

СВ. А. СИДОРЕНКО

А. В. СИДОРЕНКО

ОРГАНИЧЕСКОЕ
ВЕЩЕСТВО
В ОСАДОЧНО-
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ
ПОРОДАХ
ДОКЕМБРИЯ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
ORDER OF THE RED BANNER OF LABOR
GEOLOGICAL INSTITUTE

Sv. A. Sidorenko, A. V. Sidorenko

ORGANIC MATTER
IN THE PRECAMBRIAN
SEDIMENTARY-METAMORPHIC
ROCKS

Transactions, vol. 277



PUBLISHING OFFICE «NAUKA»

MOSCOW

1975

Св. А. Сидоренко, А. В. Сидоренко

ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО
В ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ
ПОРОДАХ
ДОКЕМБРИЯ

Труды, вып. 277



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА

1975

Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. Сидоренко Св. А., Сидоренко А. В. Труды ГИН АН СССР М., «Наука», 1975 г.

В монографии впервые в мировой литературе рассмотрены распространенность, характер распределения и формы нахождения свободного углеродистого вещества в докембрийских первично-осадочных породах самого различного возраста. Выделены и изучены петрографически и электронно-микроскопически различные морфогенетические типы проявления углеродистого вещества в докембрийских метаморфических первично-осадочных породах. Показаны распространенность и состав обнаруживаемых в древнейших метасадках твердых, жидких и газообразных углеводородов и других органических веществ. Дана изотопная характеристика углерода этих образований. Подробно проанализированы роль и значение органического вещества на ход докембрийского литогенеза, а также различные геологические и геохимические следствия его накопления в древнейших толщах. Таблиц 26. Рисунков 32. Фототабл. 22. Библ. 286 назв.

Редакционная коллегия:

академик *А. В. Пейве* (главный редактор),
академик *В. В. Меннер*, *В. Г. Гербова*, *П. П. Тимофеев*

Editorial board:

Academician *A. V. Peive* (Editor-in-chief),
Academician *V. V. Menner*, *V. G. Gerbova*, *P. P. Timofeev*

Постановка в лаборатории древних осадочно-метаморфических толщ ГИН АН СССР в 1963 г. настоящего исследования явилась прямым следствием тех успехов советской геологии в познании докембрия, которые наметились к началу 60-х годов. К этому времени было установлено, что докембрий — это не только $\frac{2}{4}$ континентального сегмента земной коры и $\frac{7}{8}$ ее истории в абсолютном летосчислении, но и вместилище, нередко преобладающей части, запасов многих важнейших полезных ископаемых; что докембрийские щиты — это отнюдь не абсолютное царство интрузивных (эндогенных) пород, что они нередко значительно более чем наполовину сложены метаморфизованными первично-осадочными породами. Все это существенным образом изменило геолого-экономическое значение докембрия и еще более привлекло к нему и научную мысль и практику. Проблема исследования докембрийского пороодо- и рудообразования стала геологической проблемой исключительной важности.

Уже в то время мы, связав воедино немалую распространенность в докембрии гипергенных образований и широко известную роль во всех поверхностных процессах живого, органического вещества, высказали мысль о том, что жизнь в докембрии должна быть развитой гораздо более значительно, чем это представлялось, и что в докембрии должны быть повсеместно распространены углеродистые и углеродсодержащие метаморфические первично-осадочные породы. Стало очевидным, что без изучения этой важнейшей составляющей осадочно-метаморфических комплексов докембрия, без познания их распространенности, характера и типов проявления, без петрографо-минералого-геохимического и изотопного исследования углеродистого вещества немислимо правильное понимание не только происхождения и условий формирования самих метаморфических первично-осадочных комплексов, но и всей геологии и истории развития земной коры на самых ранних этапах ее геологического развития. Несомненно также, что эти исследования могли иметь значение и для освещения проблемы происхождения жизни на нашей планете.

Надо подчеркнуть, что изучение следов существования древнейшего живого вещества в виде различных форм свободного углерода в осадочно-метаморфических толщах докембрия поставлено под влиянием выдающихся исследований по биосфере академика В. И. Вернадского.

Целью настоящей работы было выяснение распространенности углеродистых и углеродсодержащих пород в докембрии и их приуроченности к тем или иным литологическим и фациальным типам осадков, детальное рассмотрение морфологических (морфогенетических) типов проявлений углеродистого вещества в осадочно-метаморфических породах докембрия, приближенно-количественная оценка распространенности свободного углерода и различных углеводородов в докембрийских метаморфических первично-осадочных породах и, наконец, подтверждение изотопными методами биогенной природы углеродистого докембрийского вещества. Иначе говоря, стояла задача с современных позиций осветить проблему органического вещества в осадочно-метаморфических породах докембрия. Исследовалось лишь углеродистое вещество тех метаморфических пород, первично-осадочное происхождение которых по совокупности геологических и других данных не вызывало сомнений. В орбиту исследований

не вводились любого качества и класса палеонтологические остатки в виде окаменелостей.

Одним из авторов с 1963 г. проводятся неоднократные полевые исследования и сбор материалов из докембрийских комплексов на Кольском полуострове, в Карелии, в пределах Воронежского выступа, на Украине, в Приазовье, в Западном Прибайкалье и Восточном Саяне. Коллекции по этим районам были собраны и обработаны Св. А. Сидоренко. Отдельные образцы различных углеродсодержащих пород и другие материалы по докембрию Кольского полуострова, Кокчетавского массива Казахстана, Енисейского края, Алдана, Тукурингро-Джагдивской зоны (Дальний Восток), Антарктиды были получены авторами от И. В. Белькова, И. Д. Батиевой, К. Д. Беляева, О. М. Розена, А. В. Лейпцига, Е. А. Кулиша, Г. Л. Горошенко, В. А. Соколова, Т. В. Немовой, Ю. Б. Басса, О. И. Луневова, М. Г. Равича, Ю. К. Дзинкас, Р. М. Полуновского, Е. Т. Боброва, К. А. Жук-Почекутова, О. В. Горбачева, Г. Б. Гиммельфарба, А. Г. Зайцева и других исследователей.

Было просмотрено большое количество литературных материалов по территории СССР и других стран, содержащих сведения по распространности в докембрии углеродистых и углеродсодержащих пород, а также по геологии, петрографии, минералогии и химизму отдельных интересных нас толщ.

Детальные петрографо-минералогические исследования проявлений углеродистого вещества в различных осадочно-метаморфических породах докембрия из различных районов СССР и других стран потребовали просмотра и (или) описания более 2000 шлифов и полировок.

Электронно-микроскопическое изучение углеродистого вещества при участии одного из авторов выполнялось в лабораториях электронной микроскопии ИГЕМ АН СССР и ВИМС МГ СССР под руководством Г. С. Грицаенко.

Аналитическую работу по определению свободного элементарного углерода (более 200 определений) Св. А. Сидоренко выполняла в ГИН АН СССР и в институтах Министерства геологии СССР — ВИМС, ВНИГНИ и ВНИИЯГГ.

Исследование углеводородной составляющей докембрийских пород люминесцентно-битуминологическими, химико-битуминологическими методами, методами инфракрасной спектроскопии, газовой хроматографии и собственно газового анализа проводились при участии авторов в соответствующих лабораториях во ВНИГНИ МГ СССР (К. Ф. Родионова, Т. А. Ботнева) и ВНИИЯГГ МГ СССР (О. В. Барташевич). Работы во ВНИГНИ велись при большом внимании и содействии со стороны С. П. Максимова.

В выделении тонкодисперсного углеродистого и графитового вещества методом флотации авторам помогали сотрудники лабораторий под руководством К. С. Акоповой и В. А. Успенского (ВИМС МГ СССР), В. В. Ляховича (ИМГРЭ МГ СССР).

Изотопные исследования углерода (21 определение) углеродистых проявлений были выполнены с участием авторов в лабораториях изотопной геологии докембрия ВИМС МГ СССР (В. И. Устинов, Н. К. Попова, С. Л. Борисова и др.) под руководством Ю. А. Борщевского.

Всем руководителям лабораторий, в которых выполнялись те или иные исследования, всем сотрудникам этих лабораторий, прямо помогавшим авторам в освоении и работе различными методами при исследовании углеродистого вещества авторы приносят самую глубокую благодарность.

За полезные советы и участие в обсуждении полученных результатов авторы выражают глубокую признательность А. И. Опарину, А. П. Виноградову, В. И. Смирнову, Н. Б. Вассоевичу, А. К. Матвееву, П. П. Тимофееву, Д. П. Сердюченко, М. К. Калинко, Н. А. Штрейсу, А. Г. Косовской и Э. С. Залманзон.

«Трудно представить себе, чтобы в это время не существовало в водных бассейнах и океанах мощной жизни: микроскопических животных и растительных организмов, не обладающих скелетными частями, следовательно, для нас исчезающих. На это указывают с несомненностью мощные отложения осадочных морских пород, богатые графитом, биогенное происхождение которого не может возбуждать сомнений по его свойствам и условиям нахождения».

В. И. Вернадский
(«Химическое строение биосферы Земли и ее окружения», 1965)

ГЛАВА I

УГЛЕРОДИСТЫЕ И УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИЕ ПОРОДЫ В ДОКЕМБРИИ

(Краткий обзор распространенности)

Анализ весьма обширной в настоящее время литературы по докембрию СССР и других стран, а также личные наблюдения авторов на Кольском полуострове, в Карелии, в пределах Украинского кристаллического щита, Кокчетавской глыбы, Восточного Саяна, Алдана и Прибайкалья, Финляндии, Болгарии показывают, что углеродистые образования, углеродсодержащие породы довольно широко распространены в отложениях и протерозоя и архея. В настоящее время можно даже говорить о том, что «углеродистая составляющая», «углеродистая компонента», является, как правило, обязательной для всех первично-осадочных образований докембрия. Черными, темно-серыми, серыми углеродсодержащими бывают конгломератовые породы, и паракварциты, и парагнейсы, и параамфиболиты, и чисто карбонатные породы, кальцифиты, не говоря уже о всевозможных глинистых сланцах. Углеродсодержащие разности этих пород известны практически во всех разрезах докембрия, начиная с архея и кончая вендом. Графит, графитоиды, черные углистые породы, а порой и прослой самых настоящих углей — антрацитов — встречаются в пределах всех известных мест нахождения докембрия земного шара: на Фенно-Скандинавском щите, на Украинском кристаллическом щите, Воронежском выступе, на Урале, Алдане, Тимане, Таймыре, Кокчетавской глыбе, в Саянах, в доколе Русской платформы и т. д. За рубежом эти отложения многими исследователями описаны в пределах Канадского щита в доколе Южно-Американской платформы, в Африке, Индии и т. д.

Более того, нередко эти образования слагают целые формации. В отдельных случаях члены этих формаций представлены породами, в которых содержание органического углерода ($C_{орг}$) достигает 20—30%, порой 70%. Наконец известно несколько мест даже с небольшими углеродсодержащими в протерозойских образованиях, например в верхнем гуроне Северного Мичигана, в Канаде (Tyler a., o., 1957).

Однако следует обратить внимание на то, что в связи с практическим отсутствием в этой области каких-либо обобщающих работ нарисованная выше картина весьма широкой распространенности этих образований в первично-осадочных породах докембрия известна далеко не всем исследователям, в том числе исследователям докембрия. В этой связи эта проблема, безусловно, требует более или менее систематического обзора и анализа.

В более кратком изложении авторами настоящей работы (1968, 1971) эти вопросы уже отражены в печати. О. М. Розеном, Св. А. Сидоренко и Л. М. Близнюченко (1972), а также О. М. Розеном и Св. А. Сидоренко (1973) рассмотрен вопрос выделения в докембрии особой формации графитовых углеродсодержащих сланцев и карбонатных пород. В настоящей главе мы более подробно рассмотрим затронутые вопросы.

Прежде чем перейти к обзору, следует подчеркнуть, что основной задачей настоящей главы является показ исключительной распространенности углеродистых и углеродсодержащих пород в докембрийских отложениях. Авторы не ставили перед собой цели провести это рассмотрение на единой стратиграфической и (или) абсолютно-возрастной основах, так как очевидно, что в настоящее время это невозможно даже специалистам в этой области. Из-за ограниченности места авторы не имели возможности дискутировать или проявлять свое личное отношение к тем или иным, подчас весьма сложным вопросам тектоники, стратиграфии регионов или номенклатурных названий. Авторы сделали попытку рассмотреть рассеянные в обширной литературе сведения, отдавая, как правило, предпочтение более широко известным работам и сводкам. Мы считаем, что научная сторона дела при этом не пострадала, так как всем исследователям всегда будет ясно, о каких формациях, сериях, свитах, каких регионах будет идти речь. Позволим себе еще раз подчеркнуть, что наша основная задача в этой главе сводится к документальному подтверждению исключительно широкой и повсеместной распространенности и в протерозойских, и в архейских первично-осадочных метаморфических породах свободного углеродистого вещества и углеродсодержащих пород.

ТЕРРИТОРИЯ СССР

Обзор распространенности углеродистых и углеродсодержащих пород в докембрийских отложениях СССР мы начнем с Европейской части нашей страны и продолжим его далее на восток.

В пределах Кольского полуострова углеродсодержащие породы известны в нижнепротерозойских отложениях тундровой серии в Печенгско-Варзугской зоне и в серии кейв Кейвской зоны (Куплетский, Воробьева, 1930; Куплетский, 1932, 1939; Борисов, 1940; Соколов, 1940; Харитонов, 1940; Бельков, 1963). Кроме того, графитовосные разности гнейсов постоянно отмечаются исследователями в гнейсовых сериях беломорской и кольской формаций.

Тундровая серия в основном сложена биотитовыми и другими гнейсами и слюдяными сланцами с находящимися в подчиненном количестве кварцитами, известковыми и «углистыми» сланцами. Здесь довольно обычны пластовые и секущие тела амфиболитов. Наибольшая мощность серии 1500—2000 м. В имандра-варзугской части этой синклинирной зоны нижняя часть разреза представлена гнейсовой толщей, сменяющейся выше мощной пачкой чередующихся пара- и ортоамфиболитов.

Серия кейв, развитая в восточной части Кольского полуострова, в одноименной синклинирии, сложена главным образом гранат-биотитовыми, биотитовыми и частично амфиболитовыми гнейсами и кианитовыми кристаллическими сланцами. Для сланцев свиты кейв, входящей в серию кейв, характерна хорошая фациально-литологическая выдержанность пород в плане и смена фаций по вертикали. Важной особенностью сланцев свиты кейв является их очень темная, почти черная окраска, обусловленная тонко диспергированными по минералам породы микроскопическими частичками свободного углерода. Общая мощность толщи сланцев 800—900 м. Подробнее мы рассмотрим сланцевый комплекс свиты

кейв в главе II, поскольку сланцы эти явились одним из основных объектов нашего исследования.

Графитовые проявления в гнейсах архея Кольского полуострова (Оленегорский карьер, обнажения у Ковдора и др.) обнаруживают совершенно определенную стратифицированность и нередко ритмичность. Во всех случаях седиментогенность графитоносных гнейсов и вмещающих их гнейсовых толщ почти не вызывает сомнения у исследователей.

Многочисленные указания на находки графитосодержащих пород в Карелии можно найти в работах К. О. Кратца (1955, 1963), К. О. Кратца и др. (1966), Л. Я. Харитонова (1960, 1963), Н. Г. Судовикова (1939, 1954), В. А. Соколова (1963, 1964; Соколов, Хейсканен, 1966), П. А. Борисова (1956), В. В. Негруца (1963), Л. П. Галдобинной (Соколов и др., 1970), В. В. Макарихина и Ю. И. Садука (1973) и др.

Графитистые сланцы в ассоциации с сульфидными рудами известны из небозерской серии докарельского нежнепротерозойского комплекса (Кратц, 1963; Соколов, 1970). Для центральной зоны распространения этой серии характерен парагенезис углеродсодержащих пород со сланцевыми и амфиболовыми гнейсами и сланцами, плагиопорфиритами; реже отмечаются орто- и параамфиболиты. Максимальная мощность этой, по видимому, первично-осадочно-эффузивной свиты 800—900 м.

Широко известные шунгитовые образования описаны многими исследователями из среднепротерозойских ятулийских отложений онежского типа (Соколов, 1963; Галдобина, Горлов, 1973; Калинин, Соколов, 1973). Изученные В. А. Соколовым и М. А. Гиляровой разрезы этих отложений характеризуются широким развитием в их составе карбонатных пород при подчиненном количестве терригенных и вулканогенных образований. Характерно, что в основании ятулийских отложений здесь широко развиты древние коры выветривания на разных породах. Более подробно геология шунгитовых проявлений Карелии будет рассмотрена нами в главе II.

Как и в пределах Кольского полуострова, постоянно отмечается графитоносность гнейсов беломорской архейской формации. Графитоносные пропластки встречаются по всему разрезу беломорид, они также всегда четко стратифицированы и нередко прерывистыми наблюдениями прослеживаются на первые километры. Относительно высокая насыщенность гнейсов беломорской формации углеродистым материалом находит косвенное подтверждение и в проявлении широко известных «углеродистых» многочисленных пегматитовых жил (карбуран, тухолит, битумы и пр.). В целом ряде случаев наблюдения показывают, что это несомненно углерод, извлеченный из вмещающих гнейсовых толщ (Борщевский, 1959).

Протерозойские отложения на Русской плите относятся к двум разным по возрасту и тектоническому положению подразделениям. Нижнее подразделение, представленное отложениями нижнего и частично среднего протерозоя, сложено сильно дислоцированными метаморфическими толщами, прорванными различными интрузиями. К верхнему подразделению относятся неметаморфизованные, обычно горизонтально лежащие осадочные отложения верхнего и частично среднего протерозоя.

Отложения нижнего протерозоя фундамента Русской плиты лучше всего изучены в районе Курской магнитной аномалии (КМА), где они вскрыты большим числом скважин и горных выработок.

М. Н. Доброхотов (1961), В. Д. Полищук (1964) и М. Н. Воскресенская (1965) подразделяют нижнепротерозойские образования КМА на две серии: нижнюю — михайловскую и верхнюю — курскую. Курская серия в свою очередь подразделяется на нижнюю — железисто-кварцитовую и верхнюю — сланцевую подсерии. Верхняя — сланцевая — сложена филлитовидными кварц-серицитовыми, известковистыми, кремнисто-серицитовыми сланцами, мраморизованными известняками, хлорит-сери-

цитовыми сланцами с графитистым веществом. Мощность всей курской серии около 1500 м.

Вышележащая курбакинская свита в Михайловском синклинии сложена метаморфизованными кварцевыми порфирами, туфопесчаниками с обломками железистых кварцитов, туффитами, серицитовыми сланцами и седиментационными брекчиями. В Тим-Ястребовском синклинии курбакинская свита представлена амфиболитами, кварц-актинолитовыми альбит-биотит-актинолитовыми и другими зелеными сланцами, диабазовыми порфиритами, а также углистыми сланцами (с прослоями шунгита и алевролита). Мощность курбакинской свиты составляет не менее 1000 м.

Архей цоколя Русской платформы вскрыт при проходке глубоких скважин и частично шахтных выработок в районе Курской магнитной аномалии (КМА), скважинами в Волго-Уральской области, на Токмовском, Жигулевско-Пугачевском и Татарском сводах. По Л. А. Вardanянцу (1960) и М. М. Веселовской (1967), архейские отложения представлены высокоглиноземистыми биотитовыми гнейсами с силлиманитом, гранатом и кордиеритом; кроме того, в них весьма часто встречается графит. К другой группе архейских образований относятся биотитовые плагиогнейсы и биотит-амфиболовые гнейсы с разделяющими их пачками высокоглиноземистых гнейсов. В последних также часто отмечается графит. Залегание этих пород очень крутое, вплоть до вертикального. Метаморфизованы архейские породы в амфиболитовой и гранулитовой фациях.

Отложения архейского возраста, сложенные биотитовыми высокоглиноземистыми гнейсами архея с графитом, известны по южному склону Воронежского кристаллического массива (выступа), на левобережной Украине, в Белоруссии, а также в Эстонии, где к востоку от Таллина протягивается большая площадь, в сложении которой участвуют гнейсы с биотитом, силлиманитом, гранатом и кордиеритом.

Касаясь более подробно Украинского кристаллического щита (УКЩ), в докембрийских отложениях которого отмечается весьма много проявлений графитистых пород, следует отметить, что все они характерны для наиболее древних отложений этого региона. В породах нижнепротерозойского возраста наиболее мощные проявления углеродистых пород («графитсодержащие сланцы») известны из верхней сланцевой свиты криворожской серии. Для этой свиты характерно наличие в ее составе различных сланцев, кварцитов, метапесчаников, карбонатных пород и конгломератов. Сланцевую свиту подразделяют обычно на три подсвиты: нижнюю, мощностью 200—300 м, сложенную кварцито-песчаниками, слюдястыми и графитсодержащими («углистыми») сланцами, местами конгломератами (для низов этой подсвиты характерны кварцевые песчаники с обломочным материалом), среднюю, сложенную доломитовыми мраморами, кварц-карбонатными, графитовыми («углистыми») и кварц-биотитовыми сланцами и имеющую мощность до 650 м, и верхнюю, характеризующуюся наличием конгломератов, кварц-биотитовых сланцев, доломитовых мраморов, а также карбонатно-гальковых и тремолитовых сланцев. Мощность верхней подсвиты около 700 м. Мощность всей сланцевой свиты достигает 2700 м.

Среди архейского гнейсового комплекса Ю. Ир. Половинкина (1960, 1967) выделяет в пределах УКЩ тетерево-бугскую и маренинскую свиты, обязательными членами которых являются графитовые сланцы. И в том и в другом случае весьма характерен спектр (ассоциация) пород, участвующих в сложении свит. В тетерево-бугской свите — это биотит-амфиболовые и пироксеновые плагиогнейсы, мраморы, различные известково-силикатные породы, а также высокоглиноземистые силлиманитовые и корундовые гнейсы и сланцы. Маренинская свита представлена в основном биотит-плагиоклазовыми сланцами и кварцитами.

Графиты и графитсодержащие гнейсы широко развиты в докембрий-

ском кристаллическом массиве Приазовья (Полуновский, 1970). Здесь эти образования пространственно и генетически связаны в основном с метаосадочной гнейсовой серией Центрального и Западного Приазовья. В разрезе приазовской гнейсовой серии по особенностям литологического и петрографического состава, характеру переслаивания гнейсовых образований и наличию определенных опорных горизонтов выделяются две свиты: нижняя — темрюкская и верхняя — сачкинская (Полуновский, 1969).

Темрюкская свита характеризуется хорошо выраженным ритмическим строением, широким распространением полевошпатовых кварцитов, высокоглиноземистых гнейсов. В верхней и нижней частях разреза темрюкской свиты встречены пачки графитовых гнейсов мощностью от 1 до 8—10 м. Большинство пачек графитовых гнейсов этой свиты характеризуется значительным содержанием углерода — от 10 до 30% и более.

В сачкинской свите широко распространены карбонатные породы, представленные мраморами и кальцифирами. В разрезе свиты выделено до восьми горизонтов графитовых гнейсов мощностью от 0,1 до 18—20 м; содержание графита в гнейсах невелико и обычно не превышало 8%.

Очень широко распространены углеродсодержащие породы в протерозойских отложениях Урала (Олли, 1940, 1948; Шатский, 1945; Херасков, 1952; Раабен, 1957, 1959; Гарань, 1960; Есипов, 1963).

В Ильменском хребте отложения нижнего протерозоя слагают ильменгородскую свиту мощностью до 100 м. В ее строении принимают участие инъеционные гнейсы, амфиболиты и слюдяные сланцы, вверх по разрезу сменяющиеся гнейсами, железистыми и графитистыми кварцитами, мраморами и амфиболитами.

Но восточном склоне Южного Урала, в Урало-Тобольском и Зауральском антиклинориях, углеродсодержащие породы — графитистые филлиты — широко представлены в нижнепротерозойской кусоканской свите. Кроме того, свита сложена парагнейсами, амфиболитами, слюдяно-кварцитовыми сланцами, кварцитами и мраморами. Мощность свиты до 3000 м.

В Ляпинском антиклинории Приполярного Урала к отложениям нижнего протерозоя относится шатмолинская свита, сложенная различными метаморфическими сланцами с гранатом и андалузитом, инъеционными гнейсами и амфиболитами с пачками графитистых слюдяных кварцитов и линзами мраморов. Мощность шатмолинской свиты около 2000 м.

Отложения среднего протерозоя на территории Урала имеют ограниченное распространение. Большинство исследователей к среднему протерозою относят максютовский комплекс зоны Уралтау, подразделяющийся на следующие свиты: гамаевскую (до 150 м), кайраклинскую (600 м), яманскую (700 м) и карамалинскую (800 м). За исключением яманской свиты, углеродсодержащие породы отмечаются всеми исследователями в пределах всех вышеуказанных свит. Гамаевская свита состоит из светло-серых и серых кварцитов с прослоями мусковит-графит-кварцевых сланцев в верхних частях разреза. Кайраклинская свита представлена темно-серыми, серыми, зеленовато-серыми графитистыми, слюдяно-кварцевыми сланцами, кварцитами и маломощными линзами мраморов.

Но наиболее богаты проявлениями «углистых» и графитистых пород верхнепротерозойские первично-осадочные породы Урала. По типу разрезов выделяются Западная, Центральная и Восточная зоны. В Западной зоне к верхнему протерозою относятся бурзянская, мапакская, юрматинская, каратауская и анинская серии. Их изучение позволило Н. С. Шатскому (1945) выделить эти серии в единый рифейский комплекс. В низах бурзянской серии залегают отложения айской свиты пестрого литологического состава, с туфогенными песчаниками, с покровами спилитовых диабазовых туфов в низах разреза. Выше эти отложения сменяются аркозовыми и полимиктовыми песчаниками, конгломератами с галькой гранитов, железистых кварцитов, спилитов и других по-

род. Разрез айской свиты завершается кварц-слюдистыми и углисто-кварц-слюдяными филлитовидными сланцами. Мощность свиты до 2250 м.

Аналогом бурзянской серии являются отложения белорецкого комплекса, в состав которого входят казылташская (700 м), аюсапканская (400—500 м) и белытарская (1000 м) свиты. Кызылташская свита представлена слюдяно-кварцевыми, графито-слюдяно-кварцевыми сланцами с прослоями кварцитов, мраморизованных известняков, магнезитов и пачками измененных эффузивов. Белытарская свита имеет в своем составе измененные основные эффузивы с прослоями слюдяно-кварцевых и графито-кварцевых сланцев.

Машакская серия локально развита в хребтах Машак, Шатак и других в центральной части Башкирского антиклинория. Она представлена конгломератами, олигомиктовыми песчаниками, слюдяно-кварцевыми и углисто-глинистыми сланцами, эффузивами и туфами основного и кислого состава. Серия практически не расчленена на свиты. Мощность серии составляет 1500—2000 м.

Углеродсодержащие породы широко известны и в отложениях верхнего протерозоя Центральной зоны на Южном Урале. Графитистые филлиты известны из таганайской (мощностью около 800 м) и уреньгинской (мощностью до 2300 м) свит суваньянского комплекса (Златоустовский район). В разрезе верхнепротерозойских отложений Среднего Урала, сложенных кварцитами, доломитами, с преобладанием различных глинисто-карбонатных сланцев, известна бутонская свита мощностью до 450 м, имеющая в своем составе темно-серые углисто-слюдяно-кварцевые сланцы с прослоями песчаников. На Среднем Урале известна и черновская свита верхнего протерозоя (950 м), представленная амфиболовыми гнейсами, амфиболитами, графито-кварцевыми сланцами и кварцитами. Выше по разрезу залегают сысертские отложения, в составе которых имеются амфиболиты, железисто-графитовые кварциты, мраморы, слюдяно-кварцевые сланцы. Мощность этих отложений до 1100 м.

Верхнепротерозойские отложения Полярного Урала представлены чулаксайской свитой, сложенной серыми и темно-серыми углистыми кварцитами, кремнистыми сланцами и филлитами с амфиболитами в пизах разрезов. Мощность свиты до 750 м. В Мурзинском и Салдинском антиклинориях известны аналоги чулаксайской свиты, представленные углисто-кварцевыми, графитистыми кварцитами и амфиболитами до 1000 м мощностью.

В отложениях протерозоя Казахстанской складчатой области известен комплекс осадочных и вулканогенных пород, представленный различными сланцами и кварцитами, доломитами, известняками, песчаниками и конгломератами, а также эффузивами кислого, среднего и основного состава. Среди пород нижней части этого комплекса преобладают разнообразные кварциты с хорошо выраженной слоистостью, содержащие в большом количестве серицит, графит и хлорит. Касаясь более детально докембрийских отложений Кокчетавского массива, следует сказать, что уже отмеченная нами (Розен и др., 1972) характерная ассоциация графитовых сульфидсодержащих сланцев и карбонатных пород распространена в средней части разреза зерендинской серии так называемого раннего докембрия (номенклатура, принятая геологами Казахстана; предположительно относится к верхнему архею) и выделяется (Розен, 1966, 1967) в самостоятельную даулетскую свиту. В составе этой свиты преобладают темно-коричневые до черных андалузит-гранат-биотитовые сланцы (иногда с плагноклазом), в которых залегают многочисленные прослои мраморов и плагноклаз-диопсидовых пород мощностью от первых сантиметров и метров до 100—200 м. Часто встречается ритмичное чередование слюдяных сланцев и карбонатных пород при мощности ритма от первых сантиметров до 0,5—1,5 м. Все разновидности пород свиты содержат графит и сульфиды железа, главным образом пир-

ротин. Мощный пласт карбонатных пород (около 200 м) разделяет ду-летскую свиту на две части: нижнюю, представленную тонким чередованием сланцев и мраморов, и верхнюю, существенно сланцевую. Общая мощность свиты, судя по сопоставлению частных разрезов, составляет около 1500 м.

Протерозойские образования Северного Тянь-Шаня Л. Н. Бельковой и В. Н. Огневым (1964 а, б) подразделяются на отложения нижнего, среднего и верхнего протерозоя. Нижний протерозой представлен макбальской серией, состоящей из трех свит, связанных между собой постепенными переходами: макбальской, нельдинской и каиндинской. В разрезе макбальской свиты представлены гранат-мусковитовые сланцы, кварциты, мраморы и амфиболиты. Нельдинская свита сложена слюдистыми мраморами, кварц-мусковитовыми сланцами в низах разреза, а вверх по разрезу преобладают кварц-кальцит-мусковитовые сланцы, иногда с гранатом и «углистым» веществом, с подчиненными слоями амфиболитов и кварцитов. По степени регионального метаморфизма породы макбальской серии принадлежат к амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациям.

Верхнепротерозойские отложения в Северном Тянь-Шане представлены кенкольской серией, состоящей из двух свит. Нижняя свита представлена филлитами, известково-филлитовыми и хлоритовыми сланцами с подчиненными линзами и прослоями мраморизованных известняков, в верхах разреза иногда встречаются основные эффузивы. Мощность свиты до 220 м. Верхняя свита (1500 м) сложена мраморизованными известняками с биогермами строматолитов, кварцитами, филлитами, «углистыми» филлитами.

В центральной части Горного Алтая М. А. Черноморским (1965) в составе докембрийского метаморфического комплекса изучена теректинская свита, или серия, сложенная кварц-мусковит-хлоритовыми парасланцами, среди которых иногда встречаются прослои кварцитов и графитистых сланцев. Мощность серии составляет 5500 м.

На южном склоне Западного Саяна, в Западной Туве в докембрийских отложениях М. А. Черноморским отмечается аккольская свита, представленная актинолит-эпидот-хлоритовыми ортосланцами, парасланцами и нередко графитистыми кварцитами.

Среди докембрийских отложений Кузнецкого Алатау и Горной Шории выделяются конжинская и терсинская свиты. Конжинская свита представлена различными амфиболитовыми, слюдистыми, графит-слюдистыми сланцами с редкими прослоями мраморов. Мощность свиты до 3000 м. Терсинская свита (мощностью до 4000 м) сложена кристаллическими сланцами и кварцитами, переслаивающимися с мраморами, доломитами, графитистыми и амфиболовыми сланцами, железистыми кварцитами. Эти свиты отнесены к среднему и нижнему протерозою.

В пределах Восточной Тувы, в нагорье Сангилен, графитовые сланцы отмечены в работах А. В. Ильина (1958), Ю. М. Шейнманна (1958), А. В. Ильина и Г. А. Кудрявцева (1960), А. Л. Додина и В. К. Маньковского (1961). Более подробно они описаны А. Л. Додинным, В. К. Маньковским (1963), А. В. Ильиным, Ю. М. Шейнманном (1963), А. З. Кониковым (1961) среди отложений мугурской свиты (нижний — средний протерозой). Свита сложена кварцитами, гнейсами, амфиболитами, мраморами, мусковитовыми и графитовыми сланцами с прослоями магнетитовых кварцитов. Средняя и верхняя части разреза представлены преимущественно карбонатными отложениями балыктыгхемской и чартысской свит. Для балыктыгхемской свиты характерны однообразные белые графитистые мраморы с редкими и маломощными прослоями гнейсов, слюдяных и амфиболовых сланцев.

К отложениям верхнего протерозоя в нагорье Сангилен относится нарынская свита, мощностью более 2000 м, имеющая в своем составе

черные и серые известняки с остатками онколитов и спикулами губок, а также слюдисто-кремнистые, биотитовые, амфиболовые и углисто-кварцитовые сланцы.

В северо-восточных районах Тувы среди образований, относимых к верхнему протерозою, известны айлыгская, харальская и схемская свиты общей мощностью до 11 500 м. Айлыгская свита представлена серыми тонкоплитчатыми, с прослоями серицитовых, биотит-амфиболовых, углисто-серицитовых и других сланцев. Харальская свита, распространенная в междуречье Большого и Малого Енисея, сложена актинолитовыми, хлоритовыми, серицитовыми, кремнистыми, углисто-кварцитовыми сланцами с линзами известняков.

Достаточно широко углеродсодержащие породы представлены в пределах Таймырской складчатой системы и островов Северной Земли (Равич, 1954). Они описаны на п-ове Челюскин в верхах ждановской свиты нижнего протерозоя (мощность до 2000—2500 м), на архипелаге Северной Земли — среди пород тельмановской свиты, мощностью до 2500 м, а также на п-ове Минаина в отложениях среднего протерозоя.

Ждановская свита сложена также серицит-кварцевыми сланцами и филлитами, мраморизованными доломитами и известняками. Тельмановская свита представлена характерно переслаивающимися хлорит-серицит-кварцевыми сланцами и граувакковыми песчаниками; в самых верхах разреза среди «слоеного пирога» этих пород появляются известняки и метаморфизованные полимиктовые песчаники. В верхней же части свиты отмечаются и прослои графитсодержащих сланцев. Мининская свита сложена в основном темно-серыми графитсодержащими филлитами, песчаниками и черными глинистыми сланцами.

Графитоносны на Таймыре и первично-осадочные породы архейского возраста. Здесь графитсодержащие гнейсы описаны М. Г. Равичем (1954, 1958, 1963) в так называемой нижней карской свите. Свита сложена главным образом гранат-биотитовыми гнейсами с прослоями из кордиеритовых и силлиманитовых разностей.

Очень много сведений о распространении в протерозойских и архейских отложениях углеродсодержащих пород известно на Сибирской платформе (Обручев, 1935—1936, 1939; Коржинский, 1939; Фролова, Клековкин, 1945; Нужнов, Ярмолюк, 1959; Рабкин, 1959; Дзевановский, Судовиков, 1960; Каденский, 1961) в пределах Анабарского щита и складчатого ее обрамления.

Серицит-кварц-хлоритовые и кварц-серицитовые сланцы с примесью углистого вещества известны в нижнепротерозойских отложениях Оленекского поднятия. Здесь они встречаются в верхах эскитской серии, среди различного характера песчаных и сланцевых пород. Для последних характерно наличие в них кордиерита. Мощность толщи, включающей эти углеродсодержащие породы, около 1000 м.

Среди архейских отложений Анабарского кристаллического массива (Рабкин, 1958, 1959) графитистые гнейсы встречаются в породах ханчанской серии. Серия сложена мощными горизонтами биотит-гранатовых и гранат-гиперстеновых гнейсов, перемежающимися с горизонтами графит-биотит-гиперстеновых, биотит-двоупироксеновых и салитовых гнейсов; среди них отмечаются прослои мраморов и кальцифиров мощностью до 30—50 м; иногда попадают тонкие прослои графитсодержащих биотит-силлиманитовых гнейсов.

Часть разреза представлена преимущественно гранатовыми и биотит-гранатовыми гнейсами, иногда с графитом. Кальцифиры и гранат-гиперстеновые гнейсы занимают резко подчиненное положение.

Нижнепротерозойские слабо метаморфизованные образования Алданского щита, относимые к его верхнему структурному ярусу, выделяются как метаморфическая толща Олексы, которая подразделяется

на три свиты: чередоканскую (150 м), намсалинскую (400 м) и ханинскую (400 м). Ханинская свита представлена филлитизированными глинистыми сланцами и филлитами, иногда «углистыми» или известковистыми, а также аркозовыми и кварцевыми песчаниками и гравелитами. Мощность ханинской свиты варьирует от 400 до 700 м и более. Среди верхнепротерозойских отложений здесь известны листоватые горючие сланцы и черные битуминозные известняки. Они встречаются главным образом в отложениях майской серии (Учуро-Майский район), состоящей из энинской, оленинской, малгинской, цинандийской и лахандинской свит. Общая мощность майской серии около 2000 м.

Среди архейских отложений Алдана графитовые проявления известны в породах тимтонской серии (кюриканская свита). Свита характеризуется (Коржинский, 1936, 1939; Фролова, 1955; Дзевановский, Судовиков, 1960) переслаиванием биотит-гранатовых гнейсов, гранулитов и гиперстеновых плагиогнейсов, а также двупироксеновых и биотит-графитовых гнейсов. Мощность свиты до 3000 м.

Протерозойские образования широко развиты во всех структурно-фациальных зонах Восточного Саяна. К среднему протерозою в Центрально-Саянском поясе относится бердинская серия мощностью 7900—10 500 м, в пределах которой А. З. Конилов и В. К. Маньковский (1964) описывают графитсодержащие слюдистые кварциты (алагджерская свита) и графитистые мраморы (ханская и пезинская свиты). С этими породами в разрезе всей серии ассоциируют парагнейсы, мраморы, кальцифиры, сланцы, кварциты различного петрографического состава.

В западной части Центрально-Саянского пояса (Додин, Маньковский, 1963) протерозойские отложения представлены изыкской серией, развитой в Манском синклинории. Изыкская серия состоит из маслянской и тыхтинской свит. Особенностью маслянской свиты является переслаивание зеленовато-серых граувакковых песчаников и темно-серых филлитизированных глинистых сланцев. Выше по разрезу этой свиты располагаются известняки, местами сильно мраморизованные, с маломощными прослоями и линзами лидитов и углеродистых микрокварцитов. Общая мощность свиты около 900 м.

Протерозойские образования широко развиты в Хамар-Дабане, где они слагают центральную водораздельную часть этой страны. Среди них выделяются нижне-, средне- и верхнепротерозойские образования. Метаморфические образования среднего протерозоя объединяются в битуджидинскую серию, мощность которой до 5000—6000 м. Биту-джидинская серия в Утуликском грабен-синклинории представлена рассланцованными, существенно кварцевыми метапесчаниками, метаалевритами, слюдистыми, углеродистыми и филлитовидными сланцами. Отложения зун-муринской свиты верхнего протерозоя завершают разрез в Хамар-Дабане. Зун-муринская свита представлена серыми и белыми (изредка полосчатыми) черными и темно-серыми углеродистыми мраморизованными известняками и слюдисто-карбонатными сланцами. Мощность свиты 3000—4000 м.

В Байкальской складчатой системе графитсодержащие породы широко представлены в отложениях удоканской серии, для которой в целом характерны метаморфизованные песчаники и алевролиты с прослоями сланцев и известняков; в верхней части серии преобладают карбонатные толщи с прослоями песчаников. Завершается разрез отложениями метаморфизованных алевролитов с прослоями песчаников и филлитов. Среди отложений низов удоканской серии известны свиты, имеющие в своем составе графит- и углеродсодержащие породы. Это ортуряхская свита темных биотитовых или «углистых» (графитистых) филлитов с подчиненными прослоями метаморфизованных песчаников и алевролитов. Выше этой свиты залегают кварциты с прослоями биотит-кварцевых, иногда графитистых сланцев боруряхской свиты. Их перекрывают

отложения икабийской свиты, представленной темными «углистыми» сланцами и филлитами с горизонтом мраморов и редкими прослоями кварцитов и метаморфизованных песчаников. Общая мощность удоканской серии до 11 000 м.

Среди отложений верхнего протерозоя Байкальской складчатой области известны как миогеосинклинальные отложения, представленные патомской и байкальской сериями, так и эвгеосинклинальные, сложенные патерской, уакитской, икатской, селенгинской и кубинской сериями одноименных структурно-фациальных зон.

Патомская серия подразделяется на баллаганахскую, кадаликанскую и бодайбинскую подсерии, разделяющиеся в свою очередь на свиты. В отложениях кадаликанской подсерии выделяются шесть свит: маринская (200—500 м), джемкуканская (600—1700 м), боруканская (600—1100 м), валюхтинская (600—1700 м), жуинская (300—1200 м) и ченчинская (500—900 м), сложенные мраморизованными песчаниками, известняками и доломитами с прослоями филлитов, редко сланцев. Боруканская свита темно-серых или черных известняков и доломитов содержит прослой кварцито-песчаников, темных «углистых» алевролитов и филлитов. Среди карбонатных пород этой свиты часто встречаются известняковые конгломераты или сингенетичные брекчии, а также известняки с оолитовой структурой и остатками онколитов. Валюхтинская свита представлена однообразными темно-серыми и черными, часто «углистыми» филлитами и алевролитами с редкими и маломощными прослоями песчаников и темных доломитов.

Бодайбинская подсерия, развитая только в средней части Бодайбинского внутреннего прогиба, расчленяется на следующие свиты: аукакитскую (200—1200 м), вачскую (80—760 м), авангскую (800—1800 м), илигирскую (800—1000 м). Для отложений бодайбинской подсерии характерны мраморизованные песчаники, доломиты, алевролиты с прослоями мраморов и линзами гравелитов и филлитовидных сланцев. Отложения вачской свиты характеризуются черными мраморизованными «углистыми» (графитистыми) алевролитами и сланцами с прослоями черных кварцитов.

Эвгеосинклинальные образования верхнего протерозоя в Байкальской складчатой области представлены пятью вышеперечисленными сериями. Примером нормального разреза является разрез патерской серии, имеющей мощность до 1300 м и состоящей из четырех свит, среди которых по составу баргузинская свита представляет для нас определенный интерес. Баргузинская свита, мощностью 3000—4000 м, сложена чередованием темных известняков с темными «углистыми» (графитовыми или шунгитовыми) сланцами и филлитами; в зонах сильного метаморфизма свита представлена светлыми мраморами с чешуйками графита, слюдистыми сланцами и гнейсами, иногда с гранатом. Графитовые проявления в пределах Байкальской складчатой области (Салоп, 1964а) описаны и в отложениях архейского возраста. Так, в породах святоносной толщи отмечается присутствие черных графитизированных мраморов.

Распространенность графитовых проявлений и углеродсодержащих пород в складчатых областях Дальнего Востока исключительно велика (Солоненко, 1948, 1950, 1958; Ходак, 1956). Графитистые мраморы с диоксидом и прослоями графитовых сланцев известны из ружинской (1000 м) и матвеевской (300—3200 м) свит нижнепротерозойской иманской серии Ханкайского массива Приморья.

На Ханкайском массиве среди отложений среднего протерозоя известна тургеневская свита биотит-амфиболовых, биотитовых гнейсов и кристаллических сланцев с прослоями графита и диоксидсодержащими прослоями мраморов и амфиболитов. Мощность свиты более 2000 м.

В Буреинском антиклинории среднепротерозойские образования представлены гранат-биотитовыми, биотитовыми, гранат-графит-биотитовыми

гнейсами, кварцитами и амфиболитами саганарской свиты (1900 м) и графит-слюдистыми сланцами, гнейсами, графитистыми мраморами, кварцитами, реже амфиболитами и сланцами с силлиманитом и гранатом, составляющими ленниканскую свиту (до 1000 м).

Среди среднепротерозойских образований Хингано-Буреинского массива отмечаются биотитовые, двуслюдяные, биотит-хлоритовые, мусковитовые, альбитовые с графитом и гранатом кристаллические сланцы, амфиболиты и кварциты урильской свиты, мощностью которой до 2000 м.

Отложения верхнего протерозоя на Ханкайском массиве представлены биотитовыми, биотит-мусковитовыми сланцами с прослоями амфиболитов, известняков, мраморов, песчаников и кремнистых гравелитов с марганцовистыми и железистыми конкрециями; характерно присутствие в сланцах графита и углистого материала. Верхняя часть разреза представлена в основном известняками с прослоями углисто-графитисто-серицитовых сланцев и алевролитов. Общая мощность около 1650 м.

В Буреинском и Джагдинском антиклинариях известна афанасьевская свита, сложенная филлитизированными глинистыми, графитовыми, альбит-кварц-слюдистыми, эпидот-актинолитовыми сланцами, кварцитами и метапесчаниками; мощность свиты около 2000 м.

На Хингано-Буреинском массиве союзненская свита верхнего протерозоя (1500—2700 м), сложенная сланцами, биотитовыми кварцитами, мраморами, песчаниками, алевролитами и силлиманитовыми микрогнейсами, содержит промышленные пласты графита. Димурская свита (600—1000 м) имеет в своем составе известняки, кварциты, графитистые и углистые филлиты.

На Ханкайском массиве верхний протерозой представлен кабаргинской, первомайской, березянской и новоярославской свитами. Кабаргинская свита (до 1000 м) сложена серицитовыми, хлорит-серицитовыми, филлитовыми и графитизированными сланцами, песчаниками, алевролитами, реже туффитами, агломератовыми туфолавами кислого состава, кремнистыми породами с линзами известняков. Березянская и новоярославская свиты (1850 м) состоят из углисто-графитистых, серицитовых, серицит-хлоритовых, кремнистых сланцев, алевролитов, песчаников, железистых кварцитов.

ЗАРУБЕЖНЫЕ СТРАНЫ

Краткое обозрение распространенности «углистых» проявлений и углеродсодержащих пород в докембрийских массивах зарубежных стран мы начнем с докембрия Канадского щита.

Графитовые гнейсы в ассоциации с роговообманковыми гнейсами описаны М. Уилсоном (1968) в верхах разреза протерозойских отложений субпровинции Гренвилл (провинция Святого Лаврентия). Субпровинция Гренвилл протягивается вдоль юго-восточной окраины Канадского щита. Особенностью этой области является широкое развитие кристаллических известняков и других метаморфизованных осадочных пород, характерных для континентального шельфа. По возрасту породы субпровинции Гренвилл относятся к раннему докембрию или архею и протерозою. В сложении метаморфических толщ этого района принимают также участие чарнокитовая свита гиперстен-биотитовых гнейсов гранитного и диоритового состава (нижний архей), мраморы, железистые кварциты, железосодержащие кремнистые породы и собственно железорудная формация (протерозой).

Этот же автор (Wilson, 1957) отмечает графит- и диопсидсодержащие пегматиты в нагорьях юго-восточного Онтарио, в Квебеке (к северу от низовьев р. Оттавы). Здесь эти образования приурочены к толще интенсивно метаморфизованных кристаллических известняков и доломитов серии Гренвилл. В ряде случаев породы этой серии превращены в диопсидовые, скаполитовые и другие силикатные породы.

Среди отложений верхнего гурона Канадского щита (район Айрон Ривер, северный Мичиган) на территории Соединенных Штатов встречаются темные аргиллиты, глинистые кварциты, темные сланцы, грауваки и кремнистые породы, содержащие углерод. Содержание углерода в сланцах колеблется от 5 до 25%. Углерод находится в виде антрацитового углистого вещества, которое залегают в виде линз богатых углеродом сланцев.

Графитистые аргиллиты среди железорудной формации Бивабик известны в районе хребтов Месаби и Гранфлинт (Северо-Западная провинция). Формация представлена кремнистыми породами с магнетитом, гематитом и сидеритом (такопиты), переслаиваемыми с известняками, внутриформационными конгломератами, кварц-сланцевыми аргиллитами и графитистыми аргиллитами. Графитовые гнейсы (часто с гранатом и силлиманитом) широко распространены на огромных пространствах к северу от оз. Атабаска (провинция Черчилл). Слагающие этот район формации представлены так называемым гранитным комплексом, состоящим из метаморфизованных осадочных пород, пара- и ортогнейсов, гранитов и гранодиоритов. Парагнейсы имеют хорошо выраженную полосчатую текстуру; в них присутствуют прослои кварцитов. Весьма широко в пределах архейских и протерозойских комплексов Канадского щита развиты своеобразные аспидные сланцы. Они описаны среди архейских образований района Йеллаунайфа в ассоциации с конгломератами, аркозами, грауваками, кварцитами, аргиллитами, гнейсами и доломитами, в районе Большого Невольничьего озера среди известняков, доломитов, глинистых сланцев, аргиллитов, аркозов, туфов, андезитов, песчаников, кварцитов и конгломератов (Brown, 1932), а также в нескольких районах провинции Унгава. Здесь эти сланцы ассоциируют с кварцитами, доломитами, аргиллитами, породами железорудной формации, конгломератами.

Темно-коричневые или черные аспидные сланцы, графитсодержащие сланцы, пиритоносные «ржавые зоны» с графитом и гранатом, графитсодержащие гнейсы с силлиманитом и пирротинном описаны целым рядом исследователей (Бертельсен, Нью-Йорк, 1968) во многих районах о. Гренландия. Они распространены среди пород широко известной «кварцито-песчано-доломитовой толщи», в породах комплекса Кангамиут, развитого в западной Гренландии, среди гнейсов комплекса Исортон, а также в докембрийских отложениях северо-западной Гренландии (Cowie, 1961). Во всех указанных районах эти графитсодержащие образования находятся в тесной ассоциации с несомненно первично-осадочными породами — кварцитами, кварцито-песчаниками, доломитами, слюдяными сланцами, кальцифирами, парагнейсами.

Заметной составляющей являются углеродсодержащие породы и в докембрийских образованиях Земли Пири (Fränkl, 1951). Здесь среди метаморфизованных песчаников и граувак выделяются «темные» углеродсодержащие глинистые сланцы (северная часть Земли Пири). В центральной части Земли Пири графитовые глинистые сланцы залегают совместно с песчаниками, сланцевыми аргиллитами и мергелистыми слюдяными песчаниками над формацией песчаников Греннемарк, которые, по мнению Е. Фрэнкла, являются аналогами серии, развитой на севере этого района.

Даже среди отрывочных данных о докембрийских массивах Южно-Американского континента есть целый ряд указаний о широкой распространенности в нем графитсодержащих пород.

В пределах Бразильского щита графитовые филлиты известны из отложений среднего докембрия (доминасская серия), представленных конгломератами, кварцитами, доломитами, железорудными горизонгами, пелитовыми породами, превращенными в филлиты, кремнистыми породами, измененными вулканическими образованиями. Предполагаемая мощность всей свиты в районе Сан-Жуан-дел-Рей до 1000 м, а севернее — несколько тысяч метров. В отложениях позднего докембрия,

выделяемых под названием минасской серии в формации Пираскаба, представленной мощной толщей кварцитов, конгломератов, железистых кварцитов и филлитов, обычных кварцитов, Ди Оливейра (1959) отмечает также графитовые филлиты. Максимальная мощность формации, по его данным, достигает 300 м.

В штате Мату-Гросу в серии Куяба, представленной филлитами и конгломератами сланцевыми кварцитами, изредка отмечаются слои графита. Породы этой серии слагают небольшие участки в северных, южных и центральных частях штата.

В метаморфических породах Эквадора Х. Чопп, Дж. Маркс и Дж. Льюис (1959) отмечают среди различных орто- и парагнейсов, слюдяных, гранатосодержащих амфиболитовых, серицитовых, тальковых сланцев, филлитов, кварцитов, известковистых шиферных сланцев графитовые метаморфические сланцы. В графитовых сланцах долин рек Пастасы и Чамо залегают линзы низкосортного графита.

Графитовые гнейсы с гранатом, кианитом и кордиеритом, а также графитоносные доломитовые мраморы и кальцифиры описаны Т. Дженью и Р. Крейгом (Jenu, Graig, 1927, 1934) на Британских островах (о. Южный Харрис). Здесь эти породы, интенсивно смятые в складки, залегают в составе толщи кварцитов, кварцитовых сланцев и известково-силикатных пород. Кроме того, черные графитовые сланцы, выделяемые под названием «пород углеродистой» группы, распространены в так называемых позднедокембрийских образованиях Британских островов. Образование эти слагают нижнюю часть дальредского метаморфического комплекса и представлены повсеместно кварцитами и известняками.

Докембрийские отложения распространены в основном в средней и южной, а также в краевых частях Африканского материка. Наиболее крупными докембрийскими выступами Африки являются следующие: Западно-Африканский щит (меньшую его часть иногда называют Нигерийским, или Гвинейским, щитом), Либерийский щит, массив Сьерра-Леоне, массив Туарег. Значительная часть докембрийских выступов тянется вдоль западного берега материка к югу, достигая юных структур бассейна Карру. Бассейны Конго и Калахари отделяют западные выступы от восточноафриканских массивов. В восточной и центральной частях материка к наиболее крупным докембрийским структурам относятся Катангиды, Танганьикский щит, Замбия-Мозамбикский пояс, Южно-Родезийский щит, обширная область Трансвааля и прилегающих к нему районов; кроме того, сюда относятся восточная часть Арабской Республики Египет. Известны докембрийские образования на о. Мадагаскар.

В пределах Либерийского щита графитовые гнейсы являются обязательными членами верхних серий архейского «глубоко метаморфизованного докембрийского комплекса» (Михайлов, 1969). В этом комплексе они представлены в парагенезисе с кварцитами, амфиболитами, различными сланцами и силикатными мраморами.

Среди нижнедокембрийских отложений серии касила (архей?), выделенной английскими геологами на территории Сьерра-Леоне, часто встречаются гранатосодержащие амфиболовые сланцы и гнейсы, чарнокиты, гранатосодержащие буллитовые гранито-гнейсы, полевошпатовые гнейсы, лейкократовые гранулиты, содержащие спессартин, графит-амфиболовые сланцы и кварциты.

В тиабиритовой пачке серии симанду (архей?), выделяемой в Лесной Гвинее, среди железистых кварцитов, богатых магнетитом и гематитом, общей мощностью до 400 м, отмечаются черные графитовые сланцы мощностью до 30 м.

Протерозойские отложения на Либерийском щите подразделяются на нижний, средний, верхний протерозой. Внутри эффузивно-осадочной толщи нижнепротерозойских отложений, представленных полимиктовыми пе-

счаниками, туфопесчаниками и сланцами, отмечаются среди серицитовых и известковистых сланцев и кремнисто-графитовые сланцы.

В Южной Африке интересные нас образования развиты исключительно широко. Графитовые сланцы, чередующиеся с обычными сланцами, известны в нагорье Барбертон и в Свазиленде (свита Фигового дерева). Здесь они находятся среди полосатых кремней, граувакк и гравелитов.

Около Порт-Шенстона под названием «мраморной дельты» известен блок доломитовых грубозернистых мраморов с прослоями, содержащими редкие кристаллы оливина, пироксена, флогопита, иногда шпинели и графита.

Мраморная глубококристаллическая свита кальциево-силикатных пород, в которых присутствуют тремолит, роговая обманка, скаполит, диопсид и графит, развита в районах Карибиба и Омаруру в юго-западной части Африки и Калахари. Известняки по простиранию могут переходить в графитовые сланцы.

Отложения Витватерсрандской системы уже давно вызывали большой интерес исследователей. Система делится на два отдела: нижний и верхний, состоящий из мощной толщи кварцитов, гравелитов и конгломератов с одним значительным по мощности глинистым горизонтом (сланцы Кимберли). Верхний отдел в свою очередь делится на нижнюю свиту Мейн-Берд и верхнюю — Кимберли-Элсбург. В свите Мейн-Берд располагается горизонт тонкозернистой породы с большим количеством хлорита, а также углистого вещества и золота. В зоне Саус-Риф-Лидер также отмечается «углистая» пород. «Углистые» прослойки встречены и в пластах, перекрывающих Мейн-Риф-Лидер. В Западном Ранде в слоях Кимберли-Рифс, перекрывающих сланцы свита Кимберли, среди слоев конгломератов присутствуют «углистое» вещество и золото.

В рифтовой зоне золотоносного района Орендал-Рюста среди плохо отсортированного гравелита с редкими гальками кварца наблюдаются пятнистые участки, обогащенные пиритом и «углистым» веществом, часто встречаются «углистые» прослойки и видимое золото.

Золотоносные породы Ранда представляют собой пласты конгломерата с кварцевой галькой; содержащееся в них золото приурочено к цементу. Углерод (графит) впервые был найден в руднике Баффелсдорп-Голд вблизи Клерксдорна. Затем было доказано его широкое развитие. Он встречается в виде зернышек диаметром до 2 мм и меньше, пластинок и прожилок (последние местами секут напластование). Отдельные слои конгломератов, особенно обогащенные графитом, называют Карбон-Лидер. А. Дю Тойт (1957) считает, что графит присутствует не только в цементе, но и внутри галек, что указывает на его вторичное происхождение.

В конгломератах свиты Блек-Риф, залегающей в низах Трансваальской системы, отмечаются слои конгломерата, содержащие пирит, золото, углистое вещество, циркон, ильменит.

В отложениях доломитовой свиты низов Трапсваальской системы отмечаемое углеродистое вещество иногда образует слои и прожилки, порой замещает известняк.

В кварцитах Даспорт свиты Претория Трансваальской системы вдоль долины р. Хекс нижняя часть глинистых сланцев становится заметно графитистой. В районе Зерюста в ней появляются два хорошо выраженных графитоносных горизонта.

Исходные породы вышележащей свиты Прикватаун представлены полосчатыми кварцитами с прослоями магнетита, кремнистыми породами с прослоями кристаллических или аморфных известковистых пород, темно-синими или черными алевролитами, графитовыми сланцами, различными амфиболовыми, доломитовыми и сидеритовыми породами.

В южной Родезии отложениям Трансваальской системы соответствуют отложения системы Ломагунди, в которой отмечается мощная складча-

тая пачка, состоящая из графитовых сланцев, филлитов и тонких слоев кварцитов с граувакками и останцами вверху, известная под названием слоев Пайривири.

Углеродистые образования описаны (Хоутон, 1966) и среди докембрийских отложений о. Мадагаскар. Здесь даже выделяется специфическая «графитовая» система. Последняя подразделяется на несколько групп, или зон; для всех них, кроме самой верхней, характерно присутствие слоев графита. Породы группы Ампанихи, представленные в основном гранулитами, характеризуются большим количеством присутствующего в них графита. Среди пород группы Манампотси, представленных мигматитами, переходящими в гнейсы, также отличаются породы, обогащенные графитом.

Известно несколько мест проявлений «углистых» пород в Антарктиде. По данным М. Г. Равича, Л. В. Климова и Д. С. Соколова (1963), они встречаются в отдельных местах Восточной Антарктиды, а также в районе берега Отса (серия Вильсон). Серия представлена чередующимися слоями темно-серых биотитовых плагиогнейсов и светло-серых лейкократовых двуслюдяных гнейсов.

Проявления углеродистого вещества, углеродсодержащих пород в докембрийских осадках западной части Балтийского щита исключительно широки, что нашло свое отражение в работах большого числа исследователей этого региона.

Несмотря на то, что Балтийский щит изучался многими учеными, единой стратиграфии на абсолютно-возрастной основе пока не выработано. Поэтому мы будем рассматривать далее разрезы докембрийских отложений по странам.

Постоянное присутствие графита (часто в ассоциации с пиритом) отмечают Т. Сахама (Sahama, 1936), Е. Кранк (Kranck, 1936) и П. Эскола (Eskola, 1952) в широко известной гранулитовой серии Финляндии. Серия слагается различными типами кислых и основных пород. По данным многих исследователей, в них часто присутствуют силлиманит и кордиерит.

Ятулийские отложения, относимые к среднему протерозою, хорошо изучены в районе Соанлахти. Развитые здесь кварциты ятулия подстилаются конгломератами и сланцами. Выше кварцитов следуют доломиты и пелитовые породы, темные в пизах разреза в связи с обильным содержанием в них графита.

В районе Суоярви доломитовый комплекс перекрыт глинистыми породами, в которых содержится много углерода в виде тонкорассеянного графита. Углеродсодержащие пелиты Суоярви сопоставимы с углеродсодержащими породами Карелии, называемыми шунгитами. Они представляют собой шунгитоподобные сапропелевые, несомненно, первично-осадочные породы, богатые углеродом. По определению Е. Пелтола (Peltola, 1960), вышеназванные породы являются черными аргиллитовыми сланцами с содержанием углистого вещества (графита?) до 4%.

В обширном районе Оутокумпу преобладают тонкосланцеватые филлиты, среди которых наиболее обычны так называемые черные сланцы Муло, состоящие из очень мелких гранобласт микроклина и плагиоклаза, кристаллов пирита и пирротина и обильного, но очень тонко рассеянного углеродистого вещества. При этом отмечается, что углеродсодержащие сланцы более мелкозернисты, чем не содержащие углерод. П. Эскола (Eskola, 1927) предположил, что наличие рассеянного углерода препятствовало метаморфической перекристаллизации.

В районе Куопио гнейсы основания «выдавлены» вверх в нескольких куполах облекания, по периферии которых кварциты перекрыты доломитами, графитовыми и слюдяными сланцами со штоками микроклинитовых гранитов. Этот район слагает часть области развития карельских формаций в западной Финляндии.

В районе Тампере А. Симонен и О. Коуво (Simonen, Kouvo, 1954) обнаружили метаморфизованные осадочные породы (лепточные сланцы) мощностью более 3000 м, состоящие из алевритоподобных и более тонкозернистых пелитоподобных слоев. В составе пелитов преобладает слюда, обычно присутствует тонкорассеянный углерод (графит?)

Южнее Тампере, в районе Ноккиа, отмечаются сульфидсодержащие черные сланцы, богатые графитом, но графит здесь более крупнокристаллический.

Широко развиты «углистые» породы в широко известном районе Ориярви. Здесь темные, почти черные филлиты (цвет их обусловлен тонкорассеянными углеродистыми частицами) ассоциируются с кордиеритовыми лептитами.

Наличие углерода в кварцитах отмечалось в районе Симсио, где они кратко описаны А. Хиетаненом (Hietanen, 1938).

Описано несколько мест проявлений графитовых пород в Норвегии (Vogt, 1941; Холтедаль, 1957; Барт, Рейтан, 1967).

В районе Финмаркена известны сильно метаморфизованные рогово-обманковые сланцы и сланцы, богатые углистым материалом; встречен также пласт мощностью до нескольких метров, содержащий графит.

В Лаксельвдале породы представлены амфиболитами, кварцитами, слюдяными сланцами, графитовыми сланцами и ассоциирующимися с последними доломитами, а также сланцами, богатыми тремолитом.

Среди осадочно-вулканогенной группы в окрестностях Карасиока метаморфизованные осадочные породы слагают преимущественно самую нижнюю часть разреза, близ контакта с подстилающими кварцитами. Среди них наиболее распространены полосчатые, биотит-плагиоклаз-кварцевые сланцы; присутствуют также слюдяные, гранат-слюдяные и графитовые сланцы. Подчиненную роль играют доломиты, известковые сланцы, тремолитовые кварциты и кварциты с прослоями магнетитовых руд. Графитовый материал отмечается практически во всех упомянутых породах.

К востоку и югу от Нарвика и вдоль границы со Швецией в поле каледонид существует тектоническое «окно» докембрийских пород. Наиболее древними образованиями, по Т. Фогту (Vogh, 1941), здесь являются слюдяные сланцы, местами содержащие углистые прослои, частично биотитовые кварциты с подчиненными карбонатными породами и лавами среднего состава.

Графитсодержащие породы — аргиллитовые сланцы — описаны Н. Сундиусом (Sundius, 1923) и П. Гейером (1967) в известной «лептитовой» формации Швеции. Здесь эти породы обнаруживаются главным образом в верхней, седиментогенной, ее части («сланцы Грютхюттан»). Н. Сундиусом также отмечается такая особенность этих пород, как присутствие графита и апатита в центральных частях кварцевых стяжений.

Отмечаются черные аргиллитовые сланцы и во многих других районах Швеции, в частности в центральных и восточных ее частях среди пород осадочной серии Ларебо-Мелар. Породы этой серии состоят в основном из плохо отсортированных тонкозернистых обломочных разностей. Н. Магнуссон (Magnusson, 1936) считает, что первичный состав этих пород отвечал песчано-глинистым сланцам и субграуваккам.

Последний этап свекофеннского тектогенеза в центральной Швеции был ознаменован мигматизацией и внедрением позднесвекофенских гранитов. К этой же группе явлений П. Гейер (1967) относит и метаморфизм, который в некоторых участках региона превратил древние свекофенские породы в венитовые гнейсы. Гнейсовые толщи богаты алюминием, содержат алмадин, кордиерит, много биотита, иногда также графита.

Архейские образования лена Вестерботтен и лена Норботтен широко

распространены в северной Швеции. В лене Вестерботтен наиболее изученным является поле Шеллефтео, изучению геологии которого посвящены работы И. Эклунда (Eklund, 1923), А. Хёгбома (Högbom, 1937), С. Гавелина (Gavelin, 1955), Г. Каутского (Kautsky, 1959).

Вулканогенная серия Шеллефтео сложена эффузивами и туфами, которым подчинены прослои метаморфизованных осадочных пород, выделяемых в филлитовую серию. Филлитовая серия представлена глинистыми породами, часто содержащими значительные количества графита, а также граувакками, полевошпатовыми песчаниками; кроме того, отмечается несколько горизонтов известняков и конгломератов.

В восточном прибрежном районе Швеции, в пределах лена Норботтен, распространена серия доломитов, сланцев, кварцитов и основных эффузивов. Помимо карбонатных пород, в эту серию входят графитовые филлиты, конгломераты, полосчатые яшмы и основные вулканогенные образования (Ericsson, 1954).

Докембрийские образования Индостана слагают значительные участки Индостанского полуострова, и во многих его регионах известны значительные проявления богатых свободным углеродом пород.

Среди докембрийских образований Индии выделяются три системы: дарварская, куддапахская и виндийская. М. С. Кришнан (1954), давший сводную стратиграфию Индии, относит дарварскую систему к архею, а последние две к протерозою, при этом он не исключает возможности, что породы виндийской системы по характеру их слабого метаморфизма и условиям залегания могут соответствовать рифейской системе.

Район Восточных Гат, состоящий из горных кряжей, тянущихся в северо-восточном направлении, расположен между Безвадой и Каттаком, наибольшей ширины достигает в Гандале. Гряды сложены гранитами, чарнокитами и кварц-гранат-силлиманит-графитовыми сланцами, иногда содержащими полевой шпат.

Архейские образования высокогорной Индии развиты в Чилосе, Гилгите, Балтистане, Северном Кашмире, Ладаке и Заскаре, а также продолжают через Кумаон в Непал и Сикким. В Кашмире и Хазаре они выделяются под названием салкальской серии, состоящей из глинистых сланцев, филлитов, кварцитов, слюдяных сланцев, карбонатных и графитовых сланцев, кристаллических известняков, доломитов и биотитовых гнейсов.

Отложения дарварской системы выделяются на о. Шри Ланка, который является геологическим продолжением ближайшей части южной Индии. Архейские образования острова представлены гранулитовыми и гранатовыми гнейсами, кристаллическими доломитами и порфиroidными гранито-гнейсами, слагающими фундамент и перекрытыми так называемыми кондалитами. Кондалиты — это кварц-силлиманито-гранатовые гнейсы с графитом. С кондалитами связаны промышленные месторождения графита, флогопита, силлиманита и апатита.

На территории Бирмы, в Могокском районе, известен кристаллический комплекс, называемый могокской серией, представляющий большой интерес по разнообразию развитых здесь типов пород и наличию месторождения самоцветов. Могокская серия состоит из гнейсов и сланцев сложного состава и происхождения. Сюда входят биотитовые гнейсы, кордиеритовые гнейсы, гранат-биотитовые гранулиты, гранат-силлиманитовые сланцы (похожие на кондалиты Восточных Гат), кристаллические известняки, кальцифиры, известковистые гранулиты, кварциты. Кальцифиры и известковистые гранулиты содержат кальцит, доломит, шпинель, диоксид, флогопит, сфен и графит.

Породы этой области обнаруживают высокую степень метаморфизма. Все современные исследователи считают, что кристаллические известняки и ассоциирующиеся с ними кристаллические сланцы представляют собой метаморфизованные осадочные породы.

С докембрийскими породами связаны промышленные, хотя и небольшие, месторождения графита в кондалитах или гнейсах Калоханди штата Патна, в округах Гадавари, Визагантан и Тинневелли в Мадрасе, в штате Траванкор и в округе Варангал штата Хайдарабад.

Графитсодержащие породы — углеродсодержащие сланцы и гнейсы — распространены и в пределах Китайско-Корейского щита. Здесь их мощные проявления описаны, в частности, Ли Сы-гуаном (1951) в юго-восточном Цзянси. Углеродсодержащие породы слагают мощную толщу, в разрезе которой они многократно переслаиваются.

* * *

В заключение подведем некоторые итоги проведенного обзора распространенности углеродистых и углеродсодержащих пород в докембрии. Как видно из описания, эти образования распространены исключительно широко. По-видимому, не будет ошибочным утверждение о том, что в настоящее время докембрийские первично-осадочные комплексы просто немыслимы без углеродсодержащих пород. Ведь углеродсодержащие разности пород обнаруживаются практически во всех типах метаморфических первично-осадочных пород — во всевозможных глинистых сланцах и филлитах кварцитах и кварцито-песчаниках, мраморах, доломитовых породах, породах кальцифирового ряда.

Углеродистые и углеродсодержащие породы встречены в пределах практически всех выходов докембрия на земном шаре; в пределах всей геологически запечатленной истории нашей планеты.

Нам представляется, что документальное подтверждение всего вышесказанного уже само по себе является фактом исключительной научной важности.

Попытаемся суммировать данные о характерных ассоциациях пород, в которых встречаются углеродистые или углеродсодержащие породы. Во-первых, во всех без исключения, случаях практически все исследователи отмечают несомненный первично-осадочный генезис этих толщ в целом. В этой связи можно утверждать, что все высокоуглеродистые скопления связаны только с парапородами. Наиболее характерной ассоциацией пород, содержащих свободное углеродистое вещество, являются глинисто-сланцевые породы и обычные или высокоглиноземистые гнейсы. Относительно реже углеродсодержащие породы встречаются в ассоциативной связи с карбонатными породами — мраморами, доломитами, кальцифирами. Реже всего углеродсодержащими бывают кварциты и кварцито-песчаники. Здесь более чем очевидна аналогия с эмпирически известным фактом встречаемости органического вещества в глинах, карбонатных породах и песчаниках, который нам известен для осадочных пород фанерозоя.

Очевидно, также и то, что в этом же ряду метаморфогенных и осадочных пород убывает и степень насыщенности их углеродом. Иначе говоря, уже даже эти закономерности распространенности и распределения вещества и углеродсодержащих пород в образованиях докембрия показывают нам общее генетическое решение их происхождения.

«Строение архейских горных пород, нахождение среди них конгломератов, песчаников, известняков, углистых (графитовых) выделений, глин и т. п. явно указывает на широко развитые в это время процессы выветривания, т. е. воздействие атмосферы и гидросферы — кислорода, углекислоты и воды — на силикатные массивные породы. Мы знаем, что все процессы выветривания идут сейчас при самом энергичном и непрерывном участии жизни, переполнены биохимическими реакциями. Если бы жизни не было, они шли бы иначе. Но никакого различия этих древнейших отложений, связанных с процессами выветривания, от аналогичных современных пород мы уловить не можем. И мы должны признать, что процессы выветривания и тогда, как и теперь, регулировались жизнью, игравшей в них ту же самую роль, какую она играет в них в нашу эпоху. Неизменность продуктов этих реакций и их количественных соотношений служит едва ли опровержимым указанием на существование жизни на всем протяжении альгонской и архейской эр».

В. И. Вернадский

(Избранные сочинения, 1954—1962)

ГЛАВА II

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ, ЛИТОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИССЛЕДОВАННЫХ УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД ДОКЕМБРИЯ

Выше, в главе I, нами было показано, что наиболее часто графитоносными оказываются метаморфогенные породы первично-глинистого и первично-глинисто-песчанистого рядов, т. е. разнообразные глинистые сланцы и гнейсы. В связи с этим для детального исследования углеродистого вещества в докембрии были отобраны именно породы этих рядов, обильно насыщенные углеродом. Из образований, представляющих одну из максимальных форм накопления углерода в докембрии, были взяты широко известные шунгитовые образования.

Углеродистое вещество из глинисто-сланцевых пород было изучено нами на материалах хорошо известной свиты кейв на Кольском полуострове, графитовое вещество из гнейсов — графитоносных гнейсов из криворожской серии Украинского кристаллического щита и Приазовского массива. Основным объектом изучения шунгитов явились классические шунгитовые проявления Карелии.

Кроме того, в сопоставительных целях исследовались отдельные образцы углеродсодержащих сланцев из протерозойских отложений КМА, Кокчетавской глыбы, Восточного Саяна, Прибайкалья, из архейских графитоносных гнейсов Алдана и графитоносных гранулитов кислого состава западной части Кольского полуострова. Несколько менее детально были также изучены углеродсодержащие карбонатные породы Алдана и Карелии, «черные» кварциты Риж-Губы (Кольский полуостров), углистые сланцы из протерозойских отложений Енисейского кряжа (шунтарская свита).

Рассмотрим несколько подробнее геологию, литолого-петрографические и химические особенности пород тех серий и свит, образцы которых были более детально изучены.

КИАНИТОВЫЕ СЛАНЦЫ КОМПЛЕКСА КЕЙВ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Метаморфизованные отложения комплекса кейв распространены в центральной, относительно приподнятой части Кольского полуострова и слагают Кейвскую возвышенность, простираясь от верховьев р. Поной на северо-западе почти до низовьев этой реки, что составляет более 200 км в длину и до 50 км в ширину. В стратиграфическом разрезе этого комплекса выделяются нижняя — гнейсовая часть и верхняя — существенно сланцевая. По площади наиболее распространены отложения гнейсовой части разреза, а сланцевая образует сравнительно узкую (до 10—12 км шириной) полосу, которая прослеживается почти по всей длине рассматриваемой зоны и намечает положение осевой поверхности этой синклинальной структуры (фиг. 1; фиг. 2 и 3, см. вклейку между стр. 48 и 49).

Последовательность отложений в основных чертах понимается всеми исследователями однозначно. Основные вопросы стратиграфической терминологии и ее истории подробно изложены в работах П. В. Соколова (1958) и И. В. Белькова (1963).

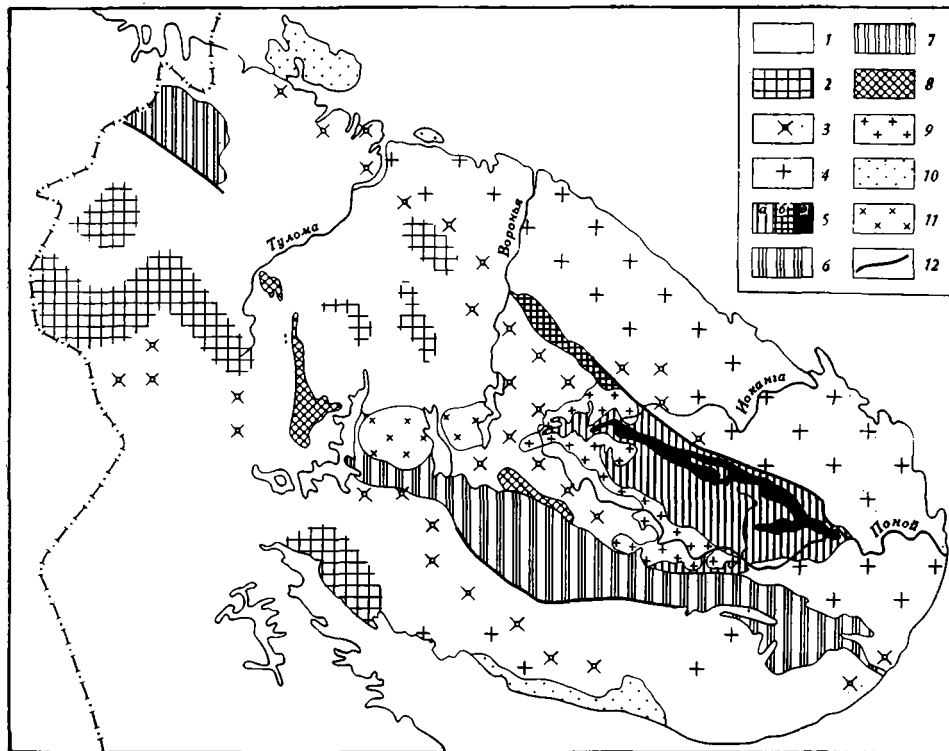
При геологических съемках комплекс кейв получил название серии кейв, причем нижняя, гнейсовая, часть разреза отнесена к одной лебяжинской свите, а верхняя — сланцевая разделяется на три самостоятельные свиты: червуртскую, выхчуртскую и песчовотундровскую. Сланцевая часть рассматриваемой толщи была расчленена (Соколов, 1958; Бельков, 1963) на свиты с буквенными обозначениями (снизу вверх: А, Б, В, Г, Д, Е, Ж; фиг. 4).

Согласно детальным исследованиям И. В. Белькова (1963), а также данным, полученным в результате изучения геологии, геохимии амфиболитов первичного происхождения (А. В. Сидоренко и др., 1971), геология комплекса кейв представляется в следующем виде.

Комплекс кейв залегает на гнейсо-гранитах архейского фундамента (Бельков, 1961), однако на большей части протяженность этой границы (на юге и западе) вдоль нее согласно располагаются щелочные гранитоиды, метаморфизующие породы рассматриваемого комплекса; на северо-востоке границы являются тектоническими.

Непосредственно на плагиогранитах архейского основания залегают гнейсы лебяжинской свиты с конгломератами в основании, содержащими гальку гранитов фундамента (Батиева, Бельков, 1958). Это монотонная толща в различных частях разреза содержит линзы кварцевых и гранитных конгломератов, а в верхней части разреза — пачки с признаками косо́й слоистости и прослоями кварцевых конгломератов, что позволяет предполагать первично-песчаный, существенно аркозовый состав исходных пород.

Червуртская свита, залегающая непосредственно на гнейсах лебяжинской свиты без прерыва в отложении, начинается с существенно ставролит-мусковит-гранатовых, весьма разнообразных по составу сланцев с прослоями и линзами кварцитов мощностью от первых метров до 25—30 м (пачка А, по И. В. Белькову, 1963), которые постепенно переходят в кианитовые, ставролит-кианитовые и слюдяно-плагиоклазовые порфиробластические сланцы мощностью 50—250 м (пачка Б) (фиг. 5; см. фиг. 4). Для этих пород характерна высокая насыщенность углеродистым веществом, тонкая параллельная слоистость, сингенетичные глиноземистые конкреции (замещенные кианитом) и пустоты выщелачивания, возникшие за счет сульфидных конкреций пирит-пирротинового состава, образовавшихся в осадке до метаморфизма (Бельков, 1960). Содержания кианита в этих породах столь высоки и стабильны в пределах рассматриваемой зоны, что кианитовые сланцы могут служить источником глиноземистого сырья.



Фиг. 1. Основные элементы геологического строения Кольского полуострова

1—4 — складчатый и гранитизированный комплекс основания (Ar):

- 1 — гнейсы кольской и беломорской серий,
- 2 — гранулиты и чарнокиты,
- 3 — плагиогранитоиды,
- 4 — микроклиновые гранитоиды;

5—9 — складчатый комплекс наложенных

структур, протерозойские синклинонии:

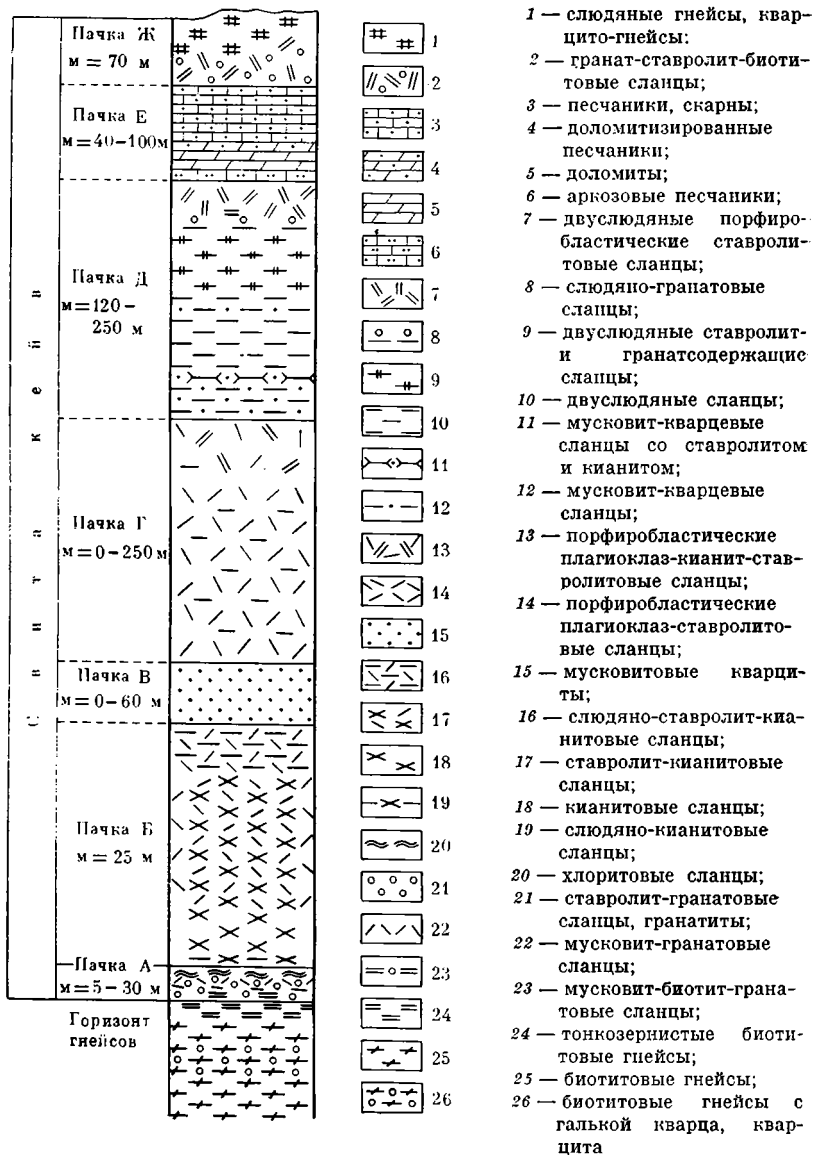
- 5 — Кейвский синклинорий (а — гнейсовый комплекс,
- б — полмос-тундровский, комплекс,
- в — сланцевый комплекс),
- 6 — синклинорий Имадра-Варзуга,

7 — Печенгский синклинорий,

- 8 — основные и ультраосновные интрузии,
- 9 — щелочные граниты и сиениты;
- 10, 11 — комплекс платформенных образований:
- 10 — осадочные породы рифея,
- 11 — щелочные интрузии;
- 12 — разломы

Выше по разрезу согласно залегает выхчуртская свита, разрез которой начинается с мусковитовых кварцитов нижней подсвиты мощностью от 20—50 м до сотни метров (пачка В), прослеживающихся лишь в центральной и западной частях структуры. В этих породах наблюдается сочетание параллельной и косой слоистости. Породы постепенно переходят в отложения верхней подсвиты, представленные кианит-ставролитовыми и плагиоклаз-кианит-ставролитовыми сланцами (пачка Г), мощность которых составляет около 100—200 м.

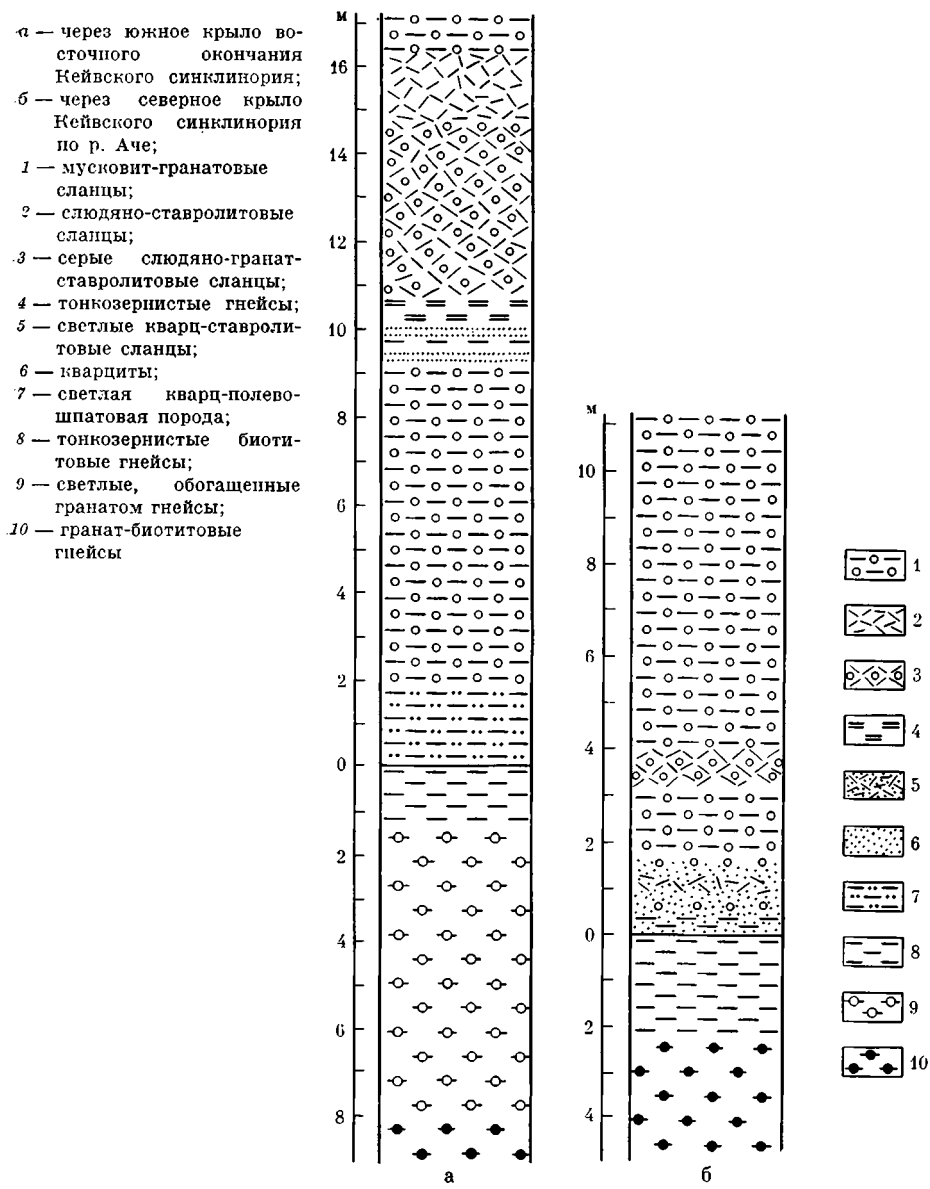
Песдовотундровская свита состоит из четырех подсвит. Нижняя подсвита (пачка Д) представлена двуслюдяными и кварцитовыми сланцами, которые переходят в ставролитовые разновидности и содержат линзы кварцевых конгломератов (Бельков, 1963). Мощность нижней подсвиты достигает 200 м. Вторая подсвита (пачка Е) сложена доломитами и известняками, скарноподобными пироксеновыми породами и кварцито-песчаниками общей мощностью 40—100 м, в которых встречены признаки образования их в мелководном бассейне — знаки ряби и косая слоистость. Третья подсвита, в целом отвечающая пачке Ж, которая венчает



Фиг. 4. Сводная литолого-стратиграфическая колонка свиты кейв

разрез серии, сложена плагиоклазовыми сланцами, кварцито-песчаниками, а также гранатовыми, ставролитовыми и двуслюдяными сланцами общей мощностью около 70—80 м. Верхняя, четвертая подсвита песчовотундровской свиты резко отличается по составу от всех остальных подразделений кейвской серии. Это амфиболиты по минералогическому составу, предположительно эффузивного происхождения, мощность которых оценивается примерно в 100 м.

В целом разрез червуртской, выхчуртской и нижней части песчовотундровской свит характеризуется фациальной выдержанностью на всем протяжении рассматриваемой зоны, небольшой мощностью отдельных литологических горизонтов при общей мощности разреза от 1000 до 2000—2500 м в наиболее глубоких, центральных, частях бассейна, существенно глинистым составом, появлением углеродистого вещества и сульфидов в наиболее глиноземистой его части (верхняя часть червуртской свиты, пачка Б), которая по составу приближается к существенно кианитовым (сахаристым) глинам, обычно ассоциирующимся с бокситами.



Фиг. 5. Литологические колонки через пограничную зону между гнейсами и сланцами пачки А

Породы в данном разрезе характеризуются присутствием в верхней его части кварцевых конгломератов, косослоистых песчаников, песчаников со знаками ряби и доломитов. Совокупность этих данных позволяет предполагать, что седиментация происходила в условиях мелководного бассейна в относительно стабильной тектонической обстановке, при глубоком выветривании пород в областях размыва и высокой степени осадочной дифференциации.

Общая последовательность пород в стратиграфическом разрезе обнаруживает периодическую направленную смену отложений по стратиграфической вертикали. Выделяются циклы (Соколов, 1958), или ритмы (Бельков, 1963), осадконакопления, которые начинаются более грубыми отложениями и завершаются тонкими, пелитовыми или хомогенными

осадками. Первый цикл седиментации охватывает червуртскую свиту, второй и третий циклы — нижнюю и верхние части выхчуртской свиты (пачки В и Г для второго цикла, Д — для третьего цикла), четвертый цикл — две нижние подсвиты песчовотундровской свиты (пачки Е и Ж).

Складчатая структура рассматриваемого комплекса в главных чертах достаточно проста. По морфологическим признакам эта зона получила название Кейвского синклинория (Харитонов, 1957; Бельков, 1963). Крылья синклинория сложены гнейсами лебяжинской свиты, ядро — сланцами трех вышеупомянутых свит.

Как уже частично отмечалось выше, углеродистые проявления известны нам во всех породах кейвского комплекса — в гнейсах, в амфиболитах (в параамфиболитах), кварцитах, а также практически во всех литолого-петрографических разновидностях собственно сланцевых пород. Но особенно богатыми углеродом являются темно-серые и черные кианитовые сланцы пачки Б. Согласно И. В. Белькову и нашим личным детальным наблюдениям, в составе пачки Б выделяется ряд пластов. Нижний пласт — переходный от пород пачки А, сложен филлитоподобными кварц-серицитовыми сланцами с незначительным содержанием кианита. Выше залегают пласт существенно кианитовых сланцев (нижний продуктивный пласт), пласт ставролит-кианитовых сланцев с небольшой примесью ставролита (верхний продуктивный пласт) и пласт ставролит-кианитовых сланцев, обогащенных ставролитом.

Различия между породами, слагающими отдельные пласты пачки Б, главным образом связаны с изменением соотношения кианита и ставролита (табл. 1). В целом снизу вверх в стратиграфическом разрезе пачки Б возрастает содержание в породах железа и соответственно содержание ставролита.

Таблица 1

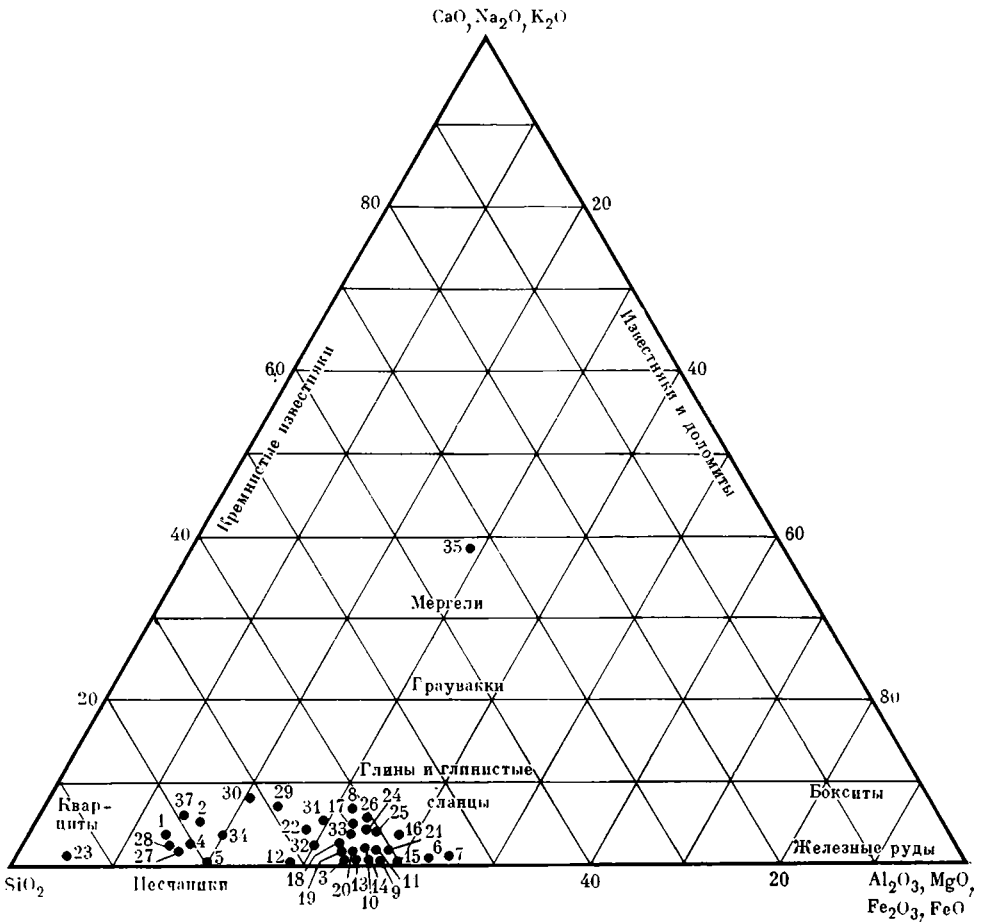
Среднее содержание кианита и ставролита в пластах сланцев пачки Б (в объеме, %)

Пласт	Кианит	Ставролит
1	2,0—5,0	—
2	30,0—40,0	0,1—0,5
3	20,0—30,0	1,0—4,0
4	30,0—40,0	0,0—4,0
5	10,0—25,0	10,0—15,0

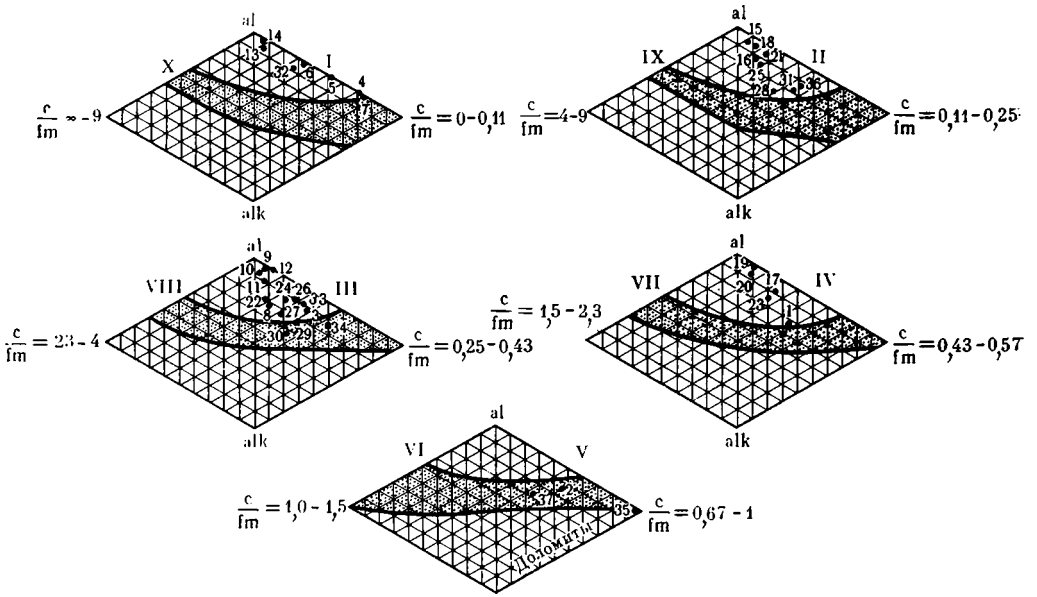
Среди всего многообразия пород пачки Б можно выделить три группы кристаллических сланцев, отличающихся спецификой минерального состава: кварц-серицитовые, кианитовые и ставролит-кианитовые, слюдяно-плагноклазовые.

Среди собственно кианитовых (кианитовые и ставролит-кианитовые) сланцев по составу и морфологическим типам кианита выделяются параморфические (с параморфозами кианита по хиастолиту), конкреционные, агрегатно-волокнистые (сноповидные, волокнистые, радиальноволокнистые), радиальнолучистые, призматически-зернистые, порфиробластические кианитовые и ставролит-кианитовые сланцы. Кроме петрографических разновидностей сланцев, в которых кианит представлен каким-либо одним морфологическим типом, очень часто встречаются разновидности, где кианит присутствует одновременно в двух, а иногда и трех различных формах выделения.

Помимо кианитовых сланцев, к этой же пачке относятся силлиманитовые и слюдяно-плагноклазовые сланцы с кианитом и ставролитом.



Фиг. 6. Диаграмма химического состава осадочных пород по А. Н. Заварицкому
Точки — номера анализов



Фиг. 7. Поля магматических и осадочных пород (показано крапом) в плоскостях, секущих тетраэдр П. Ниггли
Точки — номера анализов

Таблица 2

Химический состав сланцев пачки Б (в вес. %) (по данным И. В. Белькова)

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO
XXV	62,02	0,59	24,52	2,13	0,00	0,00	0,40
15/41в	61,44	1,61	33,55	0,50	0,66	0,56	0,49
81/52	64,32	0,94	29,23	0,53	0,15	0,02	0,26
83/52	62,62	1,21	29,30	0,67	0,20	0,08	0,30
58/33	72,22	0,94	23,36	0,29	1,18	Сл.	0,44
102/5	64,13	0,89	29,04	1,35	0,35	0,04	0,06
73/56	62,10	1,42	32,26	1,08	0,29	0,35	0,06
73/57	60,42	2,13	32,64	1,23	0,88	0,26	0,20
58/30	58,30	1,59	29,53	1,51	1,91	0,00	0,40
13/29	61,60	1,75	25,33	1,74	1,71	0,75	2,02
149/8	64,91	1,00	27,01	2,34	0,00	0,00	0,37
60/51	64,37	0,66	28,83	0,87	0,56	0,18	0,62
75/52	63,00	1,13	30,69	0,69	0,31	0,00	0,48
13/24	60,59	2,23	29,01	1,86	1,24	0,43	0,54
141/2	67,86	0,91	21,62	1,17	0,00	0,19	0,46

Примечание.

Обр. XXV — кварц-серицитовый филлитовидный сланец, переходный от пород пачки А к породам пачки Б. Порода серого цвета, тонкозернистая, с отчетливо выраженной тонкой слоистостью. Главные минералы: кварц, серицит; второстепенные: плагиоклаз, рутил, рудный минерал, углеродистое вещество. Восточное окончание Кейв.

Обр. 15/41в — темно-серый, сноповидно-волокнистый кианитовый сланец. В основной мелкозернистой существенно кварцевой ткани располагаются сноповидные агрегаты волокнистого кианита, достигающие 2—3 см в длину. Агрегаты кианита имеют плоскостную, отчасти линейную ориентировку. Главные минералы: кианит, кварц; второстепенные: мусковит, ставролит, плагиоклаз, хлорит, биотит, рутил, углеродистое вещество. Верховье р. Ельёк.

Обр. 81/52 — темно-серый кианитовый сланец со сноповидными агрегатами кианита. В породе наблюдается первичная слоистость, обусловленная чередованием серых и темно-серых слоев. Кианит ориентирован под углом 60° к слоистости. Главные минералы: кианит, кварц, мусковит; второстепенные: ставролит, рутил, углеродистое вещество. Гора Кырпуайв.

Обр. 83/52 — темно-серый, слоистый, сноповидно-волокнистый кианитовый сланец. В светлой слюдяно-кварцевой основной ткани породы содержатся темные сноповидные агрегаты кианита. Наблюдается чередование существенно кварц-мусковитовых слоев со слоями, обогащенными кианитом. Мощность отдельных сло-

ев 2—7 мм. Главные минералы: кианит, кварц, мусковит; второстепенные: ортит, рутил, углеродистое вещество. Гора Кырпуайв.

Обр. 58/33 — темно-серый кианитовый сланец. Основная мелкозернистая существенно кварцевая ткань породы содержит веретеновидные кристаллы кианита и их скопления такой же формы. Главные минералы: кварц, кианит; второстепенные: ильменит, рутил, сфен, углеродистое вещество. Река Семужья (среднее течение).

Обр. 102/5 — темно-серый сноповидно-волокнистый кианитовый сланец. Основная ткань тонкозернистая, мусковит-кварцевая, включает мелкие (до 1 см) сноповидно-волокнистые агрегаты кианита. Главные минералы: кварц, кианит, мусковит; второстепенные: плагиоклаз, рутил, углеродистое вещество. Тундра Нусса.

Обр. 73/56 — серый ставролит-кианитовый сланец со сноповидно-волокнистыми агрегатами кианита. Кианит и ставролит имеют линейную ориентировку. Главные минералы: кианит, кварц, мусковит, ставролит; второстепенные: рутил, ильменит, биотит, углеродистое вещество. Тундра Мальурдайв.

Обр. 73/57 — темно-серый волокнистый ставролит-кианитовый сланец, слегка сплошной. Кианит линейно ориентирован. Главные минералы: кианит, кварц, ставролит, мусковит; второстепенные: биотит, хлорит, ортит, углеродистое вещество. Тундра Мальурдайв.

Обр. 58/30 — серый сноповидно-волокнистый ставролит-кианитовый сланец. Основная ткань сланца мелкозернистая мусковит-кварцевая. На ее фоне выделяются сноповидные агрегаты

Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	MnO	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	П.п.п.	Сумма
1,23	5,23	0,06	0,00	0,18	—	3,87	100,23
0,38	0,06	0,28	0,00	0,06	—	0,83	100,42
0,79	1,22	0,09	0,00	0,09	—	2,12	99,72
1,73	0,68	0,08	0,00	0,09	1,95	0,31	99,82
Сл.	Сл.	—	0,00	0,00	0,99	0,67	100,09
0,47	1,36	—	0,02	0,17	—	1,96	99,84
0,55	0,67	—	0,02	0,28	—	1,24	100,32
0,28	0,12	—	0,07	0,16	0,90	1,18	100,47
1,01	2,40	—	0,00	0,10	—	3,57	100,32
1,99	1,26	0,42	Сл.	0,12	—	1,46	100,15
0,78	0,93	0,20	0,00	0,12	0,97	1,35	99,98
0,11	0,82	—	0,00	—	—	2,96	99,98
1,43	1,06	0,07	Сл.	0,11	—	1,63	100,60
0,74	1,65	0,16	»	0,08	—	1,97	100,50
2,10	2,62	0,06	0,00	0,20	1,86	1,08	100,13

кианита (1—1,5 см длиной), овальные порфиробласты плагиоклаза (до 1,5 см в поперечнике) и мелкие призмочки ставролита. Главные минералы: кварц, кианит, мусковит, плагиоклаз, ставролит; второстепенные: ильменит, рутил, углеродистое вещество. Река Семужья (среднее течение).

Обр. 13/29 — радиальнолучистый ставролит-кианитовый сланец темно-серого цвета. На фоне мелкозернистой слюдяно-кварцевой основной ткани выделяются радиальнолучистые агрегаты кианита радиусом 0,5—1 см, овальные порфиробласты плагиоклаза, кристаллы ставролита. Главные минералы: кианит, кварц, плагиоклаз, мусковит, ставролит; второстепенные: биотит, ильменит, рутил, углеродистое вещество. Тундра Воргельурта.

Обр. 149/8 — темно-серый мелкоконкреционный кианитовый сланец. Основная ткань породы мелкозернистая, мусковит-кварцевая, содержит небольшие (до 1,5 см в поперечнике), сплюснутые в плоскости сланцеватости, конкреционные стяжения кианита. Главные минералы: кварц, кианит, мусковит; второстепенные: рутил, ставролит, апатит, углеродистое вещество. К северу от пос. Каневка.

Обр. 60/51 — параморфический кианитовый сланец. Темная основная ткань породы содержит светлые параморфозы кианита по хиастолиту размером до 2—3 см в поперечнике. Главные минералы: кварц, кианит, мусковит; второстепенные: плагиоклаз, сфен, хлорит, углеродистое вещество. Тундра Воргельурта.

Обр. 75/52 — светло-серый сланец с игольчато-призматическим кианитом. Наблюдаются прослои, обогащенные кианитом и существенно состоящие из слюдяно-кварцевой основной ткани. Мощность прослоев 1—2 см. Главные минералы: кианит, кварц, мусковит; второстепенные: ильменит, рутил, ортит. Гора Кырпуайв.

Обр. 13/24 — призматически-зернистый ставролит-кианитовый сланец желтовато-сероватого цвета. В сланцеватой мелкозернистой мусковит-кварцевой основной ткани породы в большом количестве содержатся призматические зерна кианита и ставролита длиной от нескольких миллиметров до 1 см и очковые выделения плагиоклаза до 1 см в поперечнике. Кианит в породе ориентирован линейно. Главные минералы: кианит, кварц, мусковит, ставролит, плагиоклаз; второстепенные: ильменит, хлорит. Тундра Воргельурта.

Обр. 141/2 — темно-серый слюдяно-плагиоклазовый сланец. Основная мелкозернистая ткань породы отчетливо сланцеватая, сложена кварцем и мусковитом. На ее фоне выделяются темные очковые образования плагиоклаза размером 1—3 см в поперечнике. В незначительном количестве присутствуют мелкопризматические кристаллы кианита и ставролита. Главные минералы: кварц, мусковит, плагиоклаз; второстепенные: кианит, ставролит, рутил, углеродистое вещество. К северу от пос. Каневка.

Последние особенно широко развиты в восточной части Кейв, свидетельствуя о своеобразном режиме осадконакопления в этом районе, отличающемся от режима центральных Кейв. Развитие же силлиманитовых сланцев на месте кианитовых обусловлено дополнительным метаморфизмом последних под воздействием интрузии щелочных гранитов.

В этой главе мы опустили более детальную литолого-петрографическую характеристику выделенных выше типов сланцев, поскольку предполагаем сделать это в следующей главе, совместив их описание с описанием морфологии и характера распределения в них углеродистого вещества.

Таблица 3

Параметры химических анализов сланцев пачки Б (по П. Ниггли)

№ на диаграмме (см. рис. 7)	№ обр.*	si	al	fm	c	alk	mg	k	c, fm	t
8	XXV	298	69,3	7,5	2,0	21,3	0,00	0,74	0,27	45,8
9	15/41в	273,6	88,0	7,8	2,3	1,9	0,46	0,14	0,29	84,2
10	81/52	333	88,8	2,2	0,9	8,1	0,08	0,50	0,43	79,8
11	83/52	311	84,5	3,9	1,5	10,1	0,15	1,19	0,38	72,5
12	58/33	466	88,8	8,1	3,1	0,0	0,00	0,00	0,38	85,6
13*	102/5	325	86,3	6,8	0,3	6,6	0,04	0,32	0,04	79,0
14 ³	73/56	289	88,4	7,0	0,3	4,3	0,32	0,42	0,04	84,0
15	73/57	275	88,4	9,0	1,1	1,5	0,18	0,18	0,12	86,0
16	58/30	255	75,9	11,5	1,8	10,8	0,00	0,64	0,15	58,1
17	13/29	261	63,1	16,3	9,1	11,5	0,29	0,30	0,56	42,6
18	149/8	313	82,3	9,0	1,9	6,8	0,00	0,45	0,21	73,6
19	60/51	317	86,4	7,1	3,25	3,25	0,20	0,82	0,46	79,9
20	75/52	294	84,5	3,4	2,2	9,9	0,00	0,33	0,65	72,4
21	13/24	268	76,2	13,7	2,4	7,7	0,21	0,60	0,17	66,1
22	141/2	375	70,5	6,3	2,6	20,6	0,26	0,45	0,41	47,3

* Описание образцов см. табл. 2.

Химизм пород кристаллических сланцев пачки Б приведен в таблицах 2 и 3. Как видно из таблиц, по химическому составу сланцы пачки Б довольно близки. Для всех них характерен избыток глинозема, не связанного с щелочными и щелочноземельными элементами. Щелочные элементы (K, Na) связаны в основном в слюдах и плагиоклазах, так же как и кальций. Избыток глинозема реализован в кианите, ставролите и частично мусковите. По петрохимическим данным все сланцы пачки Б попадают в поле глин и глинистых сланцев (при пересчете по А. Н. Зававицкому; фиг. 6) или в поле глинистых осадков (на диаграммах П. Ниггли; фиг. 7).

Коснемся кратко литологической характеристики пород кейвской серии, прежде всего углеродсодержащих кианитовых сланцев пачки Б как в известной мере показателя условий их седиментации. И. В. Бельковым и нами в породах всех пачек наблюдались практически все признаки, обычно свойственные седиментогенным породам, как-то: первично-слоистая текстура, присутствие конгломератов и других грубообломочных образований, знаки ряби, присутствие конкреций и пустот от выщелачивания и т. п.

В кианитовых и ставролит-кианитовых сланцах различающаяся макроскопически слоистость была обнаружена в большинстве изученных разрезов. Особенно хорошо она заметна на границе сланцев пачки Б со сланцами пачки А, в филлитовых и отчасти в кианитовых сланцах.

В пачке Б среди кианитовых сланцев довольно часто можно наблюдать более грубую, отчетливо выраженную параллельную слоистость с чередованием слоев, богатых кианитом, и слоев, сложенных преимущественно кварцем. Слоистость подчеркивается также неравномерностью окраски. Мощность слоев различного состава колеблется от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. При этом стратиграфически выше по разрезу наблюдается увеличение количества темных слоев до почти полного исчезновения светлых.

Особенно хорошо слоистость фиксируется в порфировых плагиоклазах. Слоистость сохраняется в них даже в тех случаях, когда она полностью уничтожена во вмещающей массе породы.

Таким образом, в глинистых и песчано-глинистых породах преимущественно развита параллельная слоистость. Границы между слоями отчетливые, реже постепенные. Чередование слоев ритмичное, что выражается в смене слоев, насыщенных углеродистым веществом, слоями, бедными или лишенными его. Реже слоистость обусловлена чередованием слоев, обогащенных кианитом, и слоев, сложенных преимущественно кварцем. Мощность отдельных слоев неодинакова, но, как правило, очень небольшая и колеблется в пределах долей миллиметра или сантиметра.

В редких случаях слоистость подчеркивается послойным распределением ставролита, которое, возможно, связано с первоначальной литологической неоднородностью состава осадка. Не исключена также возможность, что послойное распределение ставролита связано с более поздними процессами его переотложения вдоль ослабленных зон слоевого квиважа.

Относительно абсолютного возраста седиментации пород кейвского комплекса можно сказать следующее. По данным А. И. Тугаринова и Г. В. Войткевича (1966), возраст метаморфизма осадочных пород Кейвского синклинория определяется в 2600—1700 млн. лет. Учитывая тектоническую обособленность синклинория от фундамента, указывающую на существенную смену режима развития, возраст седиментации этих пород может быть определен примерно теми же интервалами.

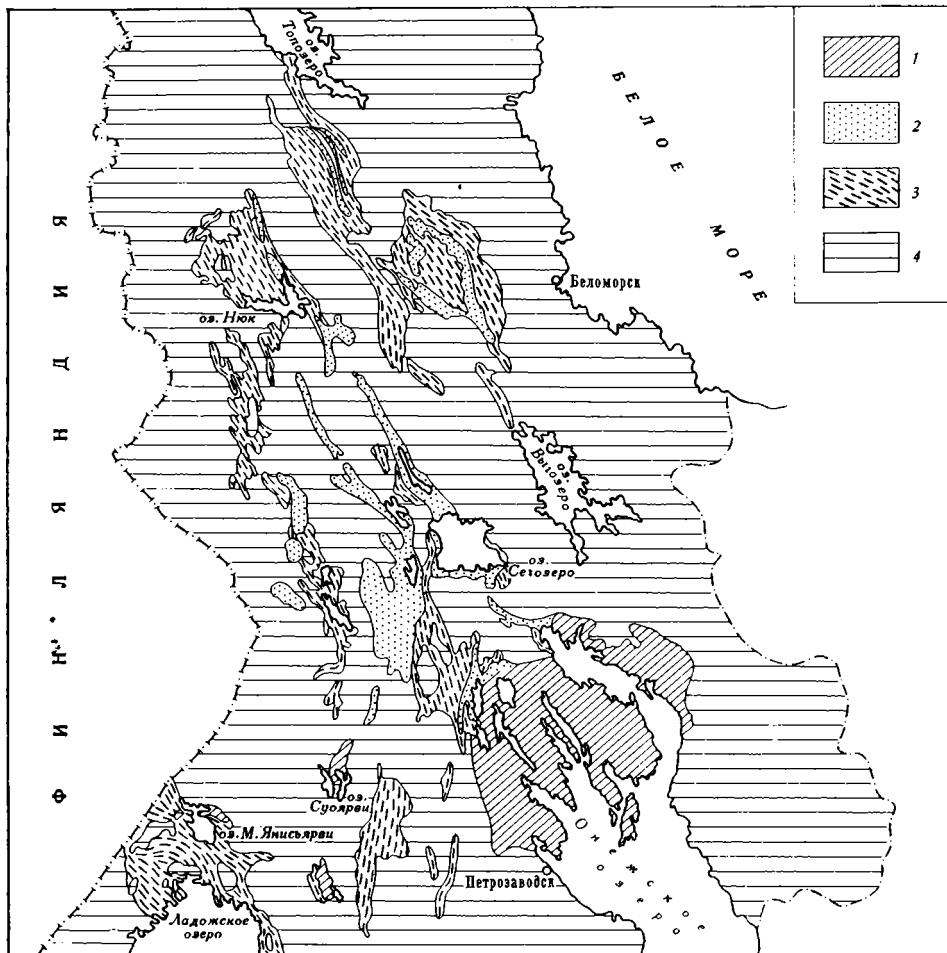
ШУНГИТЫ И ШУНГИТОВЫЕ ПОРОДЫ ЗАОНЕЖЬЯ (КАРЕЛИЯ)

Шунгитовые образования Карелии известны среди протерозойских отложений очень давно и описывались многими исследователями. Наиболее подробный анализ геологии и литологии толщ, содержащих эти образования, дан в последние годы в работах В. А. Соколова (1963, 1964, 1970; Соколов и др., 1970), Ю. К. Калипина и В. А. Соколова (1973), Л. П. Галдобинной и В. И. Горлова (1973).

Как известно, протерозойские отложения Карелии, согласно стратиграфической схеме, разработанной сотрудниками Карельского филиала АН СССР (Кратц, 1955), подразделяются в настоящее время на три подгруппы: нижний, средний и верхний протерозой, состоящие из отделов, подразделов и т. д.

Согласно В. А. Соколову (1963, 1970) к нижнему протерозою отнесены мощные, интенсивно складчатые и сильно метаморфизованные по составу осадочные и осадочно-вулканогенные толщи геосинклинального типа, которые секутся интрузиями гранитных и основных пород.

Средний протерозой представлен толщами конгломерато-кварцитовых, карбонатно-песчано-сланцевых отложений с эффузиями и интрузиями основных пород. Для среднепротерозойских отложений характерен слабый метаморфизм, пологие складчатые структуры, большей частью типа наложенных мульд, и крутое даже опрокинутое залегание в узких зонах разломов. Среднепротерозойские отложения образовались в период перехода от геосинклинали к платформе.



Фиг. 8. Схема распространения ятулийских отложений Карелии

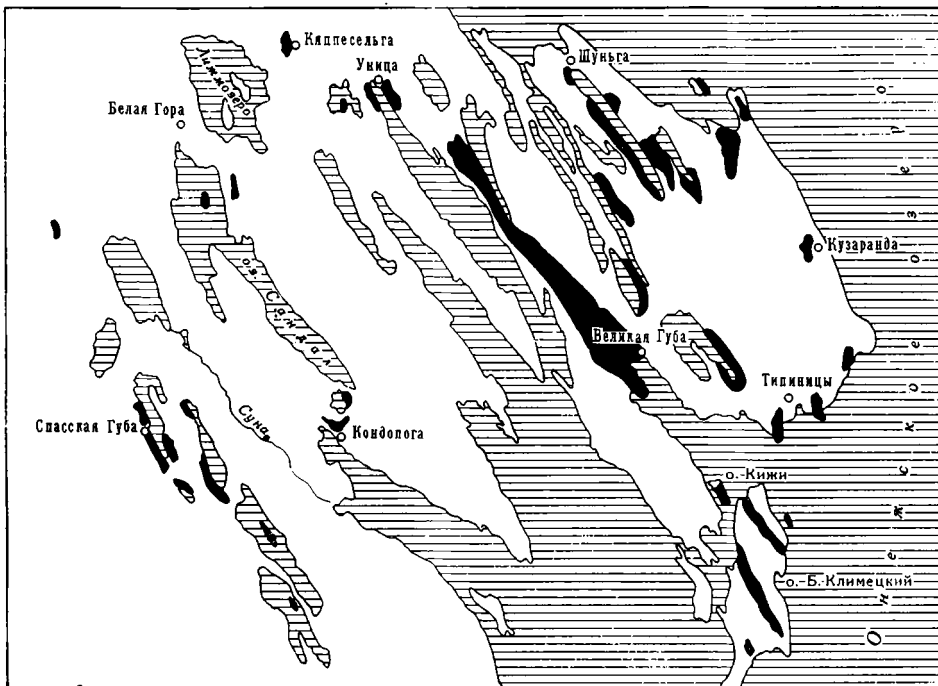
1 — ятулийские отложения онежского типа разреза; 2 — ятулийские отложения сегозерского типа разреза; 3 — нижнепротерозойские отложения; 4 — архейские породы

К верхнему протерозою принадлежат слабо метаморфизованные кварцито-песчаниковые толщи платформенного типа, слагающие пологие структуры. Такая стратиграфическая схема протерозоя, которая наиболее полно отражает имеющийся фактический материал, исторически сложилась на основе длительного опыта изучения протерозойских образований Финляндии и Карелии.

Протерозойские образования Карелии залегают на архейских породах (гнейсах) беломорского комплекса.

Собственно шунгитовые породы описаны в составе среднепротерозойских образований Карелии. Последние подразделяются (Кратц, 1955) на три отдела: сариолийский, ятулийский и суйсарский.

Как показано В. А. Соколовым (1970), ятулийские отложения, к верхам которых и приурочены шунгитовые породы, несогласно перекрывают образования доятулийских структурных ярусов и отделяются от них разными типами базальных отложений, в том числе древней корой химического выветривания (фиг. 8). Во всех известных районах распространения шунгитосодержащих толщ (районы озер Суоярви, Туломозера, Малое Янисъярви и Онежского) они приурочены к кровле разреза верхнего ятулия «онежского типа» и носят, согласно разным авторам, названия



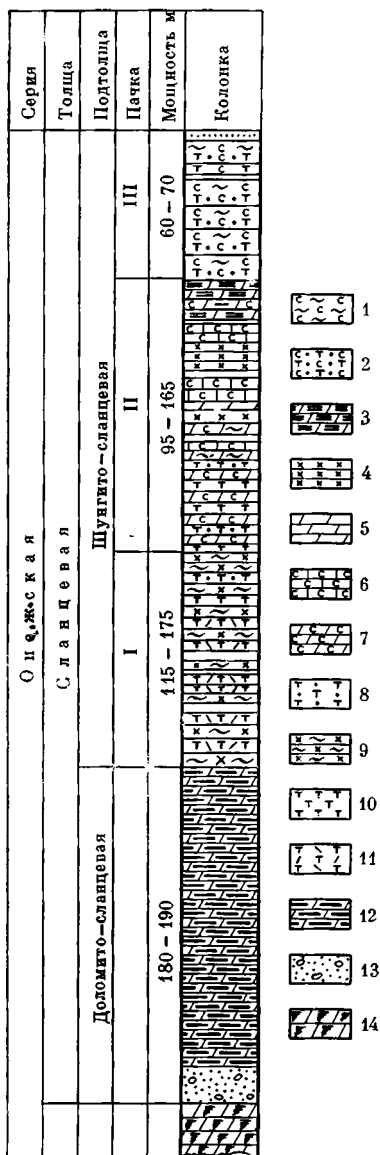
Фиг. 9. Распространенность шунгитовых (черное) сланцев в Заонежье

«сланцевой» толщи, «заонежской свиты» и «шунгито-карбонатно-сланцевой толщи» (фиг. 9).

Ятулий онежского типа разреза характеризуется широким развитием в его составе карбонатных и шунгитсодержащих пород при меньшем количестве терригенных и вулканогенных пород. В основании ятулия здесь широко развиты древние коры выветривания на разных породах. Нижнеятулийские отложения представлены в основном обломочными континентальными осадками различной мощности (0—400 м), причем на значительной площади развиты маломощные осадки. Среднеятулийские толщи сложены в основном карбонатными породами с песчано-глинистыми прослоями и гематитовыми рудами в кровле подотдела; верхнеятулийские — карбонатными и шунгитсодержащими (сланцы, карбонаты) породами.

Наиболее полный разрез верхнеятулийских пород установлен в районе северо-западного Прионежья, где в ходе геологоразведочных работ Северо-Западного геологического управления (В. А. Подкопаев, Л. А. Бондарь) и тематических исследований Института геологии Карельского филиала АН СССР (Л. П. Галдобина, В. И. Горлов, В. А. Соколов и др.) были получены в последние годы новые материалы о составе и строении шунгитсодержащей толщи, породы которой широко развиты на Заонежском полуострове и прилегающих площадях (р. Пажа, участки дер. Гомпельга — дер. Спасская Губа — дер. Тивдия и др.).

На пестроцветных мраморизованных доломитах (красные, розовые, серые) здесь залегают отложения онежской шунгитсодержащей толщи, которая подразделяется на две подтолщи: доломито-сланцевую и сланцево-шунгитовую (фиг. 10). Доломито-сланцевая подтолща сложена серицит-кварцевыми, серицит-доломит-кварцевыми и серицит-доломитовыми сланцами серого, зеленовато-серого цвета. Это тонкозернистые, обычно тонкослоистые породы, иногда с небольшим количеством шунгитового вещества. Мощность подтолщи достигает 150—180 м. Сланцево-шунгитовая



Фиг. 10. Литолого-стратиграфическая колонка онежской серии

- 1 — шунгито-глинистые и глинисто-шунгитовые сланцы;
- 2 — шунгитосодержащие туффопесчаники и туфоалевролиты;
- 3 — биотит-доломитовые сланцы с шунгитом;
- 4 — шунгит II, III;
- 5 — шунгито-хлорито-карбонатные сланцы;
- 6 — шунгитосодержащие известняки;
- 7 — шунгитосодержащие доломиты;

подтольца расчленена Л. П. Галдобиной на три пачки (снизу вверх):

1. Пачка шунгитов, хлорит-шунгитовых, кремнисто-шунгитовых, хлорит-кремнистых, актинолит-кремнистых и кремнистых сланцев, туффитов и туфов.

Нижняя часть пачки обогащена прослоями шунгита III и IV разности¹, мощность которых колеблется от 0,5—1,0 до 1,5 м. Шунгиты переслаиваются с хлорит-кремнистыми, актинолит-кремнистыми и кремнистыми сланцами, алевроитовыми туфами основного состава, нередко шунгитосодержащими. Содержание углерода в прослоях шунгитов колеблется в широких пределах: от 6,4 до 56,8%.

Верхняя часть пачки представлена хлорит-кремнистыми, карбонат-хлорит-кремнистыми сланцами, туффитами и туфами, часто переслаивающимися. Породы либо вовсе не содержат углерод, либо содержат его ничтожно мало. Породы альбитизированы. Мощность пачки достигает 115—175 м.

2. Пачка шунгитов, лидитов, шунгитосодержащих известняков и доломитов, туффопесчаников и туффитов.

Нижняя часть пачки сложена шунгитосодержащими доломитами, доломитовыми известняками, туффопесчаниками и туффитами с прослоями (до 0,2—0,4 м) шунгитов IV разности (содержание углерода 11—13,4%); в последних отмечается примесь алевроитового, слюдяного и карбонатного материала. Все перечисленные разновидности пород находятся в грубо ритмичном переслаивании.

Верхняя часть пачки, содержащая наибольшее количество прослоев шунгитов (мощность пластов до 27 м) и характеризующаяся наиболее высокими содержаниями углерода (до 47,5%),

- 8 — туффопесчаники и туфоалевролиты;
- 9 — кремнистые, хлорит-кремнистые, карбонатно-кремнистые и актинолит-кремнистые сланцы;
- 10 — туффиты;
- 11 — туфы основного состава;
- 12 — глинисто-доломитовые, доломитовые сланцы;
- 13 — полевошпат-кварцевые песчаники с карбонатным цементом;
- 14 — мраморизованные доломиты

¹ Классификация шунгитов дана по П. А. Борисову (1956). Более подробно о ней см. главу III.

сложена шунгитами II, III и IV разности, преобладающими в разрезе шунгитсодержащими известняками, доломитовыми известняками и в подчиненном количестве — хлорит-карбонат-шунгитовыми сланцами. Породы имеют груборитмичное строение, в кровле ритмов залегает шунгит, в подошве — известняки и доломиты. Внутри крупных слоев-ритмов мощностью 3—10 м наблюдается микроритмичность (1—5 см), где подошва слоев подчеркивается вкрапленностью тонкокристаллического пирита.

Содержание углерода в прослоях шунгита, как и мощность прослоев, увеличивается вверх по разрезу пачки. Выше слоя шунгита II разности, как правило, залегают лидиты, обнажения которых известны у с. Шуньги¹.

Пачка заканчивается горизонтом биотит-доломитовых сланцев, почти не содержащих углерода.

Общая мощность второй пачки 95—165 м. При этом колебания мощности обусловлены изменением мощности ее верхней, наиболее обогащенной углеродом, части.

3. Пачка алевролитоглинистых и карбонатноглинистых сланцев, туфопесчаников, шунгитсодержащих алевролитов и шунгитов. Содержание углерода возрастает в породах к кровле пачки, где встречен прослой шунгита III—IV разности (содержание углерода до 30%), мощностью до 12 м. В основании пачки залегают туфоалевролиты с обилием обломков шунгита и шунгит-норитовых сланцев. Мощность третьей пачки 60—70 м. Выше залегают отложения суйсарского комплекса.

Шунгитсодержащая толща прорвана многочисленными силами габродиабазов, достигающих 70—90 м мощности.

Таким образом, шунгитовые породы с содержанием в них углерода до 40—56% приурочены в составе толщи к трем стратиграфическим уровням. Мощность слоев шунгитовых пород варьирует в широких пределах, так же как содержание в них углерода и состав вмещающих шунгит пород. В целом для всей толщи характерна некоторая литологическая асимметрия. В основании толщи широко развиты бесшунгитовые (или с небольшим количеством прослоев шунгитовых пород) карбонаткварц-слюдистые породы, которые выше сменяются шунгитсодержащими породами. Наряду с увеличением вверх по разрезу количества шунгитового материала наблюдается повышение количества туфогенного, кремнистого вещества. При этом изменяются цвет (от серого до черного), текстуры пород и пачек. Для отложений низов толщи характерны пласты пород с тонкой равномерной горизонтальной слоистостью, которые чередуются с пластами, имеющими неотчетливую горизонтальную слоистость. Мощность слоев измеряется миллиметрами и сантиметрами. Верхам толщи присуще неравномерное по мощности четкое ритмичное переслаивание пород (слоистость и плитчатость) и пластов пород (ритмичность) мощностью от 1 до 20 м. Для них характерны изменения по латерали: выклинивание, расщепление шунгитовых пластов, изменение их мощности, линзообразное залегание доломитов и лидитов.

Касаясь более подробно собственно шунгитовых пород, следует еще раз подчеркнуть, что по существу они представляют собой в различной степени насыщенные шунгитом сланцы, доломиты или кремнистые породы. Наиболее широко развиты сланцевые породы, представляющие собой смесь кварца, полевого шпата (перекристаллизованного глинистого минерала) и шунгита. По количеству примесного шунгита они были разделены П. А. Борисовым (1956) на следующие условные разновидности:

шунгит I — это собственно минерал — шунгит, образующий мелкие скопления среди различных пород, заполняя в них трещины, пустоты и т. д.;

¹ В лидитах этой пачки В. И. Горловым (сообщено авторам В. А. Соколовым) были обнаружены обрывки галлома водорослей типа *Mucstrome Carelid* Vologdin, sp. nov., а также клеточной ткани.

Таблица 4

Химический состав (в вес. %) золы шунгитовых пород
(по данным П. А. Борисова, 1956)

Разность шунгита	SiO ₂	Ti ₂ O	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	NiO	CuO	CaO	MgO	K ₂ O
II	62,60	0,70	16,90	15,17	—	—	0,80	1,50	3,90
II	34,66	0,27	16,81	35,89	0,21	0,15	1,44	1,53	4,08
II	56,74	1,37	7,67	22,16	—	—	2,20	2,63	4,68
II	62,34	1,63	16,48	6,01	—	—	1,48	2,69	5,94
II	77,84	0,81	5,25	11,55	—	—	1,05	0,80	2,21
II	48,93	0,09	10,16	28,82	0,21	0,20	1,38	1,87	4,78
III	52,35	0,92	15,10	15,46	0,11	0,05	4,33	7,11	4,12
III	61,39	1,30	12,76	13,17	0,08	0,06	1,38	4,50	4,18
III	68,01	2,31	19,83	10,47	0,01	0,09	1,99	2,67	4,40

шунгит II представляет собой черную тонкозернистую толстослоистую породу, блестящую, с раковистым изломом. Содержание углерода в ней колеблется в пределах 42—65%. Под микроскопом видно, что минеральные зерна кварца, полевого шпата, слюды величиной 0,001—0,01 мм заключены в массе минерала шунгита; химический состав минеральной (зольной) части этих пород приведен в табл. 4. Здесь наряду с отмеченными в таблице химическими элементами присутствуют также марганец, мышьяк и ряд других элементов;

шунгит III — толстослоистая, черная, матовая порода с содержанием в ней 34—37% шунгита и 56—67% минеральных примесей;

шунгит IV — черная, тонкослоистая, нередко плитчатая порода с содержанием шунгита в среднем около 20%;

шунгит V — кремнистая разность с 4—6% шунгита.

Химические и спектрографические анализы показывают значительное богатство этих пород различными химическими элементами, многие из которых (V, Mo, Cu, Ni, B, S и др.), по мнению ряда исследователей, обусловлены органическим происхождением шунгита.

Химический состав органического вещества приведен в табл. 5.

Следует также отметить, что в составе сланц-шунгит-карбонатной толщи нередко встречаются и породы, представляющие собой как бы крайний случай смешения шунгита с чистыми доломитами («шунгитовые доломиты») и с кремнистой породой («кремнистые шунгиты»). Их химическая характеристика приводится в таблицах 6 и 7.

Приведенный В. А. Соколовым (1963) литолого-фациальный анализ шунгит-карбонат-сланцевой толщи позволяет выделить в ней следующие древние фации:

1. Доломитовая фация, образованная морскими течениями, представлена серыми тонкозернистыми доломитами с прослоями кварц-слюдистых сланцев. Для доломитов характерно наличие косої слоистости периодических морских течений, направленных в сторону центральных частей ятулийских мульд. Эти фации описаны в районе Туллозера и Кривозера (Прионежье).

2. Карбонатно-глинистая фация спокойных водоемов, которая слагается пестрой по составу пачкой серых, темно-серых и зеленовато-серых кварц-слюдистых, карбонат-кварц-слюдистых и других сланцев с тонкой горизонтальной линзобразной и ритмичной слоистостью. В породах фации встречается рассеянная вкрапленность пирита. Эта фация сменяет в разрезе фациально (по горизонтали) фазию косослоистых доломитов. Характерна также значительная мощность пород этой фации.

Na ₂ O	SO ₃	V ₂ O ₅	MoO ₃	Зольность
1,40	—	0,04	—	—
3,20	0,60	1,54	0,22	28,77
1,08	—	0,75	—	—
1,80	—	0,87	—	—
0,41	—	0,32	0,03	—
0,95	0,60	0,89	0,22	22,77
0,29	—	0,38	0,07	41,20
0,59	—	0,52	—	45,83
0,42	—	—	0,06	56,09

3. Шунгит-карбонат-сланцевая фация спокойных, замкнутых и застойных водоемов представлена переслаивающимися между собой кварц-слюдистыми, шунгитовыми сланцами, шунгитовыми доломитами. Основная особенность фации — наличие шунгитового материала, обуславливающего темно-серую и черную окраску пород, для которых характерно также наличие тонкой и толстой горизонтальной и линзообразной слоистости, плитчатости и присутствие вкрапленности пирита. Эта и предыдущая фации широко развиты во всех районах развития пород онежской серии ятулия.

4. Туфогенно-глинистая фация мелководных, периодически осушающихся бассейнов с приносом туфогенного ма-

териала сложена кварц-глинистыми сланцами, частью шунгитовыми, туфосланцами и туфопесчаниками. Породы имеют отчетливую горизонтальную слоистость и трещины высыхания.

Прямых данных об абсолютном возрасте формирования осадочных пород ятулия нет. Однако известные определения ИГГД калий-аргоновым методом возраста метаморфизма ятулийских пород показывают 1870—1610 млн. лет.

В заключение очень кратко остановимся на палеогеографии времени накопления верхнеятулийских отложений, содержащих интересующие нас образования.

Пройдя геосинклинальный и орогенный этапы геотектонического развития Карельский регион вступил в ятулий с образовавшимися здесь крупными блоками пород доятулийской консолидации. Последние оказывали определяющее влияние на весь ход ятулийской геологической истории и седиментации в этом регионе (Соколов, 1970). После накопления ниже- и среднеятулийских толщ Карельский регион в конце среднего

Таблица 5

Состав органического вещества (в %) шунгитов
(по данным П. А. Борисова, 1956)

Разность шунгита	C	H	N	O	Зольность	H ₂ O	Литературный источник
I	98,11	0,43	0,43	—	1,09	7,76	Иностранцев, 1878
	98,77	0,25	0,43	—	0,45	7,73	Тимофеев, 1933
	92,10	0,80	—	4,9	2,20	—	Яхонтов, 1933
	92,09	0,81	—	4,88	—	—	Николаев, 1878
	84,91	Летучие	—	7,96	2,03	5,1	Лисенко, 1878
II	67,21	0,40	Сера	0,77	31,47	—	Иностранцев, 1878
	74,10	0,22	»	0,12	24,45	—	» 1879
	62,84	0,30	»	2,34	34,01	—	» 1879
	63,40	0,65	—	3,49	32,40	—	Лисенко, 1878
	59,68	Летучие	—	3,0	32,24	5,08	» 1878
	58,07	0,63	0,58	—	33,37	—	Рябов, 1938
	43,81	0,52	0,55	—	48,51	—	» 1938
III	35,90	0,90	6,3	—	56,90	—	Яхонтов, 1938

Таблица 6

Химический состав (в вес. %) шунгитовых доломитов
По данным Н. И. Рябова (Соколов, 1963)

SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	S	H ₂ O	П.п.п.	Сумма	CaO:MgO
2,96	3,85	19,60	28,50	1,76	0,082	—	45,20	100	1,47
3,48	2,40	19,71	29,28	0,96	0,126	—	45,04	99,91	1,47
4,74	2,40	18,72	28,60	1,60	0,0057	0,22	45,36	33,82	1,52

Таблица 7

Химический состав (в вес. %) кремнистых шунгитов
(по данным П. А. Борисова, 1956)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	П.п.п.	Зольность
91,79	Нет	0,62	0,20	0,14	0,64	Нет	Нет	6,42	94
94,30	»	0,30	0,30	0,31	0,10	»	»	4,17	96

ятулия вступил в этап относительного тектонического покоя. Об этом свидетельствуют маломощные коры химического выветривания, которые здесь местами встречаются на основных породах. По реконструкциям В. А. Соколова (1970), в верхнем ятулии в этом регионе вновь образовались грабенообразные впадины, заполнявшиеся осадочным материалом. Произошло некоторое изменение контуров седиментационных впадин, резко проявилось их субширотное простирание, опускание захватило стабильные ранее участки, где ятулийские осадки не отлагались. В Южно-Карельской седиментационной области накапливались глинисто-карбонатные, а позже в значительном объеме глинисто-карбонатно-углеродистые (шунгитовые) осадки. Значительное количество туфогенного материала в них, пласты основных пород — все это свидетельствует о мощном синхронном вулканизме и в других участках т. е. приводит к предположению, что излияние суйсарских вулкаников происходило синхронно с накоплением карбонатно-глинисто-шунгитовых осадков в конце верхнего ятулия.

В Карельской седиментационной области в верхнем ятулии отложились вначале пачки песчано-глинистых осадков, а затем и карбонатных пород.

Накоплением верхнеятулийских осадков закончился седиментационный этап формирования ятулийских отложений, во время образования которых, как полагает В. А. Соколов, существовал жаркий, с меняющейся влажностью климат с повышенным содержанием CO₂ и наличием свободного кислорода.

ГРАФИТСОДЕРЖАЩИЕ СЛАНЦЫ КРИВОРОЖСКОЙ СЕРИИ (УКРАИНСКИЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ ЩИТ)

Нижнепротерозойская криворожская серия распространена в центральной части Украинского кристаллического щита (УКЩ) и в районе своего максимального развития — у Кривого Рога — слагает узкую, почти меридиальную простирания полосу. Характернейшей особенностью отло-

жений этой серии является присутствие в ней мощной толщи железистых кварцитов.

Ю. Ир. Половинкина (1960) объединяет нижнепротерозойские толщи района Кривого Рога в приднепровскую серию, которую расчленяет на амфиболитовую и криворожскую свиты. Последняя, по ее мнению, с размывом, но без углового несогласия залегают на первой. Большая группа исследователей предпочитает рассматривать эти свиты как самостоятельные серии, выделяя соответственно саксаганскую (метабазитовую) и криворожскую (железородную). Относительно длительности перерыва между этими сериями и характера имевших место в это время процессов мнения геологов в настоящее время сильно расходятся. Некоторые геологи верхи криворожской серии, заключающие конгломераты, выделяют в самостоятельную ингулецкую серию.

Наиболее приемлемым в настоящее время (Салоп, 1964а) считается разделение криворожской серии на три свиты: нижнюю — аркозово-филлитовую, среднюю — железородную и верхнюю — сланцевую.

В сложении нижней свиты наибольшее участие принимают метаморфизованные кварц-полевошпатовые аркозовые песчаники, метаалеволиты и филлиты, кварциты. В основании свиты выделяется горизонт конгломератов с кварцевыми и амфиболитовыми гальками. Мощность свиты варьирует от первых десятков метров до 600—700 м.

Средняя свита начинается горизонтом тальковых сланцев (возможно, это измененные ультраосновные эффузивы), переходящих выше в мощную толщу тонкопереслаивающихся джеспилитов и различных сланцев. Общая мощность свиты около 1000 м.

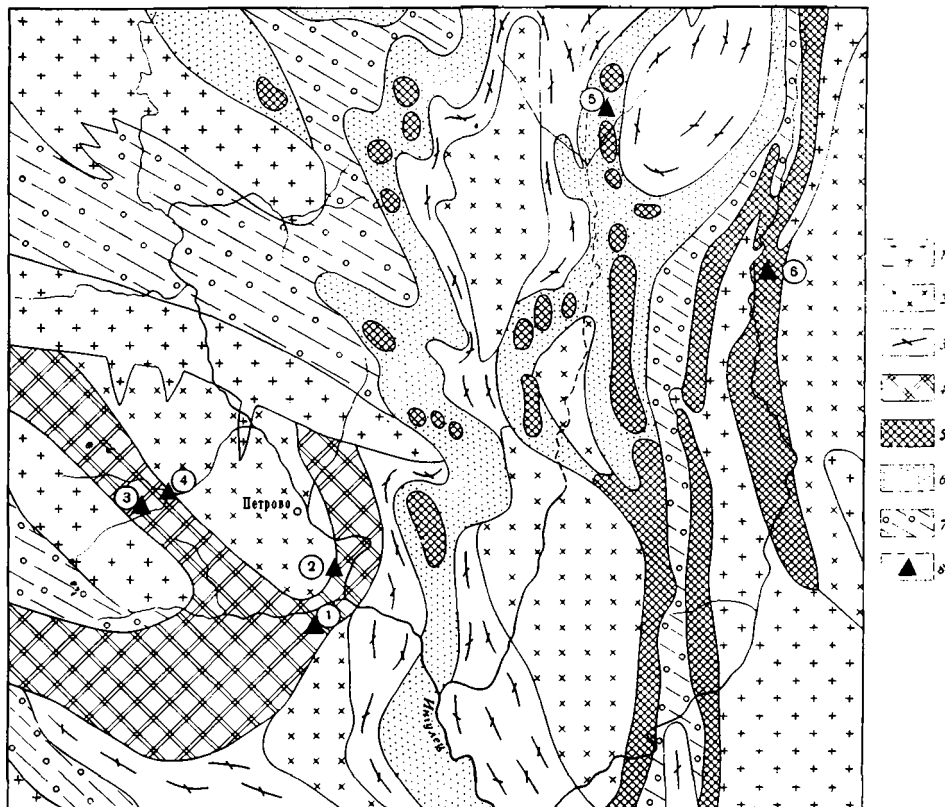
Верхняя свита сложена различными сланцами, кварцитами, метапесчаниками, карбонатными породами и конгломератами. В ней нередко присутствуют графитсодержащие («углистые») сланцы, «углистые», кварц-карбонатные и кварц-биотитовые породы. Мощность свиты достигает 2700 м.

По мнению весьма большой группы исследователей, криворожская серия представляет собой типичную геосинклинальную метаморфогенную формацию. Она является закономерным структурно-фациальным членом геосинклинальной системы Большого Кривого Рога (Каляев, 1967) и ограничена Кировоградским и Приазовским блоками.

Формационный анализ метаморфогенных пород Большого Кривого Рога, проведенный Г. И. Каляевым (1967), позволил приблизиться к пониманию структурно-фациального места и палеогеографической картины первично-осадочных и вулканогенно-осадочных пород, в частности углистых сланцев.

Согласно Г. И. Каляеву нижняя терригенная и джеспилитовая формации (выделенные Г. И. Каляевым формации в основном соответствуют трехчленному геолого-литологическому и стратиграфическому делению криворожской серии по Л. И. Салопу; см. выше) относятся к первой половине обычного геосинклинального цикла. Углисто-графитисто-терригенная, а также выделяемые только Г. И. Каляевым лагунная и моласовая формации относятся ко второму циклу. Интересующая нас углисто-графитисто-терригенная формация состоит из базальных кварцито-песчаников, конгломератов, седиментационных брекчий, железистых песчаников и углистых кварц-биотитовых и серицитовых сланцев составляющих большую часть разреза. Мощность формации 400—500 м. Ее формированию предшествовала складчатость, и поэтому данная формация залегают на джеспилитовой со стратиграфическим и структурным несогласиями.

Углеродсодержащие породы свойственны также и лагунной формации. В состав этой формации входят доломитовые мраморы, кварц-карбонатные породы, углисто-кварц-карбонатные и кварц-биотитовые сланцы. Суммарная мощность формации около 650 м. Из них около 400 м прихо-



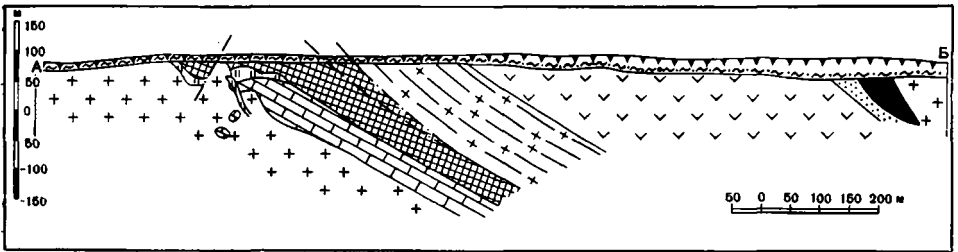
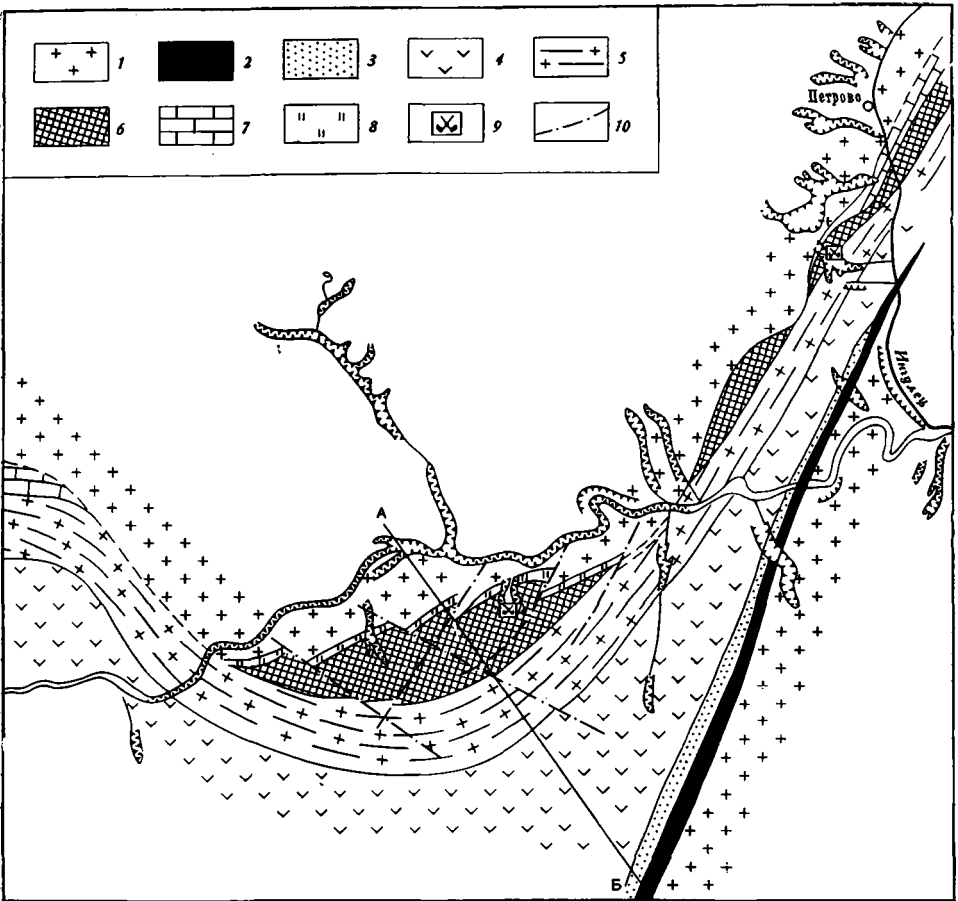
Фиг. 11. Геологическая карта Ингулецкого графитоносного района

- | | | |
|--|---|---------------------------------------|
| 1 — красные порфировидные и аплитовидные днепровско-токовские граниты; | 5 — саксаганская (криворожская) свита; | Ингулецкого района (цифры в кружках): |
| 2 — серые ингулецкие граниты; | 6 — области мигматитов, включающих породы саксаганской свиты; | 1 — Петровское, |
| 3 — мигматиты серых гранитов; | 7 — ингуло-ингулецкая гнейсовая серия; | 2 — Белье Горбы, |
| 4 — петровская графитоносная свита; | 8 — месторождения графита | 3 — Бабенковское, |
| | | 4 — Воляское, |
| | | 5 — Зеленовское, |
| | | 6 — Желтянское |

дится на доломиты. Кварц-биотитовые и карбонатно-углистые (графитовые) сланцы занимают примерно 25% мощности разрезов. Указанные породы взаимопереходят по падению и простиранию. Однако при этом сохраняется преобладание графитовых и кварц-карбонатных пород в нижней части разреза, а доломитов — в верхней.

В углистых и графититовых сланцах содержание остаточного углерода составляет первые проценты, но в отдельных случаях достигает 23%. Содержание битумов в них около 0,1%. Кстати, последнее можно рассматривать как наиболее доказательный факт формационной принадлежности этих отложений. Изученные нами образцы графитсодержащих кварц-биотитовых сланцев из верхов криворожской серии взяты из месторождений графита Петровской группы Ингулецкого района у с. Петрово (фиг. 11).

Общая геологическая позиция этого месторождения и его геологический разрез представлены (по данным Г. В. Жукова и Н. П. Семененко) на фиг. 12.



Фиг. 12. Геологическая карта Петровского графитового месторождения

- | | | |
|--|--|-------------------------------|
| 1 — граниты серые ингу-
лецкие; | 4 — кварц-биотитовые
гнейсы, | ним содержанием гра-
фита, |
| 2 — сланцы углистые, | 5 — графит-биотит-пла-
гиоклазовые гнейсы, | 7 — доломитовые мраморы, |
| 3 — кварциты, | 6 — биотит-плагиоклазовые
гнейсы с промышлен- | 8 — окремненные мраморы; |
| 2—8 — петровская графито-
носная свита: | | 9 — старые рудники; |
| | | 10 — разломы; |
| | | АБ — линия разреза |

Абсолютный возраст метаморфизма пород криворожской серии, установленный различными изотопными методами, определяется в 2000—2100 млн. лет. Время начала формирования нижней свиты криворожской серии, определенное свинцово-изотопным методом по слюдяно-сульфидному цементу базальных конгломератов, оценивается в 2600 млн. лет.

ГРАФИТОВЫЕ ГНЕЙСЫ ПРИАЗОВСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Как показано последними работами К. Е. Есипчука, Л. И. Каныгина, Г. Г. Ковыкова, Г. О. Кравченко, В. А. Цуканова и особенно Р. М. Полуновского Приазовский кристаллический массив представляет собой весьма сложно построенное и дислоцированное докембрийское складчатое сооружение, возникшее в результате преобразования первично-осадочной и отчасти вулканогенно-осадочной толщи сложного литологического состава.

Западная и центральная части массива сложены преимущественно архейскими метаморфическими образованиями; для восточной и северо-восточной частей характерно широкое развитие интрузивных, вулканогенных и метасоматических пород верхнего протерозоя и палеозоя.

Графитовые гнейсы приурочены главным образом к гнейсовой серии центральной части массива и полностью располагаются в пределах крупной региональной структуры первого порядка — Центрально-Приазовской синклинали.

По Р. М. Полуновскому (1970), толща метаморфических образований Центрального Приазовья объединяет пеструю гамму разнообразнейших по составу, структурно-текстурным, литолого-петрографическим, петрохимическим и геохимическим особенностям гнейсовых пород, мигматитов и гранитоидов. В стратиграфической схеме треста Артемгеология гнейсовые образования выделены в центральноприазовскую гнейсовую серию, а мигматиты и гранитоиды — в каратымский мигматито-гранитоидный комплекс.

Центральноприазовская гнейсовая серия объединяет различные по составу гнейсы и кристаллические сланцы (биотитовые, амфиболитовые, гранатовые, графитовые, пироксеновые, высокоглиноземистые и др.), магнетитовые, полевошпатовые, гранатовые и силлиманитовые кварциты, мраморы, кальцифиры и диопсид-плагноклазовые породы. Гнейсовые образования слагают среди вмещающих мигматитов в одних случаях разобщенные в пространстве линзы и линзовидные пачки мощностью до нескольких метров, а в других — сложно построенные гнейсовые полосы шириной от 0,1 до 2—35 км, прослеживаемые по простиранию на десятки километров.

Графитовые гнейсы являются закономерным членом гнейсовой серии Центрального Приазовья.

Помимо упомянутой выше Центрально-Приазовской синклинали, в пределах Западного и Центрального Приазовья в тектоническом отношении выделяются также следующие крупные пликативные структуры первого порядка: Корсакский синклиниорий, Салтычанский антиклинорий и Белоцерковская антиклиналь.

Все указанные структуры осложнены складками второго, третьего и более высоких порядков, а также рядом крупных разновозрастных разрывных нарушений (Сорокинская, Малоянисольская, Кальмиусская тектонические зоны, Стульевский, Зачатьевский, Мануильский, Криворожско-Павловский и другие разломы).

Нижняя часть этой серии, выделяемая в так называемую нижнюю гнейсовую толщу, сложена в основном полевошпатовыми кварцитами, графитовыми и высокоглиноземистыми гнейсами. В этой толще пачки графитовых гнейсов характеризуются наиболее значительными мощностями, достигающими 100 м и более (Троицкое, Каратюкское, Темрюкское, Сачкинское, Вишняковское, Старокрымское и другие графитовые месторождения). Интересные данные по распространенности отдельных типов гнейсовых образований (в %) в разрезе нижней толщи приводит Р. М. Полуновский (1970): полевошпатовые кварциты — 6,0; высокоглиноземистые

гнейсы — 4,9—5,5; гнейсы графитовые (графита более 8%) — 5,0—8,0; графитсодержащие (графита менее 8%) — 2,0; кальцифиры и диопсид-плагноклазовые породы — 0,1—0,5; магнетитсодержащие кристаллические сланцы — 0,07—0,1%; гнейсы гранатовые — 4,0—9,0; гнейсы биотитовые, амфибол-биотитовые, амфиболовые, амфибол-биотит-пироксеновые — 15,8—22,0%, гнейсы биотитовые, амфиболовые, реже гранатовые мигматизированные и сильно мигматизированные, мигматиты, очень редко биотитовые анатектические гранитоиды — 46,0—58,1%; жильные пегматиты и граниты — 1,0—3,1.

В разрезе верхней толщи в так называемой сачкинской свите наиболее распространены карбонатные породы — мраморы и кальцифиры и кварциты с магнетитом. Здесь выделяются 15 пачек графитсодержащих гнейсов, однако практически во всех случаях они маломощны (0,1—3,0 м) и небогаты графитом (менее 8%). Некоторыми авторами (М. Л. Левенштейн, Р. М. Полуновский) верхняя гнейсовая толща также подразделяется на две части, две подсвиты. Распределение (в %) основных типов гнейсовых образований в разрезах сачкинской свиты следующее (Полуновский, 1970; Полуновский, Каньгин, 1973): полевошпатовые кварциты — 0,01; высокоглиноземистые гнейсы — 0,2—3,0; карбонатные породы — 0,1—40,0; пироксен-магнетитовые кварциты, иногда с гранатом — 0,6—38,0; гнейсы графитовые (графита более 8%) — 0,2; гнейсы графитсодержащие (графита менее 8%) — 5,3—18,0; гнейсы биотитовые, гранатовые — 7,5—12,3; гнейсы и кристаллические сланцы амфиболовые, пироксеновые — 27,9—30,6; мигматиты биотитовые, амфиболовые, анатектические плагнограниты — 5,0—43,0.

Описываемые образования центральноприазовской серии перекрываются мощной толщей биотитовых и амфиболовых мигматитов каратымского мигматито-гранитоидного комплекса. Здесь также присутствуют отдельные, часто разобщенные в пространстве пачки графитовых гнейсов, но доля их в целом весьма небольшая.

Метаморфические породы центральноприазовской серии залегают со стратиграфическим и угловым несогласием на сильно размытой поверхности пород коньско-верховцевской серии метабазитов.

Общая стратиграфическая схема кристаллических образований Центрального Приазовья, разработанная геологами треста Артемгеология под руководством М. Л. Левенштейна и Р. М. Полуновского (1970), приводится нами в табл. 8 (Полуновский, 1970).

Углеродистые проявления встречаются практически во всех породах рассматриваемой гнейсовой серии, однако, как показано выше, выделяют-ся собственно графитовые гнейсы, характеризующиеся присутствием графита в количестве 2—30%. Породы эти обладают фиброгранобластовыми, гипидиобластовыми, blastopсаммитовыми и гранолепидобластовыми структурами. Для этих пород весьма характерны регенерированные зерна акцессорного циркона.

Анализ и рассмотрение парагенетических минералогических ассоциаций для высокоглиноземистых и глиноземистых графитсодержащих гнейсов: кварц — плагноклаз — калишпат — гранат — кордиерит — силлиманит — биотит; кварц — плагноклаз — калишпат — силлиманит — шпинель — корунд — гранат — биотит; кварц — гранат — плагноклаз — биотит (графит); кварц — гранат — плагноклаз — силлиманит — биотит (графит, калишпат); плагноклаз — калишпат — гранат — биотит — силлиманит — шпинель показывают, что рассматриваемые гнейсы образовались в условиях гранулитовой и частично амфиболитовой (альмандин-амфиболовой субфации) фаций регионального метаморфизма. Химический состав графитоносных гнейсов Приазовья приведен в табл. 9.

Сегодня у большинства исследователей нет сколько-нибудь серьезных сомнений в первичной осадочной природе образований центральноприазовской гнейсовой серии. Здесь не будет лишним подчеркнуть, что

Таблица 8

Стратиграфическая схема кристаллических образований Центрального Приазовья

Группа	Подгруппа	Комплекс или серия	Свита	Подсвита	Мощность, м	Состав	Распространение
Прогерозойская	Верхняя	Граносиенитовый Дайново-эффузивный				Граниты метасоматически измененные, каменноугольного типа Граносиениты, сиениты, габбро-сиениты, граниты щелочные Диабазы, диабазовые порфиры, кварцевые порфиры, лампрофиры	Стародубовский массив Южно-Кальчикский массив Повсеместно
	Нижняя	Комплекс анадо- льских гранитов				Граниты розовые, биотитовые, анадо- льского (анатолийского) типа	Массив у с. Анадо- ль
Архейская		Каратымский миг- матито-гранитоид- ный комплекс			400	Пегматиты. Плагииграниты и гранодиориты (анатектические). Мигма- титы биотитового, биотит-амфиболового и биотит-гранатового состава. Маломощные разобщенные в пространстве пачки амфиболовых, гра- натовых, биотитовых и графитовых гнейсов	Повсеместно
		Центральнопри- азовская гнейсовая серия	Сачкинская	Демьяновская	202—410	Гнейсы и мигматиты биотитовые, амфиболовые, пироксеновые, грана- товые и графитовые. Пироксен-магнетитовые кварциты, мраморы, кальцифилы. Основные опорные горизонты: пироксен-магнетитовые кварциты, мраморы, кальцифилы и графитосодержащие гнейсы. В кар- бонатных породах фосфатная минерализация	Река Берда (хут. Сачки), Демьяновский Первомайский, Дзержинский участки Мариупольской группы железорудных месторождений. Скважины 4п, 5п
	Богдановская			От 350—415 до 1700 м у хут. Глодово	Гнейсы и мигматиты биотитовые, амфибол-биотитовые. Маломощные пачки силлиманитсодержащих и графитовых гнейсов, пироксен-маг- нетит-гранатовых кристаллических сланцев и лейкократовых грана- товых гранулитов. Невыдержанные по мощности пачки мигматитов, обогащенных магнетитом. Возможно, карбонатные породы (мраморы, кальцифилы)	Река Берда (разрезы восточнее хуторов Сачки и Глодово)	
	Темрюкская			1250—2000	Гнейсы и мигматиты биотитовые, амфиболовые, реже гранат-биотито- вые. Гнейсы биотит-графитовые и биотит-гранат-графитовые, силли- манит-корунд- и шпинельсодержащие. Полевошпатовые кварциты. Маломощные прослои кальцифил, диоксид-плагноклазовых пород и пироксен-магнетит-гранатовых кристаллических сланцев. Основные опорные горизонты: полевошпатовые кварциты, силлиманит-корунд- шпинелевые гнейсы, графитовые гнейсы	Реки Темрюк, Каратюк, Берда, верховья р. Каратыш, район с. Старый Крым	
		Кониско-верховцев- ская серия			До 5000—6000	Гнейсы и кристаллические сланцы основного состава, амфиболиты. Метабазиты и метакристаллиты. Мигматиты биотит-амфиболового и амфиболового состава. Магнетитовые кварциты среди амфиболитов	Реки Обиточная, Кильтичия, Буртичия и др.

Таблица 9
Химический состав (в вес. %) графитовых гнейсов
(по данным Р. М. Полуновского, 1970)

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O-	H ₂ O+	CO ₂	П.п.п	Сумма
052	61,83	0,90	16,64	0,76	6,87	0,03	3,50	2,13	4,07	2,36	0,11	0,28	0,17	—	—	0,79	100,27
053	61,45	0,77	13,42	2,66	2,11	0,31	3,03	1,97	1,84	1,97	0,04	0,17	0,72	—	0,26	9,63	99,36
056	50,63	1,21	16,05	2,37	9,69	0,25	5,00	5,84	2,09	1,86	0,10	—	—	2,09	—	5,54	100,66
066	48,78	0,71	16,76	7,82	0,52	2,00	—	7,38	0,13	0,27	—	—	0,30	—	0,20	6,42	99,99
101	69,54	0,19	10,61	1,81	1,51	0,09	3,27	7,20	1,14	1,51	0,16	—	0,85	—	3,88	—	100,91
102	59,75	0,45	11,90	4,45	1,89	0,33	7,18	8,18	1,26	2,03	0,09	0,09	—	—	—	2,44	100,04
103	56,0	0,90	20,60	8,20	—	—	9,10	4,55	—	—	—	0,41	—	—	—	—	99,76
104	53,60	1,20	18,60	11,80	—	—	9,36	8,95	—	—	—	0,38	—	—	—	—	98,89
105	62,86	1,10	18,20	12,40	—	—	2,74	1,35	—	—	—	0,17	—	—	—	—	98,82
106	66,60	0,90	18,00	11,0	—	—	2,27	0,95	—	—	—	0,09	—	—	—	0,20	100,01
107	47,0	0,29	1,35	0,20	0,50	—	0,87	27,85	0,84	0,65	—	0,03	—	0,68	20,30	—	100,03

Примечание.

Обр. 052 — гнейс биотит-гранатовый с графитом, площадь Николаевка, структурный профиль;

обр. 053 — гнейс биотит-гранат-графитовый, р. Берестовая, с. Троицкое;

обр. 056 — гнейс биотитовый с гранатом и графитом, с. Темрюк;

обр. 066 — гнейс амфибол-биотит-гранат-графитовый, р. Берда, хут. Сачки;

обр. 101 — гнейс амфиболовый с графитом, там же;

обр. 102 — гнейс графит-биотит-пироксеновый, р. Кальчик севернее с. Старый Крым;

обр. 103 — гнейс графитовый, Троицкое месторождение;

обр. 104 — гнейс биотит-пироксен-графитовый, Троицкое месторождение;

обр. 105 — гнейс графитовый, Троицкое месторождение;

обр. 106 — гнейс графитовый, Троицкое месторождение;

обр. 107 — гнейс биотит-графитовый сильно выветрелый и карбонатизированный, р. Каратюк среднее течение.

впервые этот вывод был сделан еще в 20—30-х годах Д. П. Сердюченко (1930, 1935). Многочисленные материалы детальных послыйных изучений разрезов по обнажениям рек Берда, Каратюк, Темрюк, Малый Кальчик, Каратыш приводят в своих работах М. Л. Левенштейн и Р. М. Полуновский (1970). По их данным, вся серия представляет собой достаточно ритмичную толщу осадков.

С помощью литолого-стратиграфических методов в гнейсах этой серии удалось установить ряд признаков несомненного осадочного их происхождения. Прежде всего обращает на себя внимание факт четкой последовательности в залегании отдельных литолого-петрографических разностей метаморфических пород и сохранение этой последовательности в разрезах, отстоящих один от другого на весьма значительных расстояниях. Удается проследивать на очень большие расстояния даже ряд пластов некоторых разновидностей гнейсов, кварцитов и мраморов. При этом важно, что породы, слагающие эти пласты, сохраняют на столь же далеких расстояниях и весьма близкий химический состав.

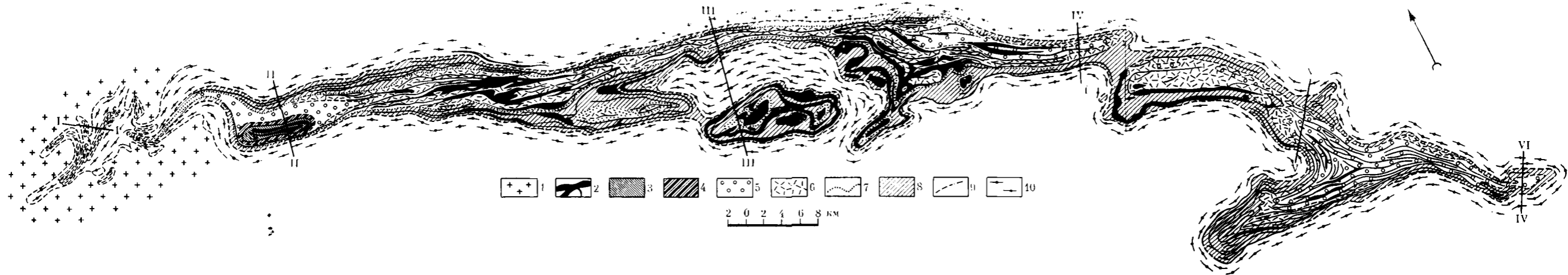
Выше уже упоминалось, что нередко в гнейсах и кварцитах сохраняются реликты бластосаммитовых структур. О. И. Луневои и Р. М. Полуновским (устное сообщение) установлена косая слоистость в полевошпатовых кварцитах и амфиболовых гнейсах. Как известно, реликты бластосаммитовых структур и особенно косая слоистость являются несомненным доказательством осадочной природы описываемых пород. Осадочная природа гнейсовых образований центральноприазовской серии подтверждается и реконструкциями первичного состава пород петрохимическими методами (М. Л. Левенштейн и Р. М. Полуновский). Для каждой разновидности пород гнейсовой серии в принципе установлены возможные осадочные аналоги. Сопоставление разрезов и реконструкция первичного состава позволили в первом приближении восстановить условия накопления докембрийской толщи Центрального Приазовья.

Коснемся кратко фациальной природы возможных первичных осадков и палеогеографии их отложений. Характер переслаивания в свите и каждом ритме в отдельности позволяет предположить, что темрюкская свита представляет собой толщу чередующихся прибрежно-морских, лагунных и континентальных осадков. Некоторая часть амфиболитовых и пироксеновых гнейсов, возможно, возникла при региональном метаморфизме вулканогенных пород основного состава, залегающих в толще осадков в виде согласных пластовых тел.

В пределах каждого крупного цикла намечается последовательность смен фаций от континентальных до прибрежно-морских. Это довольно четко видно в отдельных разрезах гнейсовой серии.

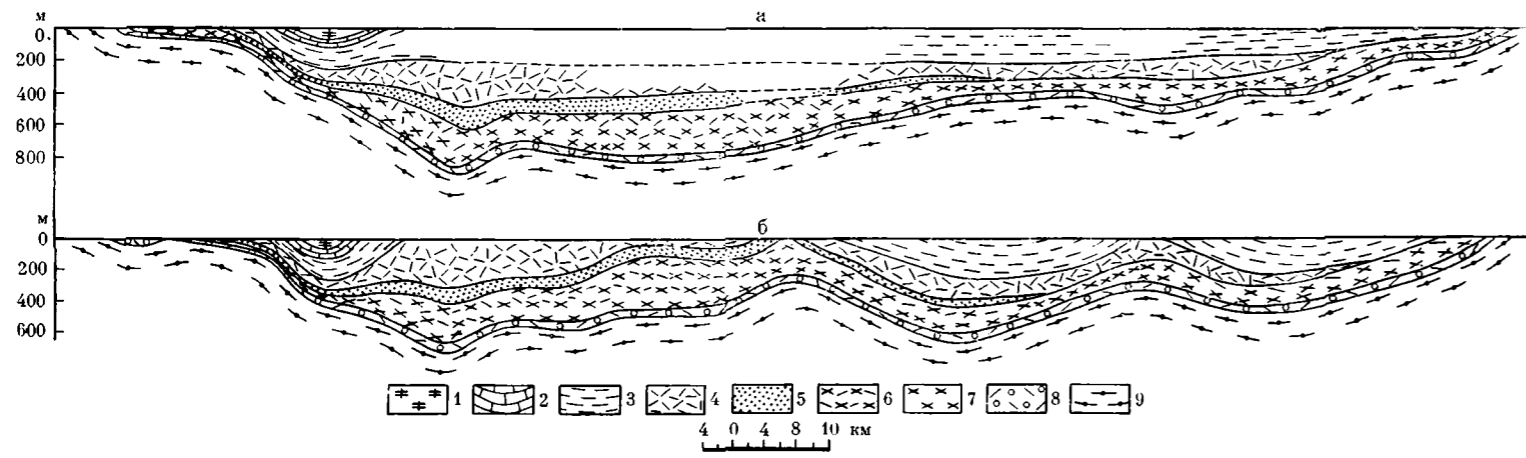
Литологический состав и характер переслаивания пород сачкинской свиты дают основания предполагать, что она представляла собой толщу морских и, в меньшей мере, прибрежно-морских осадков карбонатного (кальцитового и доломитового), глинисто-карбонатного, железисто-кремнисто-карбонатного и песчано-глинистого состава.

Абсолютный возраст гнейсовой серии Центрального Приазовья определяется в 2200—1750 млн. лет (Тугаринов, Войткевич, 1970). Очевидно, это возраст процесса метаморфизации этих пород и последующей гранитизации. Отсюда логично допущение, что возраст седиментационных процессов несколько древнее указанных возрастных пределов.



Фиг. 2. Геологическая карта свиты кейв

- | | | |
|--|--|---|
| 1 — щелочные граниты; | вые, мусковит-кварцевые и другие сланцы пачки Д; | лит-кианитовые сланцы пачки Б; |
| 2 — metabазиты; | | |
| 3 — двуслюдяные сланцы, кварцито-гнейсы, гранат-ставролитовые сланцы пачки Ж; | 5 — порфиробластические плагиоклаз-ставролитовые и плагиоклаз-ставролит-кианитовые сланцы пачки Г; | 9 — хлоритовые, слюдяно-гранатовые и ставролит-гранатовые сланцы пачки А; |
| 4 — песчаники, доломитизированные песчаники, доломиты пачки Е; | | |
| 5 — двуслюдяные ставролит- и гранатосодержащие, слюдяно-гранатовые, мусковитовые кварциты пачки В; | 7 — мусковитовые кварциты пачки В; | 10 — биотитовые, гранат-биотитовые, частично амфиболовые гнейсы; |
| | 8 — кианитовые и ставро- | И—I — линии разрезов, детальное описание которых приведено в тексте |



Фиг. 3. Схематизированный продольный разрез свиты кейв

а — к концу осадконакопления; б — после складчатости; 1—8 — пачки: 1 — Ж, 2 — Е, 3 — Д, 4 — Г, 5 — В, 6 — В (верхи), 7 — Б (продуктивные сланцы), 8 — А; 9 — гнейсы

Графитсодержащие гранулиты гранулитового комплекса
(Кольский полуостров)

Глубоко метаморфизованные образования, относимые к гранулитовой фации, широко распространены на Кольском полуострове. Почти целиком ими сложен собственно гранулитовый комплекс; кроме того, гранулиты, чарнокиты и пироксеновые кристаллические сланцы присутствуют в составе кольской серии (Бондаренко, Дагелайский, 1960, 1961, 1968; Макшевский, Николаева, 1963; 1966; Макшевский, 1967).

Рассмотрение общего геологического положения изучаемых пород среди метаморфических комплексов Балтийского щита показывает, что они на всей территории Кольского полуострова имеют тесную пространственную связь с гнейсами кольской и беломорской серий и считаются более молодыми образованиями (Геология СССР, т. XXVII, 1958). К. Д. Беляев (1968) сопоставляет в возрастном отношении породы гранулитового комплекса с тундровой серией и расчленяет комплекс на семь толщ (снизу вверх): лувентскую (амфиболиты с конгломератами в основании), кандалакшскую (амфиболиты с подчиненными прослоями диопсид-амфиболовых сланцев), белогубскую (гранат-диопсидовые сланцы с прослоями амфиболитов), колвицкую (гранат-диопсидовые и двупироксеновые сланцы), плоскогундровскую (двупироксеновые сланцы и эколитоподобные породы), яуриокскую (гранулиты, прослой гиперстеновых сланцев), порьегубскую, или сериселянтундровскую (гиперстеновых сланцев), пачки гранулитов.

Основные типы пород гранулитового комплекса по содержанию показательных породообразующих минералов подразделяются (Горощенко, 1969) на следующие типы: гранулиты — кварц-полевошпатовые, биотит-силлиманитовые и биотит-гиперстеновые, пироксеновые кристаллические сланцы — кварцсодержащие и бескварцевые. Кроме того, в состав гранулитового комплекса входят гнейсо-граниты.

Название «гранулит» распространено на кислые разновидности пород комплекса, которые состоят из кварца, плагиоклаза, граната, калиевого полевого шпата, биотита, силлиманита (кианита) и отчасти — гиперстена. Важным текстурным признаком гранулитов является линзовидная форма зерен кварца. Таким образом, гранулиты Кольского полуострова имеют тот же минеральный состав и текстурные признаки, что и широкоизвестные гранулиты Саксонии.

Важной особенностью состава многих из вышеуказанных типов пород является присутствие в них нередко различаемого даже макроскопически графита (графитоида?).

Проведенные Г. Л. Горощенко (1969) детальные геолого-литологические и петрографо-минералогические исследования позволили установить ряд особенностей их вещественного состава и найти новые доказательства первично-осадочной природы пород гранулитового комплекса. Признаки первично-осадочного происхождения имеют все изученные кварц-полевошпатовые, биотит-силлиманитовые и биотит-гиперстеновые гранулиты, а также многие разновидности кварцсодержащих и бескварцевых пироксеновых кристаллических сланцев, развитые в районе хр. Сальные тундры и в междуречье Лотты и Яури-Йоки.

Содержание в гранулитах и пироксеновых кристаллических сланцах окатанных и обломочных форм циркона, свойственных осадочным породам, является наиболее важным признаком первично-осадочной природы указанных метаморфических пород.

Дополнительным свидетельством того, что гранулиты и отдельные прослой пироксеновых кристаллических сланцев образовались в резуль-

тате метаморфизма осадочной толщи служит: широкое распространение в них высокоглиноземистых минералов (силлиманита, дистена, муллита), а также минералов, содержащих фосфор и редкие земли, анионы Cl и CO_2 (скаполит); наличие округлых и комковатых зерен ильменита и рутила, которые могут являться псевдоморфозами по окатанным аутигенным зернам лейкоксена. Естественно что немаловажным признаком, позволяющим относить все вышеуказанные породы к первично-осадочным является присутствие в них метаморфизованного органического вещества.

Устанавливается отчетливо слоистый характер распределения в породах большинства породообразующих минералов. Гранулиты в зависимости от стратиграфического положения различаются по содержанию монацита и апатита, а кварцсодержащие пироксеновые кристаллические сланцы — по содержанию граната и циркона. Таким образом, намечается возможность, используя минералы тяжелой фракции, проводить корреляцию стратиграфических разрезов гранулитового комплекса, выделять маркирующие горизонты.

По химическому составу первично-осадочные разности пород гранулитового комплекса соответствуют песчано-глинистым и карбонатно-глинистым осадкам.

Абсолютный возраст образований гранулитового комплекса по калий-аргоновому определению в биотите оказался равным 1934 млн. лет, а по отношению Pb^{207}/Pb^{206} в цирконе — 1950 ± 50 млн. лет. Абсолютный возраст датирует, очевидно, только время метаморфизма комплекса (Тугаринов и др., 1968).

Углеродсодержащие кварциты свиты имандра-варзуга Риж-Губы (Кольский полуостров)

Углеродсодержащие серые и черные кварциты были изучены нами в восточной части Монче-полуострова оз. Имандра в карьере вблизи пос. Риж-Губа. Согласно мнению большинства исследователей эта часть Монче-полуострова представляет собой центриклиналь крупной, пологой, замыкающейся на северо-западе синклинали, сложенной эффузивно-осадочными породами протерозойской свиты имандра-варзуга.

Породы свиты имандра-варзуга несогласно с разрывом и крупным перерывом в осадконакоплении, с конгломератами и брекчиями в основании залегают на архейско-протерозойских комплексах гранодиоритогнейсов, альбитовых и альбит-амфиболовых гнейсов и на габбро-норитах предгорий Монче-тундры.

Разрез свиты имандра-варзуга, детально изученный А. В. Сидоренко и О. И. Луновой (1961), на Монче-полуострове в целом представлен чередующимися комплексами осадочных туфогенно-осадочных и эффузивно-туфогенных образований. Осадочные породы представлены кварцитами, кварцитовыми и хлорит-кварцевыми сланцами, известняками, обычно содержащими значительное количество обломочной примеси, и доломитами. Туфогенно-осадочные и эффузивно-туфогенные толщи сложены туфо-конгломератами, диабазами, мандельштейнами, диабазовыми туфами с прослоями туффитов и кварц-хлоритовых сланцев. Схематично разрез свиты имандра-варзуга (снизу вверх) следующий (Сидоренко, Лунова, 1961):

1. Эффузивно-туфогенно-осадочная толща с конгломератами и брекчией в основании, венчающаяся пачкой темных зеленовато-серых хлорит-кварцевых тонкослоистых сланцев.

2. Кварциты и хлорит-кварцевые сланцы с подчиненными пластами карбонатных пород, залегающие на размытой пологоволнистой поверхности хлорит-кварцевых сланцев предыдущей толщи.

3. Диабазы, мандельштейны, их туфы, туффиты с прослоями хлорит-кварцевых сланцев.

4. Кварциты и хлорит-кварцевые сланцы с подчиненными пластами карбонатных пород.

5. Основные эффузивы и их туфы.

Суммарная мощность первых четырех толщ оценивается в 800—1000 м, из которых на долю второй и четвертой кварцитовых толщ приходится по 150—200 м на каждую. Мощность пятой толщи определяется в 800 м.

Детальное литологическое изучение кварцитов второй толщи, выполненное А. В. Сидоренко и О. И. Луновой, показало, что эта толща сложена преимущественно кварцитами и хлорит-кварцевыми сланцами, т. е. первоначально обломочными породами, содержащими в цементе большее или меньшее количество глинистого и карбонатного вещества. Карбонатные породы встречаются в разрезе в виде тонких редких пропластков и содержат примесь обломочного материала.

Фациально, по мнению А. В. Сидоренко и О. И. Луновой (1961), эти образования больше всего отвечают типичным аллювиальным отложениям, а также грубым осадкам прирусловой отмели, прибрежных частей морских и озерных водоемов.

Графитсодержащие гнейсы курской серии Воронежского выступа

Нижнепротерозойская серия, представленная самыми различными сланцевыми, карбонатными, кварцитовыми и гнейсовыми породами, залегает с перерывом и несогласием на выветрелой и размытой поверхности пород архея (Воскресенская, 1968). В основании ее в ряде районов, в частности КМА, присутствует метаморфизованная кора выветривания мощностью до 5—7 м, развитая на гнейсах и плагиогранитах архея.

В центральной части Русской платформы (в пределах Воронежского выступа и в других районах) они представлены кварц- и кремнистобiotитовыми сланцами иногда с микроклином и плагноклазом, имеющими абсолютный возраст 1740 млн. лет. Реже встречаются другие разновидности, богатые турмалином, иногда с цюзитом, чаще с амфиболитом (с актинолитами, не с компактной роговой обманкой), в единичных случаях — джеспилитами и переходными от сланцев к песчаникам породами (Веселовская, 1967).

Породы курской серии интенсивно дислоцированы. Метаморфизм пород отвечает преимущественно зеленосланцевой, реже амфиболитовой фации.

Абсолютный возраст метаморфизма и гранитизации пород курской серии 1900—2100 млн. лет (по данным калий-аргонового метода).

Исследованные нами образцы отобраны из нижнепротерозойских графитоносных гнейсов участка Сухоярского (Петропавловский район, скв. 6968 и 7051) и их углисто-биотито-серицитовых сланцев Белгородского района КМА (скв. 1647). В том и другом случаях содержание углерода варьирует в довольно широких пределах, но весьма часто достигает 20—30 и 50%.

Графитовые сульфидсодержащие слюдяные сланцы и карбонатные породы зерендинской серии Кокчетавского массива (Казахстан)

В пределах Кокчетавского массива рассматриваемая ассоциация графитовых сульфидсодержащих сланцев и карбонатных пород распространена в средней части разреза зерендинской серии раннего докембрия и выделена в самостоятельную свиту, получившую название даулетской (Розен, 1967). В составе этой свиты преобладают темно-коричневые до черных андалузит-гранат-биотитовые сланцы (иногда с плагнок-

лазом), в которых залегают многочисленные прослои мрамора и плагиоклаз-диопсидовых пород, мощностью от первых сантиметров и метров до 100—200 м. Часто встречается ритмичное чередование слюдяных сланцев и карбонатных пород при мощности ритма от первых сантиметров до 0,5—1,5 м. Все разновидности пород свиты содержат графит и сульфиды железа, главным образом пирротин. Мощный пласт карбонатных пород (около 200 м) разделяет даулетскую свиту на две части: нижнюю, представленную тонким чередованием сланцев и мраморов, и верхнюю — существенно сланцевую. Общая мощность свиты, судя по сопоставлению частных разрезов, составляет около 1500 м.

Как показали детальные исследования О. М. Розена и др. (1972), в составе даулетской свиты первоначально, по-видимому, принимали участие глины, известняки и смешанные глинисто-карбонатные и карбонатно-кремнистые осадки (сланцевые сланцы, мраморы, плагиоклаз-диопсидовые и плагиоклаз-диопсид-кварцевые породы). Эти осадки переслаивались, нередко образуя тонкослоистую колонку с ритмичной сменой существенно глинистых и существенно карбонатных отложений.

Повсеместно в породах присутствуют графит и сульфиды железа. Они образуют тонкие прослойки и линзы либо мелкую равномерно распределенную вкрапленность. Можно сделать вывод, что ассоциация этих минералов характеризует определенные особенности исходных осадков. Поскольку первично-вулканических пород в даулетской свите не обнаружено и признаки вулканизма в период накопления этих отложений отсутствуют, вероятно, что накопление углистого вещества и сульфидов в отложениях даулетской свиты было связано с разложением органического вещества в особых условиях захоронения, когда возникла восстановительная обстановка в данном осадке.

В стратиграфическом разрезе докембрия Кокчетавского массива даулетская свита несогласно залегает на гранат-силлиманитовых, дистеновых и кордиеритовых слюдяных сланцах, эклогитах и мраморах нижележащих берлыкской и жолдыбайской свит и перекрывается с несогласием в основании кианит-гранатовыми слюдяными сланцами, кварцитами и амфиболитами уялинской свиты (Розен, 1967; Розен, Серых, 1969). Весь этот комплекс пород образует зерендинскую серию мощностью более 9000 м, которая перекрыта датированными отложениями нижнего палеозоя и составляет фундамент каледонид Казахстана (Шлыгин, 1960; Штрейс, 1960; Богданов, 1965). В пределах зерендинской серии широко проявлены процессы гранитизации, приводящие к возникновению полей мигматитов и гнейсов. В целом степень метаморфизма серии большей частью соответствует амфиболитовой фации, хотя в отдельных типах пород встречается парагенезис гранулитовой фации. На значительных площадях облик этих глубоко метаморфизованных пород изменен более поздними, главным образом нижнепалеозойскими, метаморфическими процессами, в результате которых по всем упомянутым типам пород развиваются диафориты, относящиеся к фациям эпидотовых амфиболитов и зеленых сланцев (Абдулкабирова, 1949; Трусова, 1956, 1961; Розен, 1966). Устанавливается верхний предел возраста зерендинской серии по времени эпох гранитизации в 1,0 и 1,3—1,4 млрд. лет (Розен, Краснобаев, 1966; Розен и др., 1966). Геологический возраст этих отложений достоверно датируется как докембрийский на основании фаунистических данных (Борукаев, 1960; Борукаев и др., 1964).

Отложения зерендинской серии образуют крупные куполовидные структуры (по диаметру иногда превышающие 80 км), в ядрах которых распространены гранитоиды (Розен, Серых, 1969). Крылья этих структур сложены более мелкими, разнообразными по форме и масштабам складками вплоть до мелкой плейчатости.

Судя по соотношениям минералов и мелких дислокаций, складкообразование и воздымание гранито-гнейсовых куполов происходило прибли-

зительно одновременно с метаморфизмом в условиях амфиболиговой фации. В это время претерпели будинаж тонкие прослой силикатных пород в мраморах даулетской свиты. Подобные явления будинажа силикатных прослоев в мраморах характерны для кристаллических толщ докембрия (Крылова, 1960; Михайлов, 1960).

Таким образом, графитовые сульфидсодержащие сланцы и мраморы в пределах древней части разреза докембрия Кокчетавского массива образуют самостоятельную толщу, которая обладает отчетливо выраженными геологическими границами, характерными индивидуальными признаками осадконакопления и значительной мощностью.

Углистые сланцы шунтарской свиты (Енисейский кряж)

Шунтарская свита, сложенная серыми, темно-серыми и весьма характерными для этой свиты угольно-черными, обычно известковистыми, часто хлоритондными и серицит-хлоритондными сланцами, а также алевролитами, песчаниками и кварцитами, входит в состав верхней (киргитейской подсерии) тунгусийской серии верхнего докембрия Енисейского кряжа.

Шунтарская свита согласно подстилается джурской свитой и согласно перекрывается свитой Серого Ключа. Мощность ее в среднем около 600 м.

В отдельных разностях черных шунтарских сланцев содержание углерода достигает 7% (Шапошников, Кузнецов, 1968). Согласно данным Г. Н. Шапошникова и А. Г. Кузнецова, формирование осадков тунгусийской серии знаменует собой начало второго цикла осадконакопления верхнедокембрийских отложений Енисейского кряжа.

Первый цикл осадконакопления завершился формированием карбонатных отложений аладьинской свиты, постепенно сменяющих отложения свиты карточки. В отличие от тонколистовых и плитняковых пестроцветных известняков последней аладьинская свита сложена более массивными доломитами, включающими промышленные концентрации магнетита.

Второй цикл начался в условиях мелководного бассейна отложениями красногорской свиты, представленной филлитизированными глинистыми, глинисто-алевритовыми сланцами, песчаниками, алевролитами, известняками.

Последующее изменение физико-географических условий привело к накоплению сравнительно мощной толщи (400—800 м) существенно карбонатных отложений джурской свиты, представленных в основном рифовыми водорослевыми известняками и доломитами при подчиненной роли глинистых осадков.

На джурской свите согласно с постепенными переходами залегают терригенные отложения шунтарской свиты. Конец шунтарского времени характеризуется формированием флишовой ритмичнослоистой толщи существенно известковистых алевролитов, алевропесчаников, песчаных известняков с косою слоистостью и т. д.

Второй цикл осадконакопления завершился в условиях продолжавшегося обмеления бассейна формированием карбонатных и терригенных отложений свит серого ключа и дадыктинской.

Углеродсодержащие породы Прибайкалья

Исследованные нами под тем или иным углом зрения углеродсодержащие породы отобраны из различных районов развития архейских образований Западного Прибайкалья. Углистый сланец (талькит?) был взят из ольхонской свиты (о. Ольхон), графитовый сланец — из слюдянской

серии (месторождение Слюдянка); графитсодержащие гнейсо-сланцы и кванитовые сланцы из шарыжалгайской серии Присаянья и Юго-Западного Прибайкалья.

Ольхонская свита снизу вверх подразделяется на четыре подсвиты и слагается белыми, средне-крупнозернистыми мраморами (с переменным содержанием графита), различными гнейсами и сланцами, амфиболитами, кварцитами. Все перечисленные породы характеризуются присутствием тех или иных, а иногда весьма значительных количеств углеродистого вещества — графита (Ескин, 1962).

Слюдянская серия подразделяется на четыре свиты и слагается мраморами, кальцифирами, различными гнейсами, сланцевыми и кварц-апатитовыми породами. В породах этой серии также практически нет образований, лишенных углеродистой составляющей.

Шарыжалгайская серия залегает выше слюдянской серии и также подразделяется на четыре свиты. Характер пород, слагающих эти толщи, примерно такой же, однако в них практически отсутствуют породы карбонатного или кальцифирного ряда.

Вопросы абсолютного возрастного положения вышеназванных серий и свит, их геологических и тектонических границ, равно как и стратиграфии, еще во многом остаются неясными, в связи с чем мы не считаем нужным их сколько-нибудь детально касаться.

Углистые сланцы гарганского комплекса (Восточный Саян)

Основу верхнепротерозойского гарганского комплекса, согласно А. Д. Смирнову (1963), составляют мраморизованные известняки, мраморы и доломиты, содержащиеся в большинстве мест горизонты, пакки и слои различных метаморфических сланцев — филлитов, известняково-глинистых, зеленых, а также кварцитов и песчаников мономинеральных или полимиктовых. Все породы комплекса метаморфизованы сравнительно слабо и принадлежат к филлитовой (серицито-хлоритовой) стадии изменения.

Многие члены этого комплекса, особенно глинистые сланцы, характеризуются темно-серым до черного цветом и содержат в очень больших количествах углистое вещество (?) или графит (?).

Углеродсодержащие породы алданского комплекса и Тукурингро-Джагдинской зоны (Восточная Сибирь)

Изучались различные сланцы, гнейсы, кварциты и сульфидсодержащие гиперстеновые породы из различных серий алданского комплекса. Последний, как известно, расчленяется на следующие четыре серии (снизу вверх):

1) верхнетимптонскую, представленную амфиболитовыми, гиперстеновыми, диопсидовыми, реже биотитовыми гнейсами и сланцами (вверху с горизонтами биотит-гранатовых пород);

2) иенгскую, сложенную кварцитами, высокоглиноземистыми породами, амфибол-пироксеновыми гнейсами, сланцами, мраморами и кальцифирами; в верхах толщи отмечаются сланцы и гнейсы, содержащие графит;

3) тимптонскую, состоящую из гиперстеновых, амфиболовых и биотитовых гнейсов и сланцев (чарнокиты). В верхах серии наблюдаются высокоглиноземистые и гиперстеновые графитовые породы;

4) джелтулинскую, сложенную амфиболовыми, диопсидовыми, реже гиперстеновыми и биотитовыми гнейсами и сланцами, биотит-гранато-

выми гнейсами, мраморами и кальцифирами. Графитовые породы приурочены к сутамской свите, выделяемой из желтулинской серии.

Важно отметить, что эти древнейшие породы Алданского щита не переработаны в сколько-нибудь заметной степени протерозойскими или более молодыми процессами складчатости и метаморфизма.

Согласно приведенной схеме, общая мощность архейских образований Алданского щита достигает 18 000—25 000 м, при этом следует учесть, что основание древнейшего комплекса неизвестно.

По мнению Ю. К. Дзевановского, все серии разделены угловыми несогласиями, причем в основании желтулинской серии присутствуют базальные конгломераты.

Однако надо сказать, что все приведенные данные о стратиграфии древнейших алданских толщ разделяются далеко не всеми исследователями. Здесь мы не имеем возможности касаться всей этой проблемы, но сегодня твердо можно сказать, что архейский их возраст может считаться достаточно установленным. Необходимо отметить также, что не оспаривается и несомненно первично-осадочный генезис этих толщ.

Абсолютный возраст собственно архейских пород щита, точнее возраст их метаморфизма и гранитизации, определен в 2800—3000 млн. лет. Эти значения получены свинцово-изотопным методом по ортитам и сфенам из мигматитов в бассейнах рек Чары и Алдана. Многие датировки калий-аргоновым и отчасти свинцово-изотопным методами показывают меньшие цифры — главным образом 1900—2000 млн. лет.

Некоторое количество углеродсодержащих пород, в основном кварцбиотитовых и кварц-мусковитовых сланцев, было изучено нами и из пород Тукурингро-Джагдинской зоны, относимых к протерозойско-рифейскому возрасту.

Зона сложена в основном существенно терригенными породами с незначительным количеством вулканогенных пород. В бассейне р. Зеи соотношение между встречаемыми породами следующее (Кулиш, 1970 г., устное сообщение): глиноземистые сланцы (кварц-графитистые, графитисто-слюдистые, кварц-слюдистые) составляют 75% мощности разреза, песчаники — 2%, мраморизованные известняки — 1,5%, микрокварциты 1,5%, зеленые сланцы — 20%. В бассейне р. Селемджи глинистые сланцы составляют 46%, амфиболиты — 19%, зеленые сланцы — 4%, мраморизованные известняки — 3%, микрокварциты — 0,7%, внутрiformационные брекчии — 0,3%.

Метаморфизм пород колеблется (по зоне) от низов фации зеленых сланцев до эпидот-амфиболитовой фации.

* * *

Таким образом, в настоящей главе мы рассмотрели относительно детально геологическую, литолого-петрографическую и химическую характеристики всех в той или иной мере исследованных нами углеродсодержащих пород докембрия.

Как было нами показано, во всех приведенных случаях мы имели дело с несомненно первично-осадочными толщами и породами, в которых графитовое или углестое вещество распространено и распределено согласно с геологическими и литологическими особенностями строения и характера распространенных разрезов. Иначе говоря, во всех без исключения случаях, и с чисто геологических, и с чисто литологических позиций, углеродистая компонента вне всяких сомнений являлась, во-первых, седиментогенной, во-вторых, синхронной массе заключающего его вещества.

«...аморфный углерод образуется в... древних метаморфизованных докембрийских породах... как продукт распада органических веществ. Обычно он находится рассеянным в ничтожных пылинках в древних осадочных породах...»

В. И. Вернадский
(Избранные сочинения, 1954—1962)

ГЛАВА III

МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПРОЯВЛЕНИЙ УГЛЕРОДИСТОГО ВЕЩЕСТВА В ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ДОКЕМБРИЯ

Как уже отмечалось, углеродистые проявления в докембрийских породах в той или иной мере изучались исследователями очень давно. Однако систематического и полного охвата и анализа морфологических (морфогенетических) типов проявлений углеродистого вещества сделано, пожалуй, не было. Это замечание, естественно, не следует понимать как утверждение об отсутствии работ у нас и за рубежом, в которых не было бы примеров детальнейших и скрупулезнейших описаний петрографии и минералогии графитсодержащих пород. Таких работ достаточно много, но еще большее количество очень интересных данных об особенностях нахождения и распределения углеродистых веществ в метаморфических породах докембрия можно найти в самых разнообразных производственных отчетах. Тем не менее обобщающих работ по морфологическим особенностям проявлений углеродистого вещества в докембрийских породах в настоящее время практически нет.

Из детальных работ, заложивших определенные основы наших сегодняшних знаний о проявлениях углеродистого вещества в докембрийских породах, следует, безусловно, назвать работы Д. П. Сердюченко, Н. П. Семененко, В. В. Беседина, Н. Г. Бунтина, П. А. Борисова, И. В. Гинзбург, А. И. Горшкова, И. В. Белькова, В. А. Соколова, М. Л. Левенштейна, Р. М. Полуновского, а из зарубежных исследований — прежде всего работы П. Эскола, И. Седерхольма и К. Ранкамы.

На основании детального петрографического изучения всех захваченных в орбиту нашего исследования углеродсодержащих пород архейского и протерозойского возраста, пород из самых различных докембрийских комплексов и толщ территории СССР и некоторых зарубежных стран (см. главу I) мы стремились выявить все основные, важнейшие морфологические типы проявлений углеродистого вещества, которые встречаются в осадочно-метаморфических породах докембрия. С этой целью они подверглись детальному оптическому исследованию в различного размера и типа полировках и прозрачных срезах (шлифах), а также наиболее характерные из них — электронно-микроскопическому изучению.

Уже в процессе этих исследований стало очевидно, что выделяемые основные морфологические типы проявлений углеродистого вещества одновременно с полным правом можно считать и морфогенетическими. Естественно, что мы еще далеки в ряде случаев от правильных представлений о характере и механизме тех процессов, которые приводили к наблюдаемым морфологическим типам проявлений углеродистого веще-

ства. Но в то же время мы твердо убеждены в том, что любое детальное расчленение, расклассифицирование «целого» уже есть шаг на пути к его познанию.

МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПРОЯВЛЕНИЙ УГЛЕРОДИСТОГО ВЕЩЕСТВА

Точечная тонкодисперсная форма. Эта морфологическая разновидность нахождения углеродистого вещества в осадочно-метаморфических породах докембрия является наиболее часто встречаемой, наиболее распространенной и, по-видимому, наиболее близкой к первичной рассеянной форме нахождения органического вещества в первичных осадочных породах. Углеродистые частицы, размеры которых, как правило, колеблются от долей микрона (реже меньше) до нескольких десятков микрон¹, в подавляющем большинстве случаев равномерно пронизывают буквально всю породу, все слагающие ее минералы (табл. I—VI). Правда, плотность диспергирования бывает самой различной — от нескольких частичек на сто квадратных микрон (и менее) (табл. III, I, 2, 3) до весьма плотного насыщения породы углеродистым веществом, когда она становится серой или черной, почти не просвечивающей (табл. VI, I, 2). Очень важно подчеркнуть, что эта форма нахождения свободного углерода либо свойственна главным образом тонкокристаллическим метаморфическим породам (обычно сланцам), либо отмечается в отдельных тонкокристаллических участках пород, сильно метаморфизованных и большей частью перекристаллизованных с укрупнением зернистости (табл. I, 2; II, I; III, I, 2, 3).

Весьма нередко эта тонкая вкрапленность углеродистого вещества обнаруживает правильность в своем распределении в породе, что выражается как в макро-, так и в микрослоистом (иногда с ритмикой) распределении (табл. I, I; IV, 2). Во всех подобных случаях полосчатость в распределении углеродистого вещества совпадает со слоистостью заключающих его пород вплоть до тончайшей слоистости. Все это не оставляет сомнений в сингенетичности первичного органического вещества с веществом вмещающей его породы. Весьма интересно, что выдержанность слоев или зон обогащения углеродом, мощность которых иногда не превышает нескольких микрон, не нарушают даже процессы бластогенеза, и вышеуказанные слои или зоны обогащения беспрепятственно секут иногда крупные порфиробласты граната, ставролита, кианита, плагиоклаза и других минералов. Как уже было отмечено выше, эту точечную тонкодисперсную форму мы считаем наиболее близкой к первичному распределению органического вещества в исходных породах. Однако весьма нередко благодаря исключительной устойчивости, которую приобретает углерод начиная с самых ранних стадий преобразования органического вещества, эта форма нахождения свободного углерода в осадочно-метаморфических породах играет определенную роль и сочетается с другими формами и в тех метаморфических породах, которые пережили более богатую и бурную историю, связанную как с перекристаллизацией их вещества, так и с динамометаморфизмом. В этой связи часто можно наблюдать в одной и той же породе, в одном и том же шлифе различное, иногда сложное сочетание многих форм проявлений углеродистого вещества. Отсюда надо прийти и к определенной условности границ выделяемых морфологических типов.

Межкристаллическая, межзерновая, форма. Эта морфологическая разновидность проявлений углеродистого вещества несомненно возникла на более поздней стадии и является, безусловно, вторичной по отношению

¹ Наиболее распространены размеры частиц в первые микроны.

к только что рассмотренной выше тонкодисперсной форме (см. табл. VI, 1, 2). По всей вероятности, она связана главным образом с перекристаллизацией породы, с возникновением и ростом отдельных крупных кристаллических индивидуумов. Сюда же мы относим и форму проявлений углеродистого вещества, нередко наблюдающуюся по спайности минералов (табл. VII, 3, 4, 5; XVI, 2). Габитус проявлений этого типа целиком определяется теми минералами, в которых или между которыми эта форма получает распространение (табл. VII, 1, 2, 3). Однако, как правило, мощность этих выделений не превышает первых микрон, а протяженность — первых десятков микрон.

Определенной и весьма своеобразной разновидностью этого морфологического типа мы считаем скопление углеродистого вещества, «повисающее» или «висящее» на гранях отдельных, по-видимому, быстро росших кристаллов или их агрегаций (табл. VII, 3, 4, 5).

Генетически проявление этой разновидности мы считаем возможным связывать с таким широко известным в геологии и геохимии явлением, как автолизия. На таблицах XVI и XVII хорошо можно наблюдать «динамику» и характер «очистительных» реакций, а также те результаты, к которым это приводит.

Как уже отмечалось выше, условность границ выделенных типов проявлений не вызывает сомнений; на приведенных снимках можно также наблюдать сочетание самых различных форм проявления углеродистого вещества.

Крупные выделения. Третья выделяемая нами морфологическая разновидность проявлений углеродистого вещества в осадочно-метаморфических породах докембрия также, по-видимому, в подавляющем большинстве случаев является вторичной. Более того, по нашему мнению, она является генетически весьма близкой к только что описанной межзерновой, межкристаллической, форме. Можно даже сказать, что она является в определенной степени выражением той подвижности, которую приобретает углеродистое вещество при метаморфизме, где начальной формой миграции углеродистого вещества нужно считать выделения в межзерновых (межкристаллических) пространствах и в спайных зонах.

Форма этих выделений самая разнообразная — от изометрической до резко неправильной (табл. VIII—XII); размеры выделений также сильно варьируют от нескольких микрон до видимых простым глазом (табл. VIII, 1). Распространение — спорадическое.

Микротрещинная и трещинная форма. Этот морфогенетический тип выделений, судя по характеру его взаимоотношений с тремя предыдущими, является наиболее поздним, формирующимся за счет первых трех и на них накладывающимся. Масштабы, габитус выделений этого морфогенетического типа самый различный, варьирующий от микроскопического (табл. XIII, 1, 2, 3; XV, 2) до гигантско-трещинного (табл. XIV; XV, 1). В первом случае мощность выделений иногда не превышает первых микрон, во-втором — достигает первых сантиметров или даже десятков сантиметров. По существу этим морфогенетическим типом проявления углеродистого вещества в осадочно-метаморфических породах докембрия представлено большинство месторождений графита, связанных с докембрийскими комплексами. Это так называемый, трещинно-прожилково-вкрапленный тип руд среди насыщенных тонкодисперсным или тонкочешуйчатым углеродом толщ пород докембрия.

* * *

Завершая рассмотрение основных, важнейших морфологических (морфогенетических) типов проявлений углеродистого вещества в докембрийских осадочно-метаморфических породах, подчеркнем еще раз условность их разделения и генетическое родство между собой, а также представим документальное подтверждение взаимосвязанности в их развитии.

На таблицах XVI, XVII, XVIII представлены различные сочетания точечных тонкодисперсных и крупных выделений, сильно диспергированных углеродом участков и межзерновых выполнений, выделений по спайности, различные стадии сегрегированности углеродистого вещества из его тонкодисперсных форм, а также микротрещинные и трещинные его выделения.

Здесь же следует кратко остановиться и на весьма своеобразном распределении тонкодисперсных углеродистых частиц в параморфозах кианита по андалузиту (хиастолиту).

И. В. Бельков (1963), детально описавший эти параморфологические образования, отмечает, что в сечении параморфоз, нормальных к призме, различаются отчетливые крестообразные фигуры, а в сечениях по призме — фигура «песочных часов». Наличие этих фигур связывается с присутствием закономерно ориентированных скоплений пылевидного углеродистого вещества (графитоида), весьма обильного во вмещающей слюдисто-кварцевой массе сланца. В сечениях параморфоз отчетливо видны радиальнолучистые агрегаты кристаллов кианита, с центрами роста, расположенными как внутри, так и на гранях параморфоз.

Как подтверждено нашими детальными исследованиями 1962—1969 гг., вследствие закономерного распределения углеродистого пигмента и других примесей, свойственного хиастолиту и сохранившегося при его перекристаллизации в кианите, в сечениях параморфоз наблюдаются темные правильные фигуры.

В квадратных и крестообразных поперечных сечениях параморфоз встречаются фигуры, представленные на табл. XIX, 1. Самой простой фигурой является диагональный крест (табл. XIX, 1, а), фиксирующий следы перемещения ребер между гранями призмы в процессе роста кристалла хиастолита. Другой элементарной фигурой является темный квадрат в центре параморфоз со сторонами, параллельными сторонам квадратного сечения параморфоз (табл. XIX, 1, б). В продольном же разрезе параморфоз в этих случаях наблюдается фигура «песочных часов» (табл. XIX, 1, в, 1, г). Возникновение подобных фигур связано с различной адсорбционной способностью граней призм и растущего кристалла хиастолита и с изменением режима его роста.

Углеродистый пигмент и другие устойчивые примеси (например рутил), находящиеся во вмещающей массе породы, захватывались гранями пинакоида, но отталкивались гранями призмы растущего кристалла. В разное время и в различных направлениях рост кристалла осуществлялся с различной скоростью. До известного момента рост происходил быстрее вдоль оси *C* и медленнее в направлениях, нормальных к граням призм.

Начиная с этого переломного момента рост кристалла хиастолита вдоль оси *C* замедлялся или прекращался полностью, но продолжался в направлениях, нормальных к граням призм. При этом углеродистый пигмент обычно отодвигался нарастающими гранями призм к ребрам между ними, и возникала фигура, представляющая комбинацию квадрата и темного креста (табл. XIX, 1, г).

В некоторых случаях в начальной стадии роста (вероятно, замедленного) кристалл хиастолита не захватывал посторонних примесей. С изменением режима его роста (возможно, с резким ускорением роста) посторонние примеси были захвачены гранями призм, но затем режим изменялся вновь, и грани призм стали захватывать посторонние примеси лишь в месте стыка, т. е. на ребрах между ними. В таких случаях в поперечных сечениях параморфоз наблюдается комбинация темного квадрата контура и диагонального креста (табл. XIX, 1, г), а в продольных сечениях параморфоз — две темные полосы, параллельные оси *C* хиастолита.

С изменением режима роста кристалла хиастолита связано также развитие своеобразных скелетных форм кристаллов. При достижении кри-

сталлом некоторого критического размера рост участков граней призм около общих для них ребер замедлялся или прекращался полностью при одновременном продолжении роста грани в направлении, нормальном к ним. В результате возникли четыре ветви кристалла хиастолита, между которыми оставались входящие углы, и в поперечном сечении кристалл приобретал форму креста (табл. XIX, 1, *д*).

При дальнейшем росте входящие углы могли зарастать частично или полностью, но при таком зарастании следы бывшего их существования фиксируются соответствующим распределением углеродистого пигмента и прочих примесей — наличием серий темных полос или темных квадратов в углах квадратных сечений параморфоз (табл. XIX, 1, *г, ж*).

Наконец, еще более сложные фигуры поперечных и продольных сечений параморфоз отмечают случаи повторного роста кристаллов хиастолита, в результате которого один сформировавшийся полностью кристалл, прекративший свой рост, оказывался заключенным в новом кристалле, выросшем в гомоосевой ориентировке на первом. Поперечные сечения подобных параморфоз иллюстрируются на табл. XIX, 1, *з*.

Реальные примеры наиболее характерных фигур закономерного распределения углеродистого пигмента в поперечных сечениях параморфоз кианита по хиастолиту приведены в табл. XIX, 2, *з*.

Из всего вышесказанного, а также из почти априорного факта различного структурного состояния углерода во всех выделенных типах проявления вытекает совершенно исключительная, особая и специфичнейшая индикационная роль органического вещества, углеродистого вещества первично-осадочных докембрийских пород для выяснения их мипералогической истории. Ведь очевидно, что уже остаточное органическое вещество — кероген — представляет собой достаточно мало подвижную и устойчивую субстанцию. «Обуглероживание» его и дальнейший метаморфизм вплоть до элементарного углерода, представленного аморфной или кристаллической разновидностью, еще более способствуют исключительной устойчивости и относительной малоподвижности этой компоненты. Таким образом, это вещество, претерпевая определенные структурные видоизменения в процессе метаморфизации породы, тем не менее как устойчивая, неуничтожаемая составляющая участвует во всех минералообразовательных процессах в породе. Сначала оно «консервируется» в породах, затем по мере изменения, перекристаллизации и деформирования породы перераспределяется в межзерновые, межкристаллические и спайные пространства, образует выделения той или иной величины, неправильной и правильной формы, наконец сегрегируется и выполняет микро- и макротрещины, образуя промышленные скопления. Всю эту историю минерогенеза и метаморфизма породы мы можем читать, изучая тонкое распределение свободного углерода в породах. Нет сомнений в том, что вся эта трансформация углеродистого вещества сопровождается особыми структурными его изменениями. Однако это суждение требует еще серьезного обоснования и специальных исследований в дальнейшем. Сейчас же мы хотим лишь обратить внимание на этот аспект изучения углеродистого вещества в докембрийских метаморфических первично-осадочных породах.

ЭЛЕКТРОННО-МИКРОСКОПИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОЯВЛЕНИЙ УГЛЕРОДИСТОГО ВЕЩЕСТВА

Высокая дисперсность углеродистого вещества, присутствующего в изучаемых нами породах, не позволяет полноценно его охарактеризовать по данным традиционных методов минералогических исследований. Поэтому мы использовали метод электронной микроскопии, который обладает значительно более высокой разрешающей способностью, чем свето-

вой, и дает возможность не только видеть тонкодисперсные частицы, но и диагностировать их с помощью микродифракции.

Как известно (Методы..., 1969), препараты для прямого изучения в электронном микроскопе должны быть очень тонкими (не более нескольких сотен ангстрем). Поэтому для изучения массивных образцов минералов и пород их требуется либо диспергировать, либо прибегать к косвенным методам, позволяющим сохранить образцы не нарушенными. Наиболее широкое распространение в изучении массивных образцов имеет косвенный метод реплик.

Реплики представляют собой отпечатки (копии) с исследуемой поверхности. Для их получения готовится свежий скол минерала или породы, на который тем или иным способом наносится тонкая пленка вещества, покрывающая исследуемую поверхность и отражающая все ее детали. В данном конкретном случае были использованы углеродные реплики, приготовленные путем термического распыления в вакууме угля спектральных стержней. Углерод наносился либо непосредственно на поверхность скола (одноступенчатые реплики), либо на промежуточный целлюлозный отпечаток (двухступенчатые реплики). В первом случае отделение реплики от поверхности производилось химически — погружением образца в плавиковую кислоту, а во втором — механически, так как размягченная ацетоном целлюлозная пленка, которую используют для первичного отпечатка, после высыхания легко отходит от исследуемой поверхности. Затем на контактную сторону отделившейся пленки наносилась углеродная реплика тем же способом, что и непосредственно на поверхность.

Реплики позволяют получать быструю и надежную информацию о ряде важных особенностей исследуемых образцов: характере микро рельефа, наличии или отсутствии дефектов поверхности, границах зерен, форме, величине и взаимном расположении отдельных составляющих, степени однородности образца, признаках выщелачивания, замещения и т. д. В тех случаях, когда требуется не просто установить однородность, а диагностировать выявленные фазы, обойтись простыми репликами нельзя и приходится прибегать к репликам с извлечением. Как показывает само их название, они отличаются от обычных тем, что не просто копируют изучаемую поверхность, но и извлекают некоторые ее компоненты, которые затем прямым путем могут быть изучены с помощью микродифракции, с целью их диагностики. По широко известному сравнению изображения реплик напоминают снимки ландшафта, сделанные с вершины холма в косых лучах восходящего и заходящего солнца. Контраст на электронных снимках создается за счет различного наклона и разной толщины отдельных участков реплики (чем больше толщина, тем более темным выглядит этот участок на снимке). Электронно-микроскопическая фотография реплики, при условии хорошего качества последней, должна характеризоваться четкостью очертаний отдельных деталей рельефа и привычной для глаза (как и на обычных фотографиях) гаммой серых тонов различной интенсивности (табл. XX; XXI, 1; XXII). Поскольку реплики отображают элементы микро рельефа поверхности образцов, расшифровывать их следует по тому же принципу, что и макро рельеф. Так как извлеченные частицы лежат на реплике и резко увеличивают толщину препарата в местах их расположения, на общем сером фоне реплики они резко выделяются в виде черных пятен (табл. XX).

Мы не ставили перед собой задачи детального описания наших объектов по электронно-микроскопическим данным. Поэтому из всей серии имеющихся у нас снимков мы приводим лишь самые представительные, по которым можно уверенно судить о тонких особенностях образцов и о характере выделения в них углеродистого вещества.

Дифракция электронов, как и дифракция рентгеновских лучей, дает для каждого вещества столь характерную картину, что ее можно ис-

пользовать в целях диагностики. Электронный микроскоп позволяет получать дифракционные картины от микроучастков объекта размером всего в 1 *мк* и менее. В схеме образования этих картин, называемых микродифракционными, можно представить следующим образом; пучок электронов, проходя через кристалл, взаимодействует с закономерно расположенными системами атомов кристаллической решетки, которые рассеивают электронные лучи по всем направлениям. Благодаря периодическому расположению атомов в решетке лучи, интерферируя между собой, в одних направлениях усиливаются, в других ослабляются. Усиленные лучи от участка микрокристалла, выделенного специальной диафрагмой, дают на флюоресцирующем экране микроскопа дифракционную картину, которая фиксируется на фотопластинке. Для монокристаллов микродифракционные картины представлены системой расположенных точечных рефлексов, форма, положение и интенсивности которых соответствуют особенностям внутреннего строения изучаемой частицы. У поликристаллических объектов вместо точечных картин получают кольцевые электронограммы. Аморфные тела дают диффузные картины.

Для электронно-микроскопического изучения соотношений углеродистого вещества (вернее частиц его) с вмещающими его минералами породы, а также для получения основных представлений об их характере и структуре мы отобрали два наиболее хорошо изученных объекта — сильно диспергированное углеродистое вещество кианитовых сланцев свиты кейв (Юльский полуостров) и шунгиты Заонежья (Карелия). Первый объект является типичным для так называемой точечной тонкодисперсной формы углеродистых проявлений в докембрийских осадочно-метаморфических породах; второй — представляет собой типичную форму проявления изначально крупных скоплений органического вещества.

Кианитовые сланцы свиты кейв уже изучались в электронном микроскопе (Гинзбург, Горшков, 1961). При этом было показано, что черная окраска кианита связана с присутствием шаровидных микровключений графита размерами 0,2—0,4 *мк*. Авторы пришли к выводу, что наличие столь мелких выделений является признаком многочисленных центров кристаллизации, что в свою очередь может быть обусловлено как рассеянностью первичного органического углерода, так и незначительностью собирательной перекристаллизации при последующем метаморфизме.

Реплики с поверхности сколов изученных нами образцов (Грицаенко и др., 1973) отображают их микрозернистость, как доступную световой оптике, так и стоящую за ее пределами. На сколах, сделанных по сланцеватости, видны многочисленные пластинчатые и чешуйчатые выделения минералов (табл. XX, 1, 2), часть которых извлекалась на реплику (черные частицы). На некоторых снимках (табл. XX, 2, нижняя левая часть снимка) удается видеть ветвящиеся дендритовые выделения, которые, по-видимому, принадлежат какому-то ленточному силикату. Извлеченные частицы имеют преимущественно скругленные очертания, и только изредка можно наблюдать микрокристаллы, отмеченные четкой кристаллографической огранкой (табл. XXI, 1, частица I).

Микродифракционные картины, полученные от таких частиц, показывают, что последние состоят из отдельных блоков, разориентированных на небольшие углы. Расчет дифракционной картины позволяет сказать, что она представлена графитом (табл. XXI, 1, 2). Часть извлекающихся пластинок принадлежит слюдястым минералам, что с очевидностью устанавливается по их микродифракционным картинам (табл. XXI, 1, частица II; XXI, 3). Приведенные данные убедительно показывают, что при изучении таких сложных систем, как сланцы свиты кейв, обходиться только данными реплик нельзя, и для точной диагностики минералов, особенно имеющих сходную форму (в нашем случае пластинчатые выде-

ления графита и слюды), совершенно необходимо их изучение методом микродифракции.

Изучение черного кварца из кейвских сланцев также показало ярко выраженную неоднородность. Кроме углеродистого вещества (черные извлеченные частицы), отмечаются полости, иногда имеющие правильную кристаллографическую огранку, а иногда — неправильную форму. Детальное исследование таких полостей представляет большой интерес для суждения о минералообразующей среде. Микродифракционные картины извлеченных из кварца частиц показали, что они принадлежат графиту. Можно полагать, что именно присутствие этих частиц графита придает кварцу черную окраску.

Реплики со свежих сколов шунгита показывают, что для его поверхности характерна очень тонкая шагреневость, свидетельствующая о его неоднородности, вскрыть существо которой пока еще не удалось. Микродифракционные картины, полученные от извлеченных частиц шунгита, очень диффузны и свидетельствуют о крайне низкой упорядоченности вещества. Иногда по стенкам микротрещинок в шунгите удается наблюдать тончайшую (доли микрон) микровкрапленность, представленную, по всей вероятности, дисульфидами железа (табл. XXII, 1, 2). Такое заключение можно сделать на основании того, что по микротрещинкам в шунгите присутствуют тонкодисперсные выделения ярозита. Электронно-микроскопическое изучение показало, что ярозит представлен хорошо образованными микрокристаллами (табл. XXII, 2). Расчет микродифракционных картин, полученных от извлечения частиц, также доказывает их принадлежность к ярозиту.

Приведенные данные являются первым результатом, полученным для наших образцов с помощью электронной микроскопии. Но уже они убедительно свидетельствуют о том, что электронная микроскопия в сочетании с микродифракцией может дать уникальные сведения о природе углеродистого вещества и к тому же не усредненные, а относящиеся к данной конкретной частице, к данному конкретному образованию. Поэтому дальнейшее детальное изучение этими методами природных форм углерода является важной задачей, заслуживающей самого первостепенного внимания (Грицаенко и др., 1973).

* * *

Таким образом, детальное микроскопическое и электронно-микроскопическое изучение углеродистых проявлений в исследованных нами самых различных осадочно-метаморфических породах докембрия показало, что:

во-первых, различаются четыре основных и важнейших формы проявления углеродистого вещества — точечная (тонкодисперсная), межкристаллическая, или межзерновая, отдельные крупные выделения, а также микротрещинные и трещинные. Все эти формы в той или иной мере связаны друг с другом переходами, но из их соотношений ясно, что первичной, безусловно, следует считать первую — точечную (тонкодисперсную). Все остальные формы в подавляющем большинстве случаев являются производными от нее и связаны с приобретением этим веществом под действием тех или иных факторов метаморфизма определенной подвижности. Последняя по характеру большей частью является механической и не нарушает физической индивидуальности исходных углеродистых частиц. Однако микротрещинная и трещинная форма проявления углеродистого вещества, возникающая, по-видимому, на гораздо более поздней стадии кристаллического преобразования породы, свидетельствует о существовании каких-то других механизмов и форм мобилизации углеродистых материалов, переноса его и «разгрузки» в микро- и макротрещинных полостях:

во-вторых, большая часть углеродистого вещества рассеянных его форм представлена ясно «оструктуренными» разностями, близкими к графиту, что подтверждается фиксированием под электронным микроскопом кристаллографических форм графита, а также их микродифракционных картин;

в-третьих, образования типа шунгита не обнаруживают какой-либо и сколько-нибудь упорядоченной структуры и, кроме того, местами представляют собой тончайшую смесь углеродистого вещества с мельчайшими вкраплениями дисульфидов железа;

в-четвертых, очевидно, что углеродистое вещество, оказываясь устойчивым, инертным и малоподвижным, уже, по-видимому, со стадии керогена является превосходным индикатором и свидетелем всей метаморфической истории породы и всей истории ее минерального преобразования.

Самым важным для нас общим выводом этого раздела следует считать то, что во многих особенностях тонкого распределения точечной (тонкодисперсной) формы проявления углеродистого вещества в осадочно-метаморфических породах докембрия (слоистость, микрослоистость, ритмичность) мы видим неопровержимое доказательство не только седиментогенности породы в целом, но и седиментогенного, синхронного, попадания в нее первоначально органического материала, который в настоящее время представлен в основной своей массе (в породах высоких степеней метаморфизма) графитом (Св. А. Сидоренко, 1970, 1973а; А. В. Сидоренко, Св. А. Сидоренко, 1971).

«...углерод, рассеянный в виде графита в гренвилльских слоях в Онтарио, в Канаде, превышает по массе количество углерода каменных углей карбона»

В. И. Вернадский

(«Химическое строение биосферы Земли и ее окружения», 1965)

ГЛАВА IV

РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ СВОБОДНОГО УГЛЕРОДА В ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ДОКЕМБРИЯ

Все сделанное нами выше — показ исключительной распространенности среди осадочно-метаморфических пород докембрия углеродистых и углеродсодержащих пород, рассмотрение и детальный анализ геологии, литологии, вещественного состава и химизма некоторых конкретных углеродистых или углеродсодержащих толщ (или пород), детальное изучение тонких особенностей распределения углеродистого вещества в породах и морфогенетических типов его проявлений — привело нас, как это уже частично отмечалось в конце каждой из предыдущих глав, к твердому убеждению в том, что в подавляющем большинстве случаев свободный углерод первично-осадочных пород представляет собой в той или иной степени метаморфизованное древнейшее органическое вещество. Даже на самых ранних этапах нашей работы убеждение в этом подводило нас к необходимости сопоставить распространенность свободного элементарного углерода в докембрийских осадочно-метаморфических породах с распространенностью органического углерода в осадочных породах фанерозоя. Нам представлялось это весьма интересным, поскольку сейчас нет сколько-нибудь серьезных сомнений в том, что именно тонкорассеянное, дисперсное, органическое вещество составляет преобладающую массу всего органического вещества и в связи с этим вполне может служить своего рода индикатором «жизненной активности» в те или иные эпохи. Действительно, как показано А. А. Карцевым (1969), масса всех учтенных запасов углей в залежах составляет примерно 1/500 часть общего количества органических веществ в осадочных отложениях ($n \cdot 10^{15}$ — $n \cdot 10^{16}$), а масса нефтей и того меньше. Примерно такое же соотношение между рассеянной и сконцентрированной формами свойственно и углеводородам в целом. Так, Дж. Хант (Hunt, 1961) и Г. Джеймисон (Hunt, Jumisson, 1956) подсчитали, что количество углеводородов, содержащихся во всех неколлекторных осадочных породах, в 100 раз превышает рассчитанные Л. Уиксом (Weeks, 1958) мировые запасы нефти.

Подойдя к необходимости оценить распространенность свободного элементарного углерода в осадочно-метаморфических породах докембрия, мы столкнулись с тем, что до сих пор, как оказалось, таких попыток никем не предпринималось, и, следовательно, аналитический материал, если и есть, рассеян в обширной мировой литературе. Тщательный анализ литературных данных, который проводился при сопоставлении компиляции по распространенности углеродистых и углеродсодержащих пород в докембрии, позволил нам поднять свыше 200 определенных элементарного углерода в осадочно-метаморфических породах докембрия. Естественно, эти данные разных лет, разных методик, различной полноты и привязанности не позволяли рассмотреть их на статистической ос-

нове. Кроме того, анализами захватывались породы как с небольшими признаками «углистости», так и сплошь сложенные углеродистым веществом. Вполне понятно, что собранные нами цифры обнаруживали очень широкие пределы колебания содержания свободного углерода (0,05—98,0%), и приблизиться к вычислению среднего было достаточно сложно.

Тем не менее тщательная работа с этим компиллятивным материалом, сознательный учет содержания углерода, собственных сплошным углистым проявлениям типа шунгитов (Карелия и др.) и настоящих антрацитов (Онтарио, Мичиган и др.), все же позволили приблизиться к наиболее часто встречающимся величинам распространенности свободного углерода в докембрийских осадочно-метаморфических породах. Так, оказалось, что пределы эти гораздо уже и составляют от 0,05 до 2,5%, а среднее содержание близко к 0,5—0,8%.

Впервые этой проблемы — распространенности биогенного углерода в докембрии — мы коснулись в 1968 г. В этой работе мы специально отметили то, что нас заставило обратиться к столь давней проблеме обилия живого вещества в древнейшие периоды жизни Земли. Это факт исключительной распространенности среди пород докембрия осадочных образований, примерно того же спектра пород, который нам известен из фанерозоя (А. В. Сидоренко, Св. А. Сидоренко, 1970), и хорошо известная роль органической субстанции во всех гипергенных процессах, начиная с мобилизации вещества при выветривании и кончая диагнезом осадков (Тугаринов, 1963; Виноградов, 1964; Манская, Дроздова, 1964). Как известно, проблема эта является давней в естествознании и обсуждалась неоднократно в классических работах многих крупных естествоиспытателей. Особенно большой вклад сделан русскими и советскими учеными, такими как В. И. Вернадский, В. В. Полинов, А. П. Виноградов, Н. М. Страхов, Н. Б. Вассоевич, А. Н. Тугаринов, А. Г. Вологдин, К. Ф. Родионова, В. А. Успенский. Широко известны работы в этой области биологов и биохимиков А. И. Опарина, Дж. Бернала, Дж. Холдейна, Г. Мёллера, Ф. Абельсона, С. Поннамперума, Р. Экка, М. Руттена.

Естественно, что под таким углом зрения можно было допустить немалое распространение органического вещества в докембрии. Нам не смущало то, что еще до сих пор широко распространены представления о «безжизненности» докембрийской эры (или во всяком случае ее раннего периода), об «исчезающе малых масштабах древнейшей жизни» и т. п. К сожалению, подобные соображения основываются не столько на фактах (которых действительно немного), сколько на устаревших, традиционных взглядах на докембрий как на «начало начал» и начало жизни и геологического развития земной коры вообще. Не лишне будет подчеркнуть, что биогенность многих находок свободного углерода в докембрийских породах сейчас надежно подтверждается изотопным составом углерода углеродистых проявлений.

Здесь не следует также забывать и того, что большая (если не вся) часть возражений против достаточно широкого развития жизни в архее и протерозое была сформулирована в те далекие годы, когда докембрий представлялся совершенно иным, не таким, каким представляем его мы сегодня. Тогда исследователи «не видели» осадочной природы пород, «не видели» метаморфизованных кор выветривания, широкого развития процессов гипергенеза в целом. Именно к этим годам относится сложившееся представление о «безжизненности» докембрия. Ведь даже в 30-х годах все еще происходили дискуссии примерно такого содержания: «не имеем ли мы в докембрии перед собой первозданную земную кору?» Для исследователей, придерживавшихся или еще придерживающихся подобных или близких к этому воззрений, были и есть научной абсурдностью предположения о биогенности метаморфизованных углеродистых веществ. Кстати, наши оппоненты и ранее и сейчас, отвергая широкую роль экзогенных процессов в формировании пород докембрия, больше

Таблица 10

Содержание углерода (в вес. %) в различных типах пород свиты кейв

Породы	Число изученных проб	Содержание		
		От	До	Среднее
П а ч к а А				
Слюдяно-хлоритовые порфиробластические сланцы и кварциты с графитом	2	Не обн.	0,4	—
Породы пачки А (в среднем). Зона перехода от пачки А к пачки Б*	19*	—	—	0,36
Слюдисто-ставролитовые сланцы	1	0,12	—	—
Ставролит-кианит-слюдяные сланцы	1	Не обн.	—	—
Гранат-ставролитовые сланцы	2	0,03	0,51	—
П а ч к а Б				
Плагиоклаз-ставролитовые порфиробластические сланцы	3*	0,26	1,06	—
Ставролит-кианитовые сланцы	6*	—	—	0,26
Осветленные ставролит-кианитовые сланцы	2*	Не обн.	—	—
Кианит-ставролитовые сланцы	7	0,10	0,29	0,18
Кианитовые сланцы с лейстами ставролита	1	0,20	—	—
Черные кианитовые сланцы	6	0,72	1,22	0,98
Черные (пятнистые) конкреционно-параморфические сланцы	3	1,92	2,72	2,27
Серые кианитовые сланцы (полубесцветные)	2*	0,75	0,76	0,76
Белые кианитовые сланцы (обесцветенные)	5	Не обн.	0,1	—
Белые сильно обесцветенные кианитовые сланцы	4	»	Сл.	—
Серые до черных порфиробластические плагиоклаз-слюдяные сланцы	2	0,26	0,83	—
П а ч к а В				
Мусковитовые кварциты	2*	Не обн.	—	—
П а ч к а Г				
Порфиробластические светлые ставролит-мусковитовые сланцы и ставролитовые кварциты	1	0,04	—	—
Ставролит-слюдяные порфиробластические сланцы	1	Не обн.	—	—
Осветленные ставролит-слюдяные порфиробластические сланцы	1	»	—	—
Л е б я ж и н с к и й г о р и з о н т (свита)				
Гнейсы	2*	»	—	—

* Средняя проба, составленная из типичных представительных проб разрезов.

требуют доказательств от противной стороны, нежели работают над доказательностью своих доводов.

После вышеупомянутого обзора мировых данных о распространенности элементарного углерода в осадочно-метаморфических породах докембрия нами было проведено детальное изучение распределения свободного углерода в метаморфических первично-осадочных породах свиты кейв на Кольском полуострове (табл. 10). Анализ этих данных показал, что отдельные разновидности пород, особенно пачки Б, отличаются весьма высоким содержанием свободного углерода, а средние величины распростра-

ненности углерода в отдельных литолого-петрографических типах пород свиты кейв колеблется от 0,18 до 2,27%.

Обобщение этих данных с данными по содержанию углерода в других докембрийских первично-осадочных породах, заимствованными нами из некоторых более или менее систематичных исследований в этой области — П. Эскола (Lokka, 1950), А. Хиетанена (Hietanen, 1938), А. Н. Миккола (Lokka, 1950), Е. Пелтола (Peltola, 1960) и некоторых других (табл. 11) — подтвердило, что средняя распространенность

Таблица 11

Содержание углерода (в вес. %) в различных типах осадочно-метаморфических пород

Породы	Сэлем	Место взятия образца, литературный источник
Сланцы	0,31—0,41	Финляндия, П. Эскола (Lokka, 1950)
Сланцы «пестрые»	1,94	То же
Филлиты	0,07	»
Кварциты	до 0,60	Финляндия, К. Хиетанен и Н. Миккола (Lokka, 1950)
Сланцы карбонатные черные*	0,99	То же
Сланцы слюдястые	0,70	Финляндия, месторождение Отокумпу (Peltola, 1960)
Филлиты	0,67	То же
Филлиты темные	0,91	»
Филлиты зеленые	0,44	»
Сланцы слюдястые	0,66	»
Сланцы амфиболовые	1,96	»
Аркозы	0,05	»
Кварциты черные	0,37	»
Сланцы черные	4,00—4,85	»
Сланцы	от 6,00— 7,00 до 14,00	Другие районы Финляндии
Сланцы черные	35,00—53,00	Фенно-Скандинавский щит (Wickman, 1956)
Сланцы	1,44	Англия
Гнейсы диоксидовые графит-содержащие	3,73	»

рассеянного элементарного углерода в осадочно-метаморфических породах докембрия действительно варьирует в пределах примерно 0,5—0,7%.

Приведенные величины полностью подтверждаются полученными нами в последнее время данными о распространенности свободного элементарного углерода в самых различных первично-осадочных породах из самых различных районов выхода докембрия (архей и протерозой) на территории СССР (Кольский полуостров, Карелия, Воронежский выступ, КМА, УКЩ, Приазовье, Кокчетавский массив, Прибайкалье, Восточный Саян, Енисейский край, Алдан и другие районы). В табл. 12, представляющей эти данные, суммировано более чем 200 определений свободного углерода в докембрийских породах.

Сопоставим полученные нами данные о распространенности элементарного углерода в осадочно-метаморфических породах докембрия с распространенностью органического углерода в осадочных породах в целом и в основных их типах, в осадочных толщах Русской и Северо-Американской платформ (в целом), в осадочных породах ряда нефтегазоносных областей и в современных пелагических осадках (табл. 13 и 14).

Таблица 12

Содержание углерода (в вес. %) в различных типах осадочно-метаморфических пород

Породы	C _о лем	Место взятия
Гранулиты (кислые)	0,71(4) *	Кольский полуостров, Сальные тундры
Кварциты углеродсодержащие	0,11(4)	Кольский полуостров, Риж-Губа
Крианитовые сланцы	1,18(25)	Кольский полуостров, Кейвы
Шунгитовые сланцы (II—IV разности)	25,45(13)	Карелия, Заонежье
Гнейсы графитовые	10,21(8)	Воронежский выступ
Черные углистые сланцы	1,76(6)	КМА, Белгородский район
Кварц-биотитовые сланцы, графитистые	5,80(14)	УКЩ, Тальное
Гнейсы графитовые	12,31(19)	Центральное Приазовье
Сланцы углистые, сульфидсодержащие	2,51 **	Казахстан, Кокчетавский массив
Карбонатные породы с графитом	0,50 **	То же
Сланцы углистые	0,38(1)	Прибайкалье, о. Ольхон
Гнейсо-сланцы с графитом	0,06(1)	Западное Прибайкалье
Сланцы графитовые	0,52(5)	Прибайкалье, Слюдянка
Сланцы углистые	0,14(6)	Восточный Саян, Боксон
Углистая порода	59,18(3)	То же
Сланцы углистые	3,11(4)	Енисейский кряж, шунтарская свита
Сланцы графитовые	0,89(7)	Алдан
Гнейсы высокоглиноземистые, с графитом	6,23(11)	»
Сланцы углеродсодержащие	1,20(3)	Тукурингро-Джагдинская зона

* В скобках число изученных образцов.

** По данным О. М. Розена (устное сообщение).

Таблица 13

Содержание углерода (в вес.%) в осадочных породах

Породы	В целом			Русская платформа в целом (осадочный чехол) (Ронов, 1958)	Северо-Американская платформа, ряд областей (осадочный чехол) (Trask, Pantode, 1942)	Ряд нефтегазоносных областей СССР (Успенский и др., 1949)
	(Clarke, 1924)	(Виноградов, 1962)	(Васюевич и др., 1967)			
Глины	0,80	1,0	0,9	0,67		0,94
Пески	—	—	0,2	0,24		0,05
Карбонаты	—	—	0,2	0,23		0,104
Осадочные породы нефтеносных областей	—	—	—	—	—	0,76
Осадочные породы	0,66	—	0,6	0,40	1,08	—

Как видно из анализа всех приведенных данных, эти величины сопоставимы, близки, т. е. величины одного геохимического порядка. Для сравнения приведем данные по средним содержаниям углерода в главнейших типах изверженных горных пород, причем подчеркнем — углерода общего (табл. 15).

Т а б л и ц а 14

Содержание $C_{\text{орг}}$ (в вес. %) в различных типах пелагических осадков (по данным С. Эл-Векил и Д. Райли, 1965)

Современные пелагические осадки	$C_{\text{орг}}$
Глинистые	0,24
Кремнистые	0,22
Известковые	0,32
Средние	0,27

Т а б л и ц а 15

Содержание $C_{\text{орг}}$ (в вес.%) в главных типах изверженных горных пород (по данным А. П. Виноградова, 1962)

Типы пород	$C_{\text{орг}}$
Ультраосновные	0,01
Оснвные	0,01
Средние	0,02
Кислые	0,03

Таким образом, мы приходим к очень важному, с нашей точки зрения, выводу: докембрийские первично-осадочные породы, по всей вероятности, содержали органическое вещество примерно в тех же пределах, что и осадочные породы фанерозоя и современные пелагические осадки. Этот факт имеет огромное принципиальное значение для понимания экзогенной истории развития Земли на самых ранних этапах, для понимания осадконакопления и эволюции седиментогенеза в истории земной коры.

«На земной поверхности нет химической силы, более постоянно действующей, а потому и более могущественной по своим конечным последствиям, чем живые организмы, взятые в целом».

В. И. Вернадский

(Избранные сочинения, 1954—1962)

ГЛАВА V

УГЛЕВОДОРОДЫ И ДРУГИЕ ОРГАНИЧЕСКИЕ ВЕЩЕСТВА В ОСАДЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ДОКЕМБРИЯ

Весь приведенный выше материал, как мы надеемся, убедительно показал, что в докембрийское время, начиная с наидревнейших его этапов, существовала достаточно ярко проявлявшаяся жизнь, что в докембрийское время, как и в более поздние эпохи, в первично-осадочных породах захоронились довольно заметные массы органического материала. Бесспорно, это живое вещество участвовало во всех гипергенных процессах, начиная от выветривания и седиментогенеза и кончая последующим диагенетическим преобразованием осадков.

Естественно, уже констатация одного этого факта представляет собой вывод исключительной важности. Это в совершенно новой плоскости ставит изучение всей проблемы органического вещества в докембрии, в частности заставляет более внимательно и скрупулезно относиться к проблеме поведения этого вещества начиная с момента его седиментации. Действительно, биохимическая, геохимическая и геологическая судьба древнейшего захороненного вещества представляется в высшей степени интересной, возможно, не только в чисто теоретическом аспекте познания древнейших геологических процессов. Допустив возможность захоронения больших масс органического вещества в древнейших осадках, мы можем предполагать в дальнейшем развитие всех тех же процессов последующего его преобразования и в тех же направлениях, что и в осадках фанерозоя. Речь идет не только о возможности преобразования органического вещества в твердые, жидкие и газообразные углеводороды и другие разнообразные органические вещества, но и о миграции вновь образовавшихся продуктов, об отщеплении и дальнейшей миграции целой гаммы рудных элементов, ранее тесно связанных с первичной органической субстанцией.

Не менее интересна и дальнейшая судьба преобразующегося органического вещества, поведение его на разных этапах и в разных фациях метаморфизма, более поздняя его история.

У нас нет возможности в пределах настоящей работы не только рассмотреть, но и более или менее подробно коснуться всех отмеченных выше проблем и вопросов; да это и не является темой поставленной работы. Мы лишь считали нужным обратить здесь на это особое внимание.

Априори можно утверждать, что наблюдаемые в осадочно-метаморфических породах графит и графитоподобные накопления являются остаточным углеродом, составляющим лишь какую-то часть изначально присутствовавшего в осадочной породе углерода органического вещества. В процессе «жизни» осадочной породы на дометаморфических стадиях ее существования, в процессе метаморфизации осадочных горных пород и

имевшегося в них органического вещества безусловно терялось и какое-то количество содержащихся в них твердых, жидких и газообразных соединений углерода. Иначе говоря, и на дометаморфической стадии жизни осадочных пород, и при их региональном метаморфизме еще в докембрийское время, и на более поздних этапах (возможно, до настоящего времени) можно допустить существование своеобразного «углеводородного дыхания» этих пород. Если это так, то можно рассчитывать на обнаружение проявлений этого процесса в виде остаточных следов углеводородов в метаморфизованном органическом веществе углеродсодержащих толщ.

Присутствие в метаморфизованных первично-осадочных породах с графитом углеводородных и других органических веществ определенным образом подтверждает не только первично-осадочное происхождение этих пород, но и биогенное происхождение углеродистой составляющей этих пород, будь она представлена «углистым» веществом, «аморфным» свободным углеродом или даже графитом.

В этом плане представляло определенный интерес изучение различного графитового и графитоподобного вещества и содержащих его пород с целью обнаружения в них следов твердых, жидких или газообразных углеводородов и других органических соединений.

Приступая к этой части нашего исследования и суммируя накопленные данные в этой области, мы считаем нужным отметить, что, во-первых, среди мировой литературы не известно ни одного специального исследования по этому вопросу; во-вторых, существует лишь крайне ограниченное число определений углеводородов в осадочно-метаморфических породах докембрия, а имеющиеся данные, как правило, отрывочны, неполны и несистематичны; в-третьих, авторы не придают полученным данным должного, с нашей точки зрения, геологического и геохимического звучания. Кроме того, за редким исключением, авторы предпринимали попытки более полного и более детального исследования самого «углеродистого вещества».

КРАТКИЙ ОБЗОР ДАННЫХ ПО НАХОЖДЕНИЮ УГЛЕВОДОРОДОВ И ДРУГИХ ОРГАНИЧЕСКИХ ВЕЩЕСТВ В ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ДОКЕМБРИЯ

Ф. Свейн вместе с А. Блюментальсом и Н. Прокоповичем (Swain a. o., 1958) одни из первых сообщили об экстракции некоторого количества органических соединений из докембрийских пород. Однако уже они отметили их очень небольшую распространенность в метаморфических породах. Это приписывалось влиянию на их «уничтоженне» самого метаморфизма.

Интересные данные представили С. Тилер, Э. Баргхорн и Л. Баррет (Tyler a. o., 1957). Они надежно экстрагировали ряд органических соединений из антрацитоподобного углистого материала из верхнего гурона Канады (Мичиган). Наряду с другими данными они считали это за доказательство несомненно биологического происхождения этого, возможно самого древнего угольного пласта в мире (возраст вмещающих уголь пород по калий-аргоновому методу дает величину 1700 млн. лет).

В 1959 г. Ф. Абельсон, рассматривая геохимию органических веществ, заметил, что с точки зрения сравнительно высокой устойчивости углеводородов они могли бы сохраниться в условиях повышенных температур и на значительных глубинах захоронения. Поэтому кажется удивительным, что в результате тектонических катаклизмов, которым подверглись все древние осадки при повышенных температурах, фактически разрушились все органические вещества (Абельсон, 1961). Для объяснения этого факта Ф. Абельсон выступает с весьма интересным предпо-

ложением о том, что, видимо, докембрийские жизнедеятельные формы не имели всех тех биохимических структур, которые характерны для современных форм жизни. Данные о следах древней жизни на Земле приведены в работах Г. В. Войткевича и Л. С. Белокрыс (1960), Руттена (Rutten, 1962; Руттен, 1973).

Э. Баргхорн и С. Тилер (Barghoorn, Tyler, 1965) вновь возвращаются к проблеме возникновения древнейшей жизни и исследуют «палеобиологию» докембрийских глинистых сланцев свиты Нансач на севере Мичигана, с абсолютным возрастом около 1 млрд. лет. Геологические данные показывают (согласно авторам), что глинистые породы этой свиты отлагались в прибрежной и дельтовой обстановках. Широко рассеянные частицы органических веществ и окаменелости, содержащиеся в этих докембрийских глинистых сланцах, несомненно являются автохтонными.

Э. Баргхорном с сотрудниками были проведены исследования выделенных из этих пород нефти, пристана, фитана, стероидов и оптически активных алкановых углеводородов, порфиринов и микроокаменелостей. Исследовались изотопия углерода и серы этих образований. Углеводороды исследовались методом газовой-жидкостной хроматографии и инфракрасной спектроскопии (ИКС). Авторы пришли к выводу о биогенной природе и сингенетичном характере исследованных органических веществ с содержащими их породами.

Пристан и фитан (изопреноидные углеводороды) были обнаружены Т. Белским с сотрудниками (Belsky a. o., 1965), Р. Джонсом с сотрудниками (Johns a. o., 1966), Э. Баргхорном и Дж. Шопфом (Barghoorn, Schopf, 1966) в составе графитсодержащих пород железорудной формации Сауден (США, штат Миннесота) и в черных кремнистых породах формации Фиг-Три (Южная Африка, Свазиленд). В породах формации Фиг-Три Э. Баргхорном и Дж. Шопфом установлены также бактериевидные организмы. И в том и в другом случае абсолютный возраст пород оценивается примерно в 3 млрд. лет (Cloud a. o., 1965; Allsopp a. o., 1968).

Л. Иванхое (Ivanhoe, 1966), обсуждая вопрос о возможности нахождения нефти в породах докембрия, считает, что имеющимися в настоящее время данными опровергается представление о том, что кембрийский период является первой, начальной стадией эволюции органической жизни на Земле. Согласно его мнению, с начала кембрия начинается по меньшей мере третья стадия развития органической жизни на Земле. Первая стадия характеризуется развитием морских растений (фитопланктон), без которых невозможно существование животных, вторая стадия — уже появлением травоядных морских животных (зоопланктон). Третья стадия характеризуется развитием плотоядных животных, питающихся травоядными. Сохранившиеся органические остатки в отложениях кембрия, очевидно, являются следствием естественного развития защитной твердой скорлупы (панциря), защищающей мягкое тело травоядных животных от вновь появившихся плотоядных хищников. Явный недостаток плотоядных в кембрийское время позволяет ему предполагать, что экологический баланс океана не мог быть в то время эффективным.

Л. Иванхое (Ivanhoe, 1966) считает, что захороненный докембрийский планктон мог послужить исходным органическим веществом для образования нефтематеринских пород.

А. Прашновски и М. Шидловски (Prashnowsky, Schidlowski, 1967) определили аминокислоты в углистом минерале тухолите из отложений системы Витватерсранд (Южная Африка). Возраст содержащих этот минерал отложений определяется от 2700 до 3000 млн. лет (Davidson 1964).

Алифатические углеводороды в докембрийских породах были исследованы И. Оро и Д. Ноонером (Oro, Nooner, 1967). Алифатические углеводороды были извлечены из осадочно-метаморфических пород серии Фиг-Три системы Свазиленд (Южная Африка). Возраст этих пород до-

стигает 3,2 млрд. лет. Экстрагированные элюаты, растворенные в бензине, были исследованы хроматографическим и масс-спектрометрическим методами. Авторы предполагают сингенетичность обнаруженных углеводородов вмещающим породам, связывая это с фактом обнаружения в этих древнейших осадочных породах Земли достаточно хорошо сохранившихся «микроостатков». По мнению авторов, обнаруженные ими изопреноидные и парафиновые углеводороды подверглись минимальному термическому метаморфизму. Интересные данные о существовании жизни и геохимических процессах в раннем докембрии приводятся в работе Ф. В. Чухрова, Л. П. Ермиловой и В. И. Виноградова (1969).

Весьма интересные «химические доказательства» докембрийской жизни на Австралийском материке приводит в своей работе Р. Джонс (1970). Он обнаружил в древнейших породах Австралии и Южной Америки специфические изопреноидные углеводороды, в частности фитан и пристан. Установлены и другие гомологи этих рядов. Исследованные им породы имели возраст от 1650 до 2650 млн. лет. Наиболее древними из исследованных образцов были глинистые сланцы из Суданской формации и из района Калгурли с абсолютным возрастом 2700 млн. лет.

Р. Джонс приходит к выводу, что «жизнь на севере Американского континента и в Австралии существовала по крайней мере 3 млрд. лет назад». Можно только догадываться «о природе этих живых организмов, однако если фитан действительно образовался из фитана своего «предшественника», то мы вправе предположить наличие механизма фотосинтеза на ранних стадиях существования».

Установлены аминокислоты и в карбонатных породах глубокого докембрия. В 1968 г. эти органические соединения были установлены Ф. Оберлисом и А. Прапшовским в доломитах формации Булавайя (Южная Африка), для которых абсолютный возраст составляет около 2700 млн. лет. Любопытно, что в этих же образованиях упомянутыми выше авторами обнаружены микроспоры и обрывки фоссилизированных водорослей.

Весьма интересные данные сообщены в 1963 г. Гренландскому геологическому обществу Дж. Леммом и К. Педерсеном. Из графитов юго-западной Гренландии (с содержанием 72—90% горючего вещества) ими экстрагированы нормальные алканы C_{10} — C_{18} . Максимальную распространенность обнаружили алканы C_{11} . Изотопный состав углерода δC_{13} —3,3—3,2. В экстрактах были также найдены нормальные и изоалканы, вплоть до C_{32} , ряд ароматических углеводородов, метиловый эфир, пальмитиновая и некоторые другие жирные кислоты. Дж. Лемм и К. Педерсен исследовали также углеродсодержащие сланцы и доломиты с абсолютным возрастом около 2000 млн. лет.

Обширное исследование по геохимии порфиринов, хлоринов и полициклических ароматических соединений было проведено Г. Ходгсоном с сотрудниками (Hodgson a. o., 1960). Были изучены и некоторые докембрийские образования, в частности графитовые сланцы из Питлохри (Шотландия), артиллитовая брекчия из серии Пурселл (Монтана), серые сланцы из Лож Торидона (Шотландия), серые водорослевые доломитовые известняки из Уотертона Лейкс (Канада), темно-серые водорослевые известняки из района Шмидт-Дрифт (Южная Африка), графит из района Мани (Судан) и др.

Наконец, нужно упомянуть и работы Б. Нэгги и Л. Нэгги (B. Nagy, L. Nagy, 1970) по осадочным породам серии Онвервахт, содержащих сфероидальные и чашеобразные биологические микроостатки. Они установили кероген, который после анализов, включающих озонирование, экстракцию растворителями, обработку эфиром, комбинированную капиллярно-газовую хроматографию и масс-спектральную, оказался ароматическим по составу. Этими же авторами показано, что относительно более молодой кероген серии Фиг-Три оказался в основном алифатиче-

ским. Б. Нэгги и Л. Нэгги отвергают возможность происхождения «ароматического» керогена из лигнина (как это бывает в гораздо более молодых осадках), поскольку считают, что эти объяснения абсолютно неприемлемы для осадков серии Онвервахт, возраст которых более 3 млрд. лет. Однако они убеждены в биологическом генезисе обнаруженных ими углеводородов.

Целый ряд полимеризованных дериватов различных углеводородных «начал» обнаружил в метаморфических первично-осадочных породах Витватерсрандской системы М. Шидловски (Schidlowsky, 1965).

В 1970 г. советскими исследователями А. Г. Вологдиным, И. З. Сергиенко и другими в шунгитовых и углистых породах Карелии открыты аминокислоты и сахар. Возраст изученных ими образований 1400—2000 млн. лет.

Наконец, следует упомянуть данные об органическом веществе докембрийских отложений Шпицбергена (Данюшевская и др., 1970). Был проведен геохимический анализ рассеянного органического вещества пород разреза верхнедокембрийского — нижнепалеозойского комплекса Гекла-Хук Северо-Восточной Земли (архипелаг Шпицберген).

Комплекс проведенных исследований позволяет авторам характеризовать рассеянное в рифейских отложениях органическое вещество как продукт преобразования сине-зеленых водорослей.

Большие и интересные работы в течение последних лет ведутся по изучению органического вещества верхнепротерозойских отложений центральных районов Русской платформы коллективами кафедры горючих ископаемых МГУ под руководством Н. Б. Вассоевича и сотрудниками Всесоюзного научно-исследовательского геологоразведочного нефтяного института под руководством К. Ф. Родионовой и С. П. Максимова.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО НАХОЖДЕНИЮ УГЛЕВОДОРОДОВ В ОСАДЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ДОКЕМБРИЯ

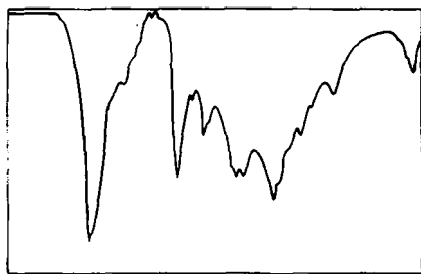
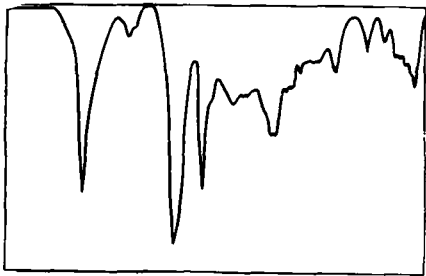
Изучение углеводородной составляющей исследованных нами осадочно-метаморфических пород докембрия проводилось в указанной ниже последовательности:

- а) люминесцентно-битуминологический анализ (хлороформенный экстракт, спирто-бензольный экстракт, КОН-вытяжка);
- б) определение $C_{орг}$;
- в) химико-битуминологический анализ битума «А» (хлороформенный и спирто-бензольный экстракт);
- г) элементарный анализ (С, Н, О, S, N) хлороформенного битума «А»;
- д) анализ оклюдированных газов;
- е) газово-хроматографический анализ фракции масел битума «А».

В связи с известностью и широкой распространенностью этих методов их описание здесь опущено, равно как не затронуты обоснования их применения и принципиальные основы. Более подробно ознакомиться с этими методами можно в превосходных методических работах: «Диагностика органических веществ в горных породах и минералах...» (под редакцией В. Г. Мелкова) и «Современное состояние исследований органических веществ осадочных пород» (1969, под редакцией К. Ф. Родионовой).

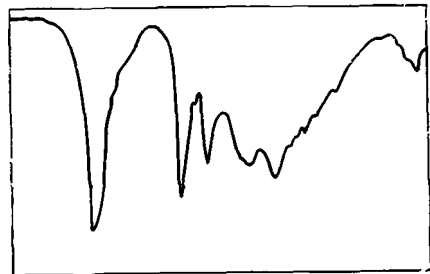
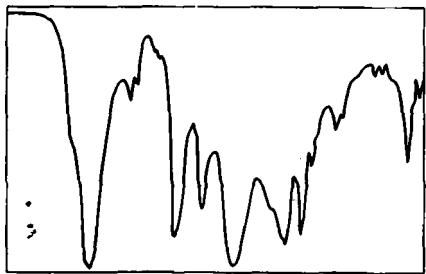
Полученные нами данные представлены в табл. 16—22 и на фиг. 13—30. Они опубликованы авторами (А. В. Сидоренко, Св. А. Сидоренко 1971, 1973), а также совместно с К. Ф. Родионовой (Родионова, Св. А. Сидоренко, 1973).

Кианитовые сланцы свиты кейв (Кольский полуостров). По данным люминесцентного анализа кианитовые сланцы характеризуются неболь-



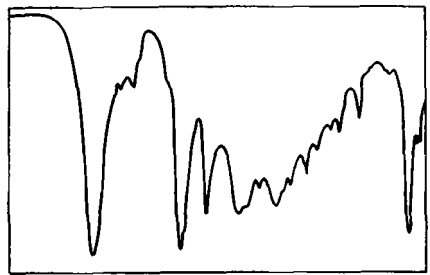
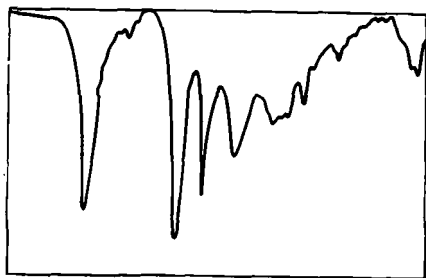
Фиг. 13. ИКС хлороформенного битума «А»; гранулиты кислые, Сальные тундры, Кольский полуостров

Фиг. 14. ИКС хлороформенного битума «А»; гнейсы графитовые, Центральное Приразовье



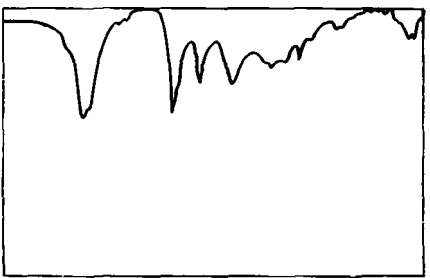
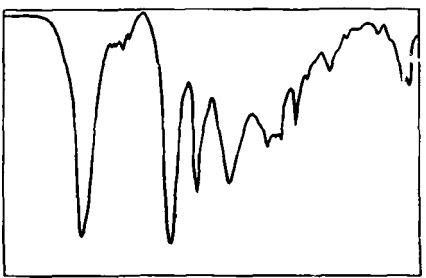
Фиг. 15. ИКС хлороформенного битума «А»; сланцы графитовые, месторождение Тальное, УКЩ

Фиг. 16. ИКС хлороформенного битума «А»; сланцы глинистые, о. Ольхон, Западное Прибайкалье



Фиг. 17. ИКС хлороформенного битума «А»; сланцы углистые, Боксон, Восточный Саян

Фиг. 18. ИКС хлороформенного битума «А»; гнейсы графитовые, Тукурингро-Джагдинская зона



Фиг. 19. ИКС хлороформенного битума «А»; сланцы кианитовые, Кейвы, Кольский полуостров

Фиг. 20. ИКС хлороформенного битума «А»; сланцы кианитовые, Кейвы, Кольский полуостров

пими количествами хлороформенного и спирто-бензольного битума «А» ($n \cdot 10^{-4}$); в некоторых образцах он не обнаруживается (см. табл. 17—19, 21). Судя по данным люминесцентно-капиллярного анализа и ИКС, состав хлороформенного битума «А» во всех изученных нами образцах примерно однотипен (см. фиг. 19, 20, 24, 25). При исчерпывающей экстракции в аппарате Сокслета было извлечено хлороформом от 0,001 до 0,032% битума на породу, элементарный состав которого: С — 75—78%, Н — 9,5—11%. По данным ИКС (см. фиг. 24, 25), в хлороформенном битуме обнаружены углеводородные структуры — 1,2 и 1,3 дизамещенным бензольного ядра с короткими боковыми парафиновыми цепочками. Встречены также сложные нафтенно-ароматические структуры с парафиновыми цепями: В спектрах ИКС отмечаются полосы поглощения сложнэфирных группировок, кислородных и С — О — С связь. Подобные группировки фиксируются обычно в сингенетических битумах осадочных пород разного возраста (палеозой, мезозой). В газе, извлеченном из пород данного района, основное место занимают неуглеводородные компоненты, главным образом азот, имеются углекислый газ (0,2%) и гелий. Среди углеводородных компонентов встречены метан (тысячные и десятитысячные доли процента), этан и пропан (с уменьшением количества на порядок).

Кислые гранулиты Сальных тундр (Кольский полуостров). Содержание битуминозных веществ в кислых гранулитах Сальных тундр по данным хлороформенных и спирто-бензольных вытяжек составляет десятитысячные доли процента (см. табл. 17—19, 21). Основу хлороформенного битума, извлеченного из гранулитов, составляют неуглеводородные компоненты типа полициклических спиртов (см. фиг. 14). Из углеводородных компонентов отмечаются четко прослеживающиеся парафиновые цепочки ($C_{21}—C_{29}$).

Шунгитовые сланцы Заонежья (Карелия). По данным люминесцентного анализа (см. табл. 17—19, 21), битуминозные компоненты обнаружены только при экстракции породы спирто-бензолом (десятитысячные доли процента). В обр. БШ-90 фиксируется большое количество серы (черные полосы на капиллярных вытяжках). В газе, извлеченном из этих пород (см. табл. 20), основное место занимают неуглеводородные компоненты, главным образом азот; встречен углекислый газ. В исследованных образцах отмечается повышенное содержание метана (сотые доли процента). Встречены этан, пропан и бутан: количество их примерно одинаковое — $n \cdot 10^{-4}\%$, т. е. на два порядка меньше, чем содержание в породах метана, что не наблюдалось в газах пород из других районов выходов докембрия.

Графитсодержащие сланцы месторождения Тальное (УКЩ). По данным люминесцентного анализа, хлороформенный битум «А» с беловато-серым оттенком люминесценции капиллярной вытяжки обнаружен в двух образцах (см. табл. 17—19, 21). В спирто-бензольном экстракте битума содержится 0,0006—0,0012%. В обр. 11/222 преобладают нейтральные компоненты (битума «А» хлороформенного больше, чем спирто-бензольного), в обр. 3/109 — кислые. Для образцов этого района характерно большое содержание серы, фиксируемое в виде черных зон на капиллярных вытяжках. Судя по данным люминесцентного анализа, битуминозное вещество из образцов данного района отличается от многих других более «кислых» своим характером (преобладает спирто-бензольный битум «А»). Состав данного битума неоднороден, что видно по изменению цвета люминесценции капиллярных вытяжек от светло-желтого до коричневого. Данные исчерпывающей экстракции в аппарате Сокслета (обр. 11/222) показали, что содержание хлороформенного битума «А» составляет 0,028%, с очень низкими значениями содержаний углерода и водорода (73 и 10% соответственно). Это свидетельствует о низкой степени восстановленности битума. При исчерпывающей экстракции спир-

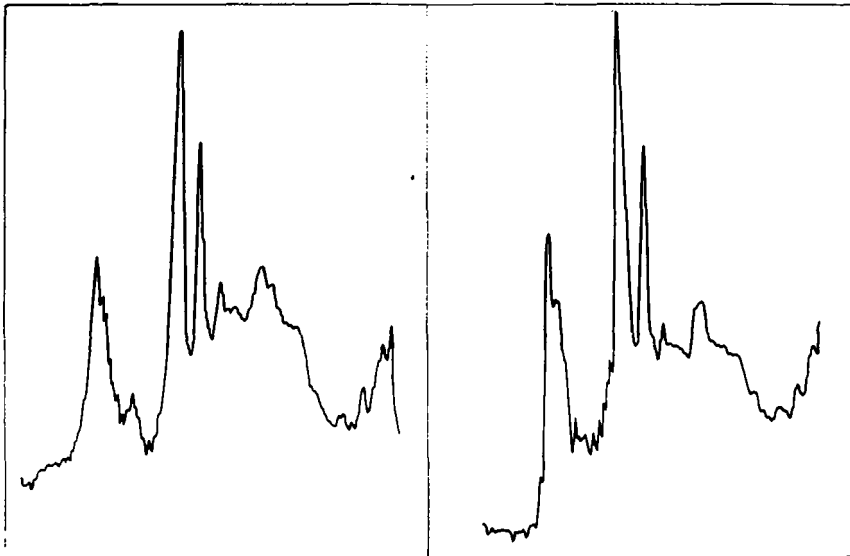
Таблица 16

Результаты люминесцентно-битуминологического анализа

№ обр.	Порода, место взятия	Содержание битума на породе				2%-ная КОН, %
		Хлороформенного		Спирто-бензольного		
		%	Цвет вытяжки	%	Цвет вытяжки	
53/69	Гранулиты кислые, Кольский полуостров, Сальные тундры	0,0003	Серый	0,0001	Серый	0,0003
165/69	То же	Не обн.	Бесцветный	0,0001	Желто-серый	0,005
6СК-13	Сланцы кианитовые, Кольский полуостров, Кейвы	0,0001	Серый	0,0001	Голубовато-белый	0,0001
6СК-14	То же	0,0001	Темно-серый	0,0001	Розово-бело-серый	0,005
6СК-15	»	Не обн.	Серый	0,0003	Серо-белый	0,01
6СК-16	»	»	»	0,0001	Бело-серый	0,0012
6СК-17	»	0,0001	Бело-серый	0,0001	»	0,0003
6СК-18	»	0,0001	Темно-серый	0,0001	»	0,0003
БШ-89	Сланцы, шунгитовые, Карелия, Заонежье	Не обн.	Серый	0,0001	»	0,01
БШ-90	То же	»	Низ — черный, верх — серый	0,0001	»	Не обн.
БШ-104	»	»	Серый	0,0001	Голубовато-белый	0,005
1/93	Сланцы гнейсовидные, УКЩ, Тальное	Не обн.	Низ — черный, верх — серый	0,0012	Желто-серый	0,08
2/70	То же	»	Бело-серый	0,0003	Бело-светло-голубой	0,0006
3/89	»	»	Верх — серый, низ — узкая черная полоса	0,0006	Светло-желтый	0,0001
3/109	»	0,0001	Низ — черный, верх — серый	0,0012	Коричневый	0,08
4/104	»	Не обн.	Бело-серый	0,0003	Бело-светло-голубой	0,0006
7/130	»	»	Темно-серый	0,0001	Бело-светло-желтый	0,0003
9/185	»	»	Низ — узкая черная полоса, верх — серый	0,0001	Желто-серый	0,0001
11/222	»	0,0025	Ярко-беловато-светло-серый	0,0006	Бело-темно-серый	0,0003
13/262	»	Не обн.	Бело-серый	0,0003	Серо-белый	Не обн.

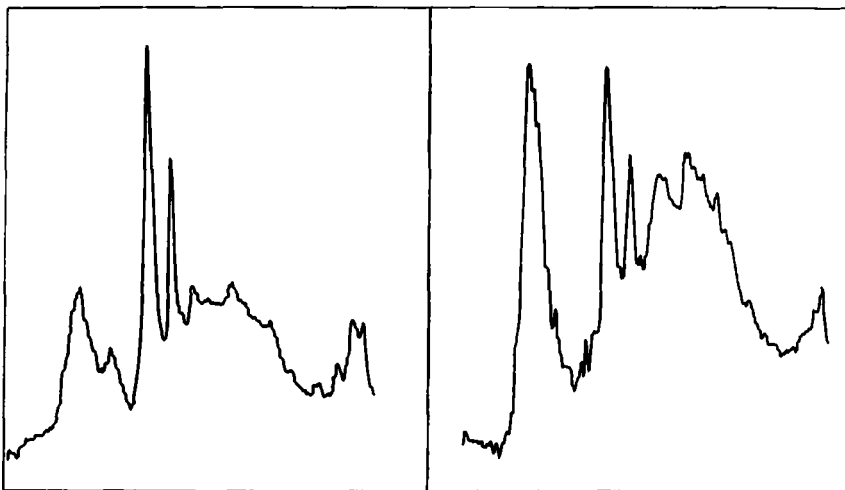
Таблица 16 (окончание)

№ обр.	Порода, место взятия	Содержание битума на породу				2%-ная КОН, %
		Хлороформенного		Спирто-бензольного		
		%	Цвет вытяжки	%	Цвет вытяжки	
ПР-1	Гнейсы биотит-графитовые, Центральное Приазовье, р. Темрюк	0,01	Голубовато-бело-серый	0,0025	Желто-серый	0,0025
ПР-2	То же, месторождение Каратюк	0,0001	Голубовато-серый светлый	0,0006	Бело-светло-коричневый	0,0025
ПР-3	Гнейсы графитовые, Центральное Приазовье, хут. Вишняки	0,0001	Розоватый	0,0006	Светло-коричневый	0,0025
ПР-4	То же, месторождение Троицкое	0,0001	Светло-голубовато-серый	0,0003	Бело-серый	0,0006
ПР-5	Гнейсы графитсодержащие, Центральное Приазовье, Демьяновский участок	0,0001	Серый	Не обн.	Серый	0,0003
ПР-6	То же	Не обн.	»	0,0006	Желто-серый	0,005
ПР-7	Сланцы графитовые, Центральное Приазовье, Сорокинская тектоническая зона	0,0001	Темно-серый	0,0003	Бело-серый	0,0005
27/1730	Сланцы углистые, Прибайкалье, о. Ольхон	0,005	Светло-серый	0,0001	Серовато-желтый	0,0005
3/1457	Сланцы диопсидовые, Западное Прибайкалье	0,0001	Серый	0,0006	Желто-серый	0,02
С-1	Сланцы графитовые, Прибайкалье, месторождение Слюдянка	0,0006	»	0,0001	Темно-серый	0,005
248a/1277	Гнейсо-сланцы с графитом, Западное Прибайкалье	0,005	Серо-бледно-желтый	0,0003	Светло-желтый	0,0003
С-2	Сланцы углистые, Восточный Саян, Боксон	0,0006	Серо-оранжевый	0,005	Темно-желтый	0,005
С-3	Углистая порода, Восточный Саян, Боксон	0,0003	Низ — узкая черная полоса	0,0003	Бело-серый	Не обн.
1996	Сланцы графитовые, Алдан	0,0001	Серый	0,0001	Бело-светло-желтый	0,0001
2796	Сланцы графитовые, Тукурингро-Джагдинская зона	0,0003	Серый	0,0001	То же	0,0003
3139	То же	Не обн.	Серый	0,0001	Голубовато-серый	0,0025
3148	»	»	Бесцветный	0,0001	Бело-серый	0,0006
3163	»	»	Низ — черная зона	0,0003	Желто-серый	0,0006
3189	»	»	Серый	0,0001	Бело-серый	0,0012



Фиг. 21. ИКС хлороформенного битума «А»; гнейсы графито-биотитовые (обр. ПР-2), р. Каратюк, Центральное Приазовье

Фиг. 22. ИКС хлороформенного битума «А»; гнейсы графитовые (обр. ПР-3), хут. Вишняки, Центральное Приазовье

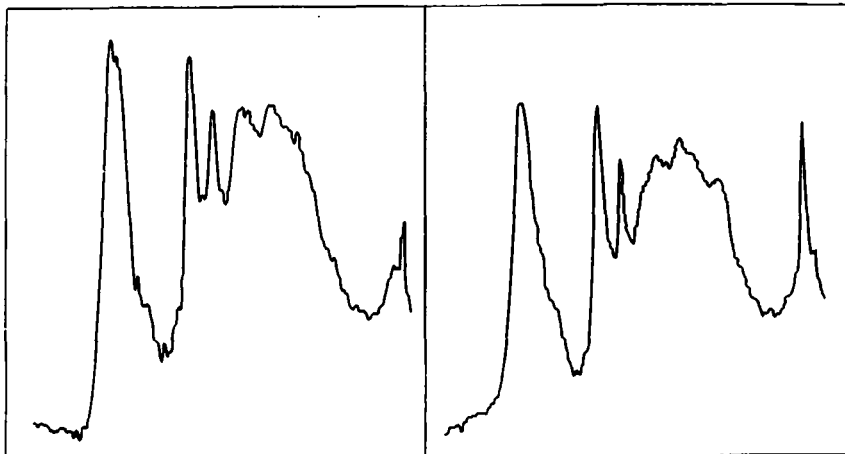


Фиг. 23. ИКС хлороформенного битума «А»; сланцы графитовые (обр. ПР-7), нижнее течение р. Берды, Центральное Приазовье

Фиг. 24. ИКС хлороформенного битума «А»; сланцы квантитовые (обр. 6СК-18), свита кейв, Кольский полуостров

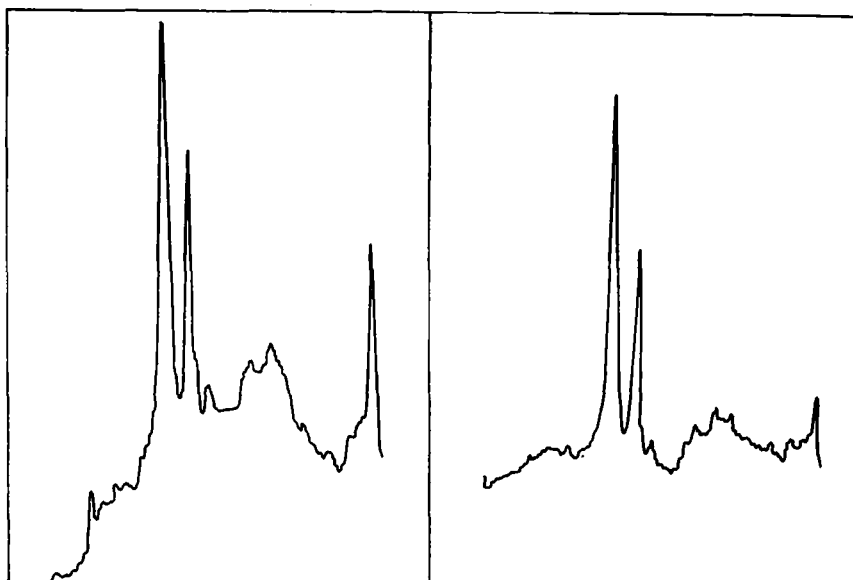
то-бензолом было извлечено 0,010% на породу спирто-бензольного битума (обр. 1/93), при содержании органического углерода 7,5%. Для спирто-бензольного битума характерны также низкие содержания С и Н, что отличает битуминозное вещество данного района от многих других.

По данным ИКС (см. фиг. 15), основу хлороформенного битума «А»



Фиг. 25. ИКС хлороформенного битума «А»; сланцы ставролит-кнанитовые с радиальнолучистыми агрегатами кнанита (обр. 6СК-19), свита кейв, Кольский полуостров

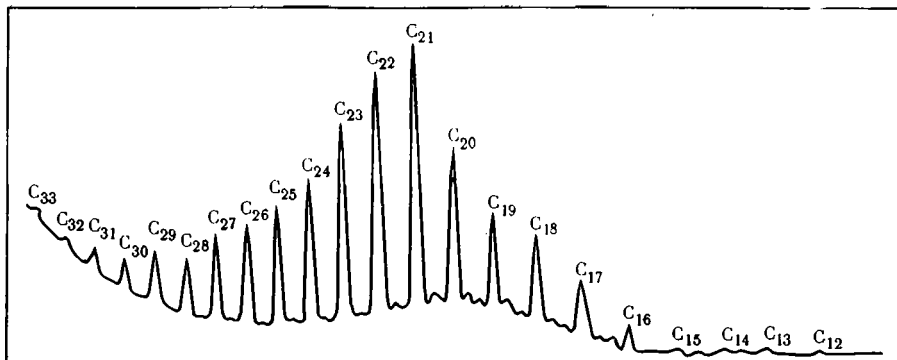
Фиг. 26. ИКС хлороформенного битума «А»; шунгиты (обр. БШ-89), Заонежье, Карелия



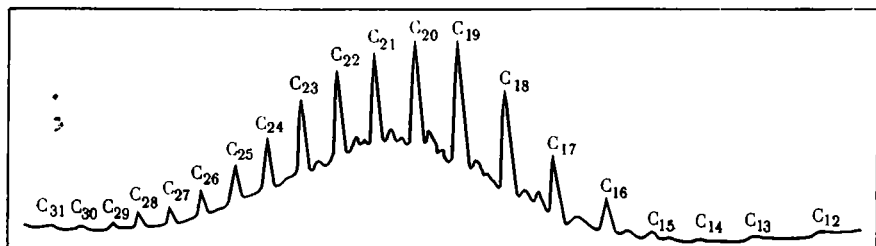
Фиг. 27. ИКС фракций масел хлороформенного битума «А»; сланцы кнанитовые, Кейвы, Кольский полуостров

Фиг. 28. ИКС фракции масел хлороформенного битума «А»; гнейсы графитовые, Центральное Приазовье

для обр. 1/93 составляют органические соединения со сложноэфирными группировками ароматических карбоновых кислот типа бензоатов, фталатов или типа дикетонов с группировками $\text{CO} - \text{CH}_2 - \text{O} - \text{CO}$. Возможно наличие $\text{O}=\text{O}$ карбонила ацетоксильной группы $\text{CH}_2\text{OCOCN}_3$. Углеводородные компоненты в образце почти отсутствуют. Алифатические



Фиг. 29. Газово-жидкостная хроматография. Распределение *n*-алканов во фракции масел хлороформенного битума «А»; сланцы кланитовые, Кейвы, Кольский полуостров



Фиг. 30. Газово-жидкостная хроматография. Распределение *n*-алканов во фракции масел хлороформенного битума «А»; гнейсы графитовые, хут. Вишняки, Центральное Приазовье

парафиновые цепочки (CH_2) едва намечаются. Четко выраженные полосы поглощения метиленовых и метильных групп имеют подчиненное значение и, по-видимому, могут быть отнесены за счет отдельных групп органического соединения типа фталида.

Газовая часть органического вещества состоит главным образом из неуглеводородных компонентов — азота и углекислого газа (см. табл. 20). Среди углеводородов основное место занимает метан (сотые доли процента), обнаружены также этан (тысячные доли процента), пропан и бутан (десяти тысячные доли процента); устанавливается присутствие пентана (следы) (см. табл. 20). Таким образом в битуминозном веществе, извлеченном из пород хлороформом, около 70% составляют смолисто-асфальтеновые компоненты, в которых преобладают спирто-бензольные смолы. Углеводороды встречаются в небольших количествах, и основное место в них занимают парафино-нафтеносодержащие структуры (20%). Ароматика представлена главным образом би- и моноциклическими структурами; моноароматических углеводородов очень мало.

Графитовые гнейсы Центрального Приазовья. Битумы обнаружены нами во всех изученных образцах графитовых гнейсов Центрального Приазовья, при экстракции его как хлороформом, так и спирто-бензолом (см. табл. 7—19, 21). По данным люминесцентного анализа (см. табл. 17), содержание хлороформенного битума «А» составляет 0,0001% на породу, и лишь в одном случае (обр. ПР-4) отмечается повышенное его содержание (0,01%). В спирто-бензольном экстракте содержится 0,0003—0,0006% битума. В обр. ПР-1 содержание спирто-бензольного битума более высокое (0,0025%), в обр. ПР-5 спирто-бензольный битум «А» не

Результаты битуминологического анализа

№ обр.	Порода, место взятия	Содержание в породе, %				Элементарный состав хлороформенного битума «А», %	
		нераствори- мый остаток	Сорг	битум «А»		С	Н
				хлорофор- менный	спирто-бен- зоновый		
53/69	Гранулиты кислые, Кольский полуостров, Сальные тундры	88,83	0,71	0,0093	0,034	70,62	10,47
6СК-13	Сланцы кварцитовые, Кольский полуостров, Кейвы	90,25	2,96	0,032	0,022	76,34	10,85
6СК-16	То же	97,01	0,47	0,001	0,082	71,58	11,33
6СК-18	»	98,88	0,98	0,006	0,003	78,45	10,52
БШ-89	Сланцы шунгитовые, Карелия, Заонежье	98,35	21,80	0,004	0,036	71,66	10,89
БШ-90	То же	98,43	26,55	0,003	Не опр.	70,33	11,35
1/93	Сланцы гнейсовидные, УКЩ, Тальное	97,48	7,69	0,010	0,014	73,81	10,29
2/70	То же	92,30	0,10	0,0076	Не опр.	75,11	9,96
3/109	»	94,61	13,65	0,014	0,132	71,83	6,76
11/222	»	87,15	0,028	0,028	0,039	73,79	9,96
ПР-1	Гнейсы биотит-графитовые, Центральное Приазовье, р. Темрюк	88,44	3,24	0,068	0,026	82,57	12,00
ПР-2	То же, месторождение Каратюк	45,86	3,48	0,015	0,005	79,26	10,51
ПР-3	Гнейсы графитовые, Центральное Приазовье, месторождение Вишняки	79,43	11,74	0,018	0,031	79,94	11,34
ПР-4	То же, месторождение Троицкое	79,78	8,11	0,041	0,022	81,56	11,91
ПР-5	Гнейсы графитсодержащие, Центральное Приазовье, Демьяновский участок	90,24	1,94	0,0024	0,022	70,69	9,85
27/1730	Сланцы углистые, Прибайкалье, о. Ольхон	81,58	0,92	0,027	0,028	78,03	10,82
430б/1169	Сланцы графитовые, Прибайкалье, Слюдянка	99,05	0,52	0,024	0,120	70,93	7,50
248а/1277	Гнейсо-сланцы с графитом, Западное Прибайкалье	91,80	0,11	0,013	0,040	69,22	9,36
С-2	Сланцы углистые, Восточный Саян, Боксон	96,16	0,24	0,010	0,032	66,57	9,12
С-3	Углистая порода, Восточный Саян, Боксон	86,50	60,83	0,006	0,017	81,01	12,48
2796	Сланцы графитовые, Тукурингроджагдинская зона	84,30	0,33	0,0164	0,023	73,60	9,54
3139	То же	94,38	2,62	0,011	0,088	68,09	9,63
3163	»	97,93	1,03	0,008	0,040	69,67	10,61

обнаружен. При исчерпывающей экстракции в аппарате Сокслета в образцах ПР-3, ПР-4, ПР-5 было определено хлороформенного битума «А» 0,015—0,041% на породу. Судя по данным люминесцентного анализа и элементарного анализа хлороформенного экстракта, битуминозные вещества в образцах не везде одинаковые. Цвет люминесценции хлороформенных экстрактов от голубовато-серого до светло-коричневого, что указывает на разное соотношение низко- и высокомолекулярных смолисто-асфальтеновых компонентов при резком преобладании низкомолекуляр-

Таблица 18

Результаты химико-битуминологического анализа хлороформенного битума «А», выделенного из осадочно-метаморфических пород докембрия

№ обр.	Порода, место взятия	Содержание хлороформенного битума «А», %							
		Твердые углеводороды	Метаново-нафтеновая фракция	Нафтено-монокро-матическая фракция	Нафтено-ароматическая фракция	Петролейно-эфирные смолы	Бензолные смолы	Спирто-бензолные смолы	Асфальтены
ПР-1	Гнейсы биотит-графитовые, Центральное Приазовье, р. Темрюк	0,50	53,1	2,5	4,9	1,4	8,8	23,7	5,00
ПР-3	Гнейсы графитовые, Центральное Приазовье, месторождение Каратюк	0,47	52,63	0,7	1,2	1,91	11,72	26,8	4,54
ПР-4	То же, месторождение Троицкое	0,3	48,5	0,6	1,6	5,4	10,6	29,6	3,63
11/222	Сланцы гнейсовидные, УКШ, Тальное	4,92	20,15	0,3	1,15	4,22	15,35	42,9	11,32
27/1730	Сланцы углистые, Прибайкалье, о. Ольхон	Не обн.	30,14	Не обн.	1,35	2,7	18,44	38,9	8,46

ных смол. Почти во всех образцах количество спирто-бензолного битума превышает хлороформенный, что указывает на преобладание кислых компонентов в битуме «А» над нейтральными. Содержание углерода и водорода в хлороформенном битуме «А» изменяется соответственно от 80 и 10 до 81 и 12,8% (обр. ПР-1, где отмечалось повышенное содержание хлороформенного битума «А») (см. табл. 17).

По данным ИКС (см. фиг. 14, 21—23), в хлороформенном битуме имеются углеводородные структуры, замещенные бензолного ядра; четко прослеживаются гомологи нафталина с мало разветвленными парафиновыми цепочками средней длины. Неуглеводородные компоненты характеризуются производными метиловых эфиров, жирных кислот. По спектральной характеристике коэффициент $K_A > 1$, что для осадочных пород обычно характеризует сапропелевый тип исходного органического вещества. В газовой части органического вещества (извлечено 0,4 л газа) были обнаружены углеводороды — метан, этан и пропан, но в очень небольших количествах (тысячные и десятитысячные доли процента). Основная часть газа (более 90%) представлена азотом, обнаружен водород (около 2%).

Из встреченных в битуминозном веществе графитовых гнейсов Центрального Приазовья ароматических, парафиновых и нафтеновых углеводородов парафино-нафтеновые составляют около 50%. Смолисто-асфальтеновые компоненты представлены в основном смолами с преобладанием бензолных. Асфальтенов мало.

Графитовые гнейсы и углеродсодержащие сланцы Западного Прибайкалья. По данным люминесцентного анализа, во всех изученных нами образцах были обнаружены битуминозные вещества, причем как в хлороформенном экстракте (тысячные и десятитысячные доли процента), так и в спирто-бензолном (примерно в тех же количествах; см. табл. 16—18, 20). Однако, судя по данным люминесцентного анализа (цвет люминесценции капиллярных вытяжек, соотношение хлороформенного и спирто-

Таблица 19

Химический состав (в объеме. %) газов, выделенных из осадочно-метаморфических пород докембрия

№ обр.	Порода, место взятия	CO ₂	O ₂	N ₂	He ^{10⁴}	H ₂ ^{10³}	CO	CH ₄ ^{10³}	C ₂ H ₆ ·10 ⁴	C ₃ H ₈ ·10 ⁴	C ₄ H ₁₀ ·10 ³	C ₅ H ₁₂ ·10 ³	C ₆ H ₁₄ ·10 ³	C ₇ H ₁₆ ·10 ³	C ₈ H ₁₈ ·10 ³
6СК-13	Сланцы кванитовые, Кольский полуостров, Кейвы	0,2	19,9	79,9	6,0	8,0	—	0,7	0,8	0,5	Сл.	—	0,6	Сл.	Сл.**
6СК-18 ¹	То же	0,15	20,8	79,0*	—	1,25	—	1,25	0,54	0,24	1,5	Не опр.	0,39	2,5	Не опр.
6СК-84 ²	»	—	11,3	88,6	10,0	72,0	—	1,8	2,0	0,8	Сл.	—	1,0	4,0	Сл.
БШ-84	Сланцы шунгитовые, Карелия, Заонежье	0,13	20,0	79,9*	—	98	0,05	4,2	3,42	1,25	9,0	—	2,25	7,2	—
БШ-89 ¹	То же	0,17	20,8	79,0*	—	9	0,05	7,95	2,52	0,45	9,8	—	0,79	3,8	—
БШ-82 ²	»	0,6	7,1	92,3	—	20,0	—	10,0	7,0	2,0	Сл.	—	5,1	20,0	2,2
БШ-90	»	0,13	19,9	78,8*	—	54,0	0,10	29,3	6,45	0,02	33,0	—	1,8	3,3	—
2/70	Сланцы гнейсовидные, УКЩ, Тальное	0,2	19,4	80,4	—	14,0	—	2,3	0,8	Сл.	—	—	0,5	Сл.	—
3/103	То же	1,5	16,6	81,9	—	85,0	—	35,0	19,0	3,5	7,0	Сл.	2,6	7,0	0,9
ПР-2	Гнейсы биотит-графитовые, Центральное Приазовье, месторождение Каратюк	0,16	20,8	79,0*	Не опр.	1,3	—	2,94	0,45	0,22	1,0	—	0,33	1,0	—
ПР-5	Гнейсы графитсодержащие, Центральное Приазовье, Демьяновский участок	—	2,5	96,0	—	1500,0	—	9,0	11,0	3,2	Сл.	—	7,0	16,0	Сл.
С-1	Сланцы углистые, Восточный Саян, Боксоп	0,2	1,4	98,4	—	90,0	—	26,0	11,0	1,8	—	—	5,1	4,0	3,1
1996	Сланцы графитовые, Алдаи	0,2	19,0	80,8	—	41,0	—	0,9	0,6	Сл.	—	—	0,6	Сл.	—

* Суммарное количество N₂ + Ar.** Концентрация углеводородов менее 2·10⁻³ объемн. %.

бензольного экстрактов), битумы неодинаковы по составу. В обр. 27/1730 они нейтральные, в то время как в обр. 4306/1164 спирто-бензольного битума в 5 раз больше, чем хлороформенного. Неодинаковый состав битумов виден и по элементарному анализу: содержание С колеблется от 68 до 75%; Н — от 8 до 11%. По данным исчерпывающей экстракции, содержание хлороформенного битума довольно высокое — 0,010—0,027%; по ИКС (см. фиг. 17), в битуме, в котором преобладают кислые компоненты (обр. 4306/1164), много неуглеводородных структурных группировок типа полициклических спиртов из группы стероидов. Из углеводородных компонентов четко прослеживаются парафиновые структуры — длинные цепи C_{21} — C_{29} . Ароматические структуры почти не выражены. В газах, извлеченных из пород, углеводородные компоненты представлены только метаном и этаном ($n \cdot 10^{-4}$ и $n \cdot 10^{-5}\%$), обнаружен водород ($n \cdot 10^{-2}\%$). Главную же часть газа составляет азот, в небольших количествах присутствует углекислый газ (см. табл. 19).

В битуминозном веществе, извлеченном из обр. 27/1730 в количестве 0,027%, углеводородных компонентов очень мало. Большая часть битума «А» представлена смолисто-асфальтовыми компонентами, главную часть которых составляют спирто-бензольные смолы (около 39%). Среди углеводородов встречены твердые парафиновые, парафино-нафтеновые, би- и полиароматические углеводороды. Моноароматические углеводороды отсутствуют. Битум из обр. 248а/1277 по ИКС похож (см. фиг. 16) на приведенный выше, но отличается незначительным присутствием структурного типа 2-метилнафталинов.

Углистые сланцы Боксона (Восточный Саян). Битуминозные вещества отмечаются во всех изученных пробах и обнаруживаются в десяти-тысячных долях процента как в хлороформенном, так и в спирто-бензольном экстрактах (см. табл. 16—18, 20). Извлекаемый битум характеризуется довольно высокой восстановленностью (О — 32%; Н — 12%). Встреченные здесь углеводороды (см. фиг. 17) могут быть отнесены к 1,2 и 1,3 дизамещенным бензольного ядра с короткими парафиновыми цепочками. В битуме из этих углистых пород много сложных парафино-нафтенно-ароматических структур. Встречены также кислотные группировки карбонида и сложноэфирные группировки. В газе, извлеченном из исследованных образцов, основное место занимают азот, имеется углекислый газ (мало) и водород (сотые доли процента). Углеводороды представлены метаном, этаном, пропаном и бутаном, с уменьшением в этом ряду количества каждого гомолога метана на порядок (табл. 19).

Графитсодержащие гнейсы Тукурингеро-Джагдинской зоны. Битум «А», извлекаемый хлороформенной вытяжкой, обнаружен лишь в одном образце исследованных графитсодержащих гнейсов (см. табл. 16—18, 20). Однако спирто-бензольные экстракты содержат его во всех случаях. Наиболее высокое содержание спирто-бензольного битума «А» отмечается в обр. 3163. Данные элементарного анализа указывают на низкие содержания С и Н в хлороформенном битуме, что свидетельствует о значительном содержании в нем кислых компонентов (см. табл. 17). По ИКС (см. фиг. 18) основу хлороформенного битума составляют сложноэфирные структуры насыщенных стероидов или эфиры ароматических кислот. Углеводородные компоненты представлены 1,2 и 1,3 дизамещенными бензола.

* * *

Кроме приведенных выше, было отобрано шесть проб — две квантитовых сланцев свиты кейв Кольского полуострова, три пробы графитовых гнейсов из Центрального Приазовья и одна проба цунгитовых сланцев Заонезья (Карелия), битуминозные вещества которых были выделены исчерпывающей экстракцией из крупных по весу (12—13 кг) сводных проб.

Для упомянутых проб был также проведен люминесцентно-битумино-логический анализ, который показал очень низкое содержание извлеченного битума, близкое к фоновым. Далее эти пробы подверглись полному экстрагированию методом горячей экстракции и аппарата Сокслета. При этом степень извлечения битуминозного вещества была почти на порядок выше; что может в какой-то степени служить показателем метаморфизма органического вещества, плотно диспергированного в породе.

Был изучен элементарный состав извлеченного хлороформенного битума «А» (см. табл. 21), свидетельствующий о преобладании нефтяных и метановых углеводородов. В связи с небольшим содержанием извлеченного битуминозного вещества компонентный анализ хлороформенного битума «А» был проведен в двух пробах (см. табл. 22). Рассмотрение результатов компонентного анализа является показателем жесткого процесса преобразования органического вещества.

Структурный анализ выделенных веществ методом ИКС¹ (см. фиг. 21—26) показал следующее.

Общим для исследованных битумоидов является присутствие метаново-нафтяных, кислородсодержащих структур, длинных алифатических цепей с различным числом углеродных атомов.

В то же время из шести рассмотренных битумоидов докембрия, выделенных из крупных проб, очень четко выделяются два их типа: битумоиды графитовых гнейсов Центрального Приазовья и кванитовых сланцев свиты кейв Кольского полуострова.

В первой группе битумоидов преобладающими фрагментами структуры являются метаново-нафтяные. Содержание длинных алифатических цепей небольшое. Затем следуют кислородсодержащие структуры. Максимальное их количество — в битумоиде из графитового гнейса, минимальное — в битумоиде из кванитового сланца. Кислородсодержащие соединения — с большой степенью сопряжения с группой С=С ароматического и алифатического рядов. Возможно присутствие битумоидных азотистых соединений. Во всех битумоидах этого типа присутствует ароматика полициклического ряда. По-видимому, структурами битумоидов Центрального Приазовья являются соединения типа сложных эфиров, кетонов ароматических кислот, сложных спиртов и т. п.

Для второго типа битумоидов — из кванитовых сланцев — характерно преобладание кислородсодержащих структур над метаново-нафтяными; в основном это алифатические эфиры и их кислоты. В строении метаново-нафтяных и кислородсодержащих структур принимают участие высокомолекулярные алифатические цепи. Отсутствуют явно выраженные ароматические структуры.

Битумоид из шунгита несколько отличается от двух остальных битумоидов наличием связи С—С, меньшим сопряжением карбонильной группы, более высокомолекулярными, но более короткими цепями.

Нами были проанализированы и некоторые фракции из каждой выделенной группы битумоидов. Характерно, что все фракции повторяют высказанное предположение о структуре битумоида в целом. Так, фракция масел битумоидов графитовых гнейсов Центрального Приазовья аналогично неразогнанному битумоиду характеризуется большим развитием метаново-нафтяных структур сравнительно низкой степени разветвленности с длинными цепями (см. фиг. 28). Число атомов углерода больше 20, но количество длинных цепей невелико. Масла битумоидов кванитовых сланцев свиты кейв Кольского полуострова также характеризуются большим развитием нормальных парафиновых структур с длинными цепями, но количество длинных цепей несравненно больше и число углеродных атомов в них превышает 30 (см. фиг. 27).

¹ Анализ проводился на отечественном спектрофотометре ИКС-14 с оптикой из NaCl. В качестве кювет служили пластинки из КВЧ. Исследуемый слой вещества — неопределенный. В случае, когда вещества было достаточно, наносился равномерный слой в 0,01 мм. Битумоиды в растворителях не растворялись.

Результаты битуминологического анализа

№ обр.	Порода, место взятия	Содержание в породе, %				Элементарный состав хлороформенного битума «А»			
		нераствори- мый остаток	С _{орг}	битум «А»		С	Н	С/Н	S + O + N
				хлорофор- менный	спирто-бен- зоновый				
6СК-18	Сланцы кванитовые, Кольский полуостров, Кейвы	98,53	2,14	0,004	0,175	75,50	11,75	6,45	12,75
6СК-19	Сланцы кванит-ставролитовые, Кольский полуостров, Кейвы	97,63	1,31	0,003	0,009	67,00	11,05	6,05	21,95
БШ-89	Сланцы шунгитовые, Карелия, Заонежье	96,20	33,00	0,001	0,015	71,70	10,73	6,67	11,27 (S = 6,30)
ПР-2	Гнейсы графит-биотитовые, Центральное Приазовье, месторождение Каратюк	48,22	14,38	0,007	0,010	84,0	12,5	6,7	3,16 (S = 0,34)
ПР-3	Гнейсы графитовые, Центральное Приазовье, месторождение Вишняки	75,20	8,94	0,015	0,028	80,3	13,25	6,01	6,45
ПР-7	Сланцы графитовые, Центральное Приазовье, р. Берды	82,39	21,20	0,021	0,003	83,5	12,85	6,48	2,25 (S = 1,4)

Таблица 21

Компонентный состав (в %) хлороформенного битума «А», извлеченного из осадочно-метаморфических пород докембрия

Порода, место взятия	С _{орг}	Нерастворимый остаток	Компонентный состав				
			Асфальтены	Масляная фракция		Смолы	
				масло	эфир	бензол- ные	спирто- бензол- ные
Сланцы кванитовые, Кольский полуостров, Кейвы	2,14	98,53	4,3	21,7	15,4	7,8	48,7
Гнейсы графитовые, Центральное Приазовье, месторождение Вишняки	8,94	75,20	0,2	14,4	29,3	21,1	30,7

Фракция петролейно-эфирных смол битумоидов графитовых гнейсов Центрального Приазовья содержит метаново-нафтенновые, ароматические и кислородсодержащие структуры, но среди всего многообразия соединений резко преобладают метаново-нафтенновые (аналогично неразогнанному битумоиду из этих же пород).

Для битумоидов кванитовых сланцев свиты кейв Кольского полуострова во фракции петролейно-эфирных смол наблюдается большое развитие кислородсодержащих структур; много и длинных алифатических цепочек с числом углеродных атомов, превышающим 30.

Таким образом, по изученным битумоидам и их фракциям из двух различных типов пород и двух регионов можно сделать следующие основные выводы:

Распределение фракций n-алканов (в вес. %) в маслах хлороформенного битума «А»

Порода, место взятия	C ₁₂	C ₁₃	C ₁₄	C ₁₅	C ₁₅	C ₁₇	C ₁₈	C ₁₉	C ₂₀	C ₂₁
Сланцы кианитовые, Кольский полуостров, Кейвы	0,6	0,4	0,6	0,8	1,3	3,7	5,0	5,2	8,0	11,8
Гнейсы графитовые, Центральное Приазовье, месторождение Вишняки	1,0	1,1	1,2	0,7	2,7	5,4	10,2	11,1	9,1	8,0

Порода, место взятия	C ₂₂	C ₂₃	C ₂₄	C ₂₅	C ₂₆	C ₂₇	C ₂₈	C ₂₉	C ₃₀	C ₃₁	C ₃₂	C ₃₃	C ₁₂ -C ₃₃
Сланцы кианитовые, Кольский полуостров, Кейвы	14,0	10,3	7,0	6,6	5,0	4,2	3,2	3,1	2,0	1,3	0,9	0,6	94,2
Гнейсы графитовые, Центральное Приазовье, месторождение Вишняки	8,2	7,0	4,3	3,4	2,0	1,7	1,5	0,7	1,1	1,2	—	—	81,60

битумоидам графитовых гнейсов Центрального Приазовья свойственны сложные гибридные и метаново-нафтенновые кислородно-ароматические структуры;

битумоидам кианитовых сланцев свиты кейв Кольского полуострова свойственны кислородно-метановые структуры с большим развитием длинных цепочек, т. к. здесь характерны цепочные структуры с небольшим количеством кольчатых.

Распределение фракций n-алканов в углеводородной части хлороформенных битумов «А», извлеченных из графитовых гнейсов Центрального Приазовья и кианитовых сланцев свиты кейв Кольского полуострова, изучалось на хроматографе ЛХМ-7А. Полученные данные приведены в табл. 22 и на фиг. 29, 31. Анализ приведенных материалов показал следующее.

Содержание жидких n-алканов малое (от C₁₁ до C₁₆). Протяженность ряда значительная (до C₃₃). Максимальное значение приходится на фракцию C₂₂.

Содержание жидких n-алканов в графитовых гнейсах Центрального Приазовья несколько выше, чем в кианитовых сланцах, а протяженность ряда несколько меньше — до C₃₁. Максимум распространенности приходится на фракцию C₁₉.

Общим для битумов этих пород является:

1) однотипный характер распределения n-алканов: содержание фракций постепенно возрастает до достижения максимума, а затем плавно убывает;

2) n-алканы преобладают в составе углеводородной части хлороформенного битума А;

3) отношение суммы нечетных к сумме четных n-алканов равно или близко к 1, что, согласно литературным данным, свойственно битумам древних осадочных пород.

Различия в составе изученных битумов следующие. В битуме, извлеченном из кианитовых сланцев свиты кейв, ряд n-алканов более развит в сторону высокомолекулярных соединений, что выражается в меньшем содержании в нем жидких n-алканов; максимум приходится на гомолог с большим числом углеродных атомов, а ряд длиннее.

Попытаемся кратко суммировать полученные нами данные по содержанию углеводородов в осадочно-метаморфических породах докембрия.

Прежде всего следует безусловно назвать сам факт обнаружения практически во всех исследованных нами породах растворимых в органических растворителях битуминозных веществ. Как показано выше, содержание их весьма неодинаково от породы к породе и колеблется в довольно больших пределах — от сотых и десятых долей процента до целых процентов. Встреченное нами максимальное содержание растворимого в хлороформе битума составляет 10%.

Устанавливается вполне определенная и весьма интересная тенденция: с уменьшением общего количества органического углерода в породе содержание хлороформенного битума в нем возрастает.

$C_{орг}$, %	% хлороформенного битума от $C_{орг}$	$C_{орг}$, %	% хлороформенного битума от $C_{орг}$
62	0,01	0,9	0,6
12	0,1	0,82	5
		0,12	10

Состав хлороформенного битума далеко неодинаков во всех исследованных образцах; в одних преобладают неуглеводородные, в других углеводородные компоненты, представленные главным образом парафиновыми структурами и замещенными бензола. Подобный битум характерен для образцов Приазовья. В нем много общих черт с битумами осадочных пород. Изученные образцы Приазовья характеризуются кларковым содержанием хлороформенного экстракта битума «А» высокой степени превращенности, достигающей среднекаменноугольной стадии метаморфизма. В его элементарном составе количество углерода колеблется в пределах 78,0—81,9, водорода — 11,0—12,2%. Отношение углерода к водороду (С/Н) изменяется от 6,6 до 7,7, указывая на преимущественно метаново-нафтеновое строение входящих в битум «А» молекул. Это свидетельствует о сохранении унаследованных структур от исходного, по-видимому сапропелевого, органического материала в седиментогенезе и диагенезе. Интересно, что образцы графитовых гнейсов Центрального Приазовья сохранили жидкую консистенцию содержащихся в них битумов, несмотря на влияние гипергенных факторов.

Заметно отличны от только что рассмотренных битумов графитсодержащих гнейсов Центрального Приазовья битуминозные вещества кварцитовых сланцев свиты кейв (Кольский полуостров). Судя по содержанию в них С и Н (78,0 и 10,2% соответственно), а также по отношению С/Н, равному примерно 7,5, степень восстановленности битумов кварцитовых сланцев заметно ниже; органический материал, безусловно, претерпел окисление, которое привело к формированию не только нафтеновых, но и ароматических структур.

Несмотря на сравнительную обогащенность органическим углеродом ($C_{орг}$ до 7%), графитовые сланцы месторождения Тальное (УКЩ) содержат небольшие количества хлороформенного битума «А». Невысока и степень его восстановленности ($C=74\%$; $H=10\%$), указывающая на низкую стадию метаморфизма органического вещества.

Напротив, очень высока степень восстановленности углистых пород из Восточного Саяна ($C=81$; $H=12\%$; $C/H=6,6$). Судя по величине отношения С к Н в битуминозном веществе, парафиновые структуры, по-видимому, преобладают.

Неуглеводородные компоненты чаще всего представлены сложноэфирными структурами насыщенных и ненасыщенных стероидов. Поглощение в интервале 1200—1000 cm^{-1} ИКС характеризует присутствие стероидов типа холестерина ($C_{27}H_{45}OH$). Сопоставив полосы поглощения в спек-

рах стероидных соединений с ацетоксильными группами в различных положениях со спектром хлороформенного битума «А», мы видим, что эти полосы сходны по конфигурации и максимумам поглощения. По-видимому, идентичность полос поглощения говорит об однозначности структур стероидных соединений и хлороформенного битума, имеющих в своей основе частично гидрированное фенантреновое ядро со сложнэфирными группировками в боковых цепочках.

Все это может свидетельствовать об унаследованном от исходного органического вещества характере неуглеводородных структур хлороформенного битума «А». Во всех исследованных образцах были обнаружены в сорбированном газе углеводороды в небольших количествах. Отмечается тенденция — с увеличением $C_{орг}$ возрастает количество углеводородных газов, как в процентном отношении, так и по числу гомологов метана. Следует отметить, что углеводородный состав газа неодинаков для разных районов. Так, в газах из образцов Криворожья ($C_{орг}=0,1\%$) обнаружены лишь метан и этан. В газах из образцов Кольского полуострова — метан, этан и пропан; в Карелии в образцах в газовой части встречены метан, этан, пропан и бутан в равных количествах, а в газах из углистой породы Восточного Саяна — те же компоненты, но бутана в два раза больше, чем пропана.

В хлороформенном битуме «А» из графитовых пород Прибайкалья преобладают неуглеводородные компоненты — смолы и асфальтены (около 70%). Углеводороды представлены главным образом метаново-нафтовой фракцией. Сложных нафтенно-ароматических углеводородов содержится очень мало (1,3%). Битум имеет явно кислый характер.

Данные химико-битуминологического анализа показали, что несмотря на различие в составе исследуемых битумов, имеются общие черты. Для всех битумов характерно:

- 1) резкое преобладание в углеводородной части битума метаново-нафтовой фракции над нафтенно-ароматической;
- 2) крайне низкое содержание (в некоторых случаях отсутствие) моноароматических углеводородов и низкое — нафтенно-ароматических;
- 3) мало асфальтенов и асфальтогеновых кислот.

Эти признаки отличают битумы метаморфических пород от битумов осадочных пород со средней степенью метаморфизма и могут быть обусловлены высокой степенью метаморфизма органического вещества.

Различия в содержании битуминозных компонентов, в их битуминозно-групповом составе (по ИКС), в составе газообразных углеводородов указывают на то, что исходное органическое вещество было, по-видимому, неодинаковое в разных районах. Несмотря на сильный метаморфизм, черты различия органического вещества, фиксируемые по хлороформенному битуму «А», сохранились. Метаморфизм выразился в первую очередь в упрощении ароматических структур, которые представлены в некоторых битумах замещенными бензольного ядра, а в ряде образцов вообще отсутствуют.

Более 90% органического вещества при длительной метаморфизации подверглось полимеризации и конденсации с образованием «керогена». Молекулы его битуминозной части испытали декарбокислирование, диклицизацию, отщепление боковых цепей, в связи с чем содержание асфальтенов и смол оказалось минимальным (как и в нефтях), возросло количество нейтральных смол и жидких алканов. В твердых парафинах (как и в нефтях) выровнилось соотношение молекул с нечетным и четным числом углеводородных атомов. Среди изопреноидов жидких алканов преобладают фитан и пристан, что указывает на существование фотосинтезирующих организмов в архейско-раннепротерозойское время.

Приведенный материал подчеркивает значение геологического времени для процессов битумообразования.

«Главнейший факт — это существование биосферы в течение всех геологических периодов, с самых древних их проявлений, с архейской эры».

В. И. Вернадский

(Избранные сочинения, 1954—1962)

ГЛАВА VI

ИЗОТОПИЯ УГЛЕРОДА УГЛЕРОДИСТЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ В ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ДОКЕМБРИЯ

В настоящее время не существует сколько-нибудь серьезных сомнений в возможности и необходимости решения многих как частных, так и кардинальных проблем геологии и геохимии изотопными методами. Эта уверенность основывается сегодня на достаточно хорошо известных и изученных (геохимически и экспериментально) закономерностях поведения и распределения изотопов многих элементов в геологических процессах и породах. Последнее замечание, естественно, не следует понимать как мнение об отсутствии в настоящее время спорных проблем при использовании этих методов и интерпретации получаемых с их помощью результатов. Однако, по нашему убеждению, неправомерным следует считать и скептицизм в отношении тех возможностей, которые открываются перед исследователями при обращении к столь тонким и чувствительным «геохимическим индикаторам».

Все сказанное выше вполне может быть отнесено к изотопам углерода, этого уникального и важнейшего элемента «жизненных систем», во всяком случае в пределах нашей Солнечной системы.

Рассмотрим кратко принципиальные основы использования изотопии углерода применительно к решению стоящей перед нами проблемы.

Известно шесть изотопов углерода — C^{10} , C^{11} , C^{12} , C^{13} , C^{14} , C^{15} , из них только два (C^{12} , C^{13}) являются стабильными. Их относительная распространенность составляет соответственно 98, 87—98, 98 и 1,02—1,13. «Легкость» элемента, многообразии имманентных свойств атомов углерода, образование огромного числа трудной- и легкоподвижных соединений с различными элементами, в том числе с «самим собой»; участие в большом числе и тонких и глобальных химических реакций, протекающих в космосе и на Земле, создают очень благоприятные предпосылки для разделения его изотопов и в естественных условиях.

Сегодня хорошо изучены основные процессы, приводящие к разделению стабильных изотопов углерода (C^{12} , C^{13}) как в естественных, так и в искусственных системах. Это физические процессы — испарение (из жидкого или твердого состояния), диффузия (в том числе термодиффузия), адсорбция, химические (всевозможные реакции) и биологические. Надо подчеркнуть, что наиболее кинетичны и эффективны последние процессы. Другие процессы разделения изотопов элементов, такие как центрифугирование, электролиз, фотохимическое и электромагнитное разделение, сколько-нибудь значительны только в искусственных условиях и геологического значения почти не имеют.

Впервые идея о биологическом фракционировании изотопов элементов была высказана В. И. Вернадским, причем задолго до того, как это было доказано экспериментально. Это получило подтверждение в работе А. Нира

и Е. Гульбрансена (Nir, Gulbransen, 1939), в которой было показано, что углерод органического вещества заметно обогащен легким изотопом C^{12} . Несколько позже Б. Мэрфи и А. Нир (Murphey, Nier, 1941) выявили, что это фракционирование достигает 2—3% по изотопу C^{12} .

В этой главе нет, пожалуй, необходимости рассматривать все работы в той области, тем более, что мы имеем сегодня прекрасную сводку по геохимии стабильных изотопов углерода Э. М. Галимова (1968). Достаточно полно проанализирована и проблема механизма биологического фракционирования изотопов углерода и разделения изотопов углерода во многих последующих процессах его преобразования при отмирании, захоронении, «литификации» и т. д.

Рассмотрим вместе с Э. М. Галимовым (1968) основные процессы разделения изотопов углерода в природе. Очевидно, формирование изотопного состава углерода любого вещества возможно четырьмя основными путями, или способами: 1) фракционированием; 2) дифференциацией; 3) гомогенизацией; 4) наследованием.

Одним из важнейших процессов разделения изотопов углерода в природе является изотопный обмен углерода в системе $CO_{2атм} - HCO_3(океан) - CO_3(карб)$. Термодинамика этой системы такова, что приводит к накоплению в карбонатах тяжелого изотопа углерода (фиг. 31).

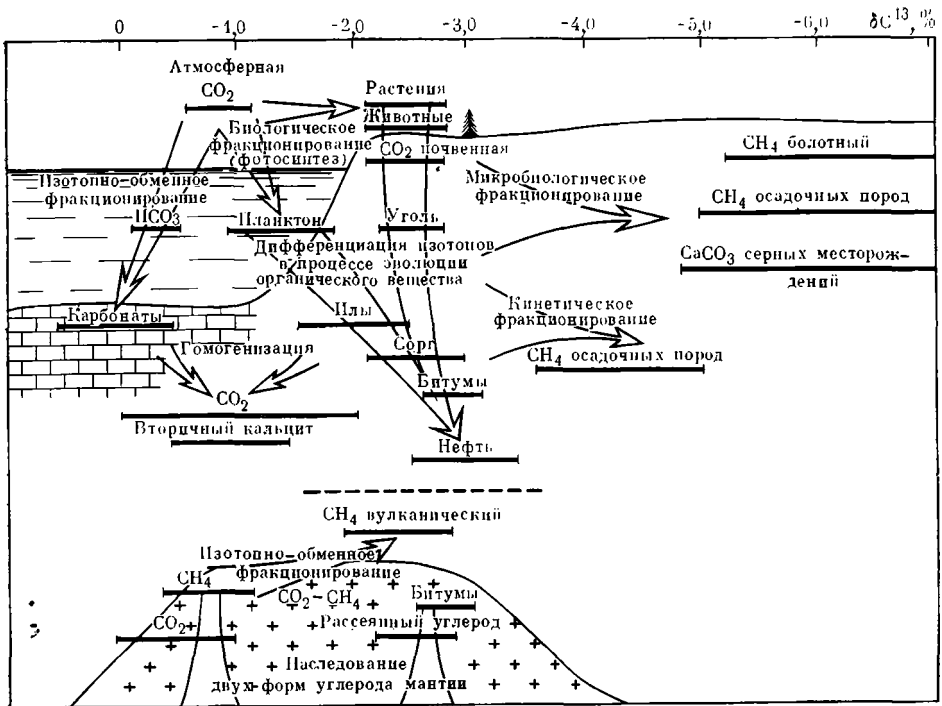
Другой важнейший процесс разделения изотопов углерода — биологическое фракционирование изотопов. При фотосинтезе углерод автотрофных организмов обогащается изотопом C^{12} .

Биологический изотопный эффект является комбинацией кинетического и термодинамического изотопных эффектов, свойственных процессу извлечения и ассимиляции углерода атмосферной CO_2 растениями. Так же как и в карбонатах, изотопный состав углерода в растениях зависит от условий внешней среды: температуры, освещенности, скорости фотосинтеза, парциального давления углекислоты и т. д. Растения суши, ассимилирующие атмосферную углекислоту, обогащаются изотопом C^{12} более заметно, чем морские растения, для которых источником углерода служит относительно тяжелый углерод бикарбоната морской воды.

Третий важнейший процесс разделения изотопов, протекающий на поверхности Земли, связан с деятельностью микроорганизмов. В результате метаболизма бактерий происходит выделение метана, обогащенного исключительно изотопом C^{12} . Механизм этого изотопного эффекта плохо изучен, но, очевидно, он также является комбинацией кинетического и термодинамического изотопных эффектов.

Разделение изотопов углерода путем метана происходит в природе и неорганическим путем. В осадочных породах в процессе катагенеза органического вещества образуется метан, обогащенный легким изотопом вследствие кинетического изотопного эффекта, сопровождающего отщепление молекул метана от более сложных молекул органического вещества. Метан такого происхождения образует основную массу метана, рассеянного в осадочных породах и сосредоточенного в газовых залежах.

Под дифференциацией понимается такое разделение изотопов, которое происходит не вследствие специфических изотопных эффектов, а в результате химической дифференциации вещества, приводящей к разобщению углеродсодержащих компонентов различного изотопного состава. Наибольшее геохимическое значение имеет дифференциация изотопов, протекающая в процессе превращения органического вещества в горных породах. Результатом ее является последовательное накопление изотопа C^{12} в ряду живое органическое вещество — органический углерод илов — рассеянное органическое вещество — битумы и нефть. Происходит это потому, что изотопы углерода неравномерно распределены в компонентах органического вещества: легкий изотоп концентрируется преимущественно в липидах, в то время как белки и углеводы относительно последних обеднены легким изотопом. В осадках и горных породах разложение ор-



Фиг. 31. Основные процессы разделения изотопов углерода в природе
Пунктир — вариации δC^{13} для изученных нами пород

ганического вещества происходит селективно: сохраняются более стойкие соединения типа липидов. Это приводит к концентрированию легкого изотопа по мере углубления химической превращенности органического вещества.

Наряду с дифференциацией вещества и разделением изотопов в природе протекает и обратный процесс — гомогенизация вещества и усреднение его изотопного состава.

Согласно Э. М. Галимову, наследование изотопного состава углерода исходного вещества продуктами реакций происходит в том случае, когда эти реакции или процессы не сопровождаются изотопными эффектами (так наследуют гетеротрофные организмы углерод автотрофных организмов) или когда происходит полное превращение исходного вещества в продукт.

КРАТКИЙ ОБЗОР ДАННЫХ ПО ИЗОТОПИИ УГЛЕРОДА УГЛЕРОДИСТЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ И ИХ ПРИРОДЕ

В 1948 г. К. Ранкама (Rankama, 1948) первый представил изотопные данные по углероду проблематического, докембрийского ископаемого *Coryium Enigmaticum*, найденного Н. Седерхольмом (Sederholm, 1911) в ботнийских филлитах Фенно-Скандинавского щита, имеющих абсолютный возраст 1,4 млрд. лет. На основании этих данных он пришел к выводу о биогенной природе этого скопления углерода. Сходную работу в начале 50-х годов выполнил по графитовым выделениям в лептитовых породах Швеции К. Марс (Mars, 1951). Он также пришел к выводу о биогенной природе рассмотренных им графитовых проявлений.

В 1954 г. К. Ранкама (Rankama, 1954) вновь вернулся к этой проблеме и, рассмотрев детально геологические и изотопные данные, кото-

рые способствовали выяснению генезиса свободных проявлений углерода в породах, вновь пришел к выводу о возможности изотопной диагностики природы этих выделений. Он высказал также мнение, что докембрийский биогенный углерод имел изотопный состав, сходный с составом современного биогенного углерода, и что термальный и контактовый метаморфизм вряд ли мог существенно изменить изотопный состав углерода. К. Ранкама считал, что при региональном метаморфизме, по-видимому, возможно лишь небольшое обогащение C^{13} . Он (Rankama, 1963) установил, что в глинистых сланцах от кайнозоя до протерозоя изотопный состав углерода ($\delta C^{13} = -0,6 + 3,3$) близок к изотопному составу углерода в наземных ($\delta C^{13} = -1,69 + 2,87$) и в болотных ($\delta C^{13} = -2,09 + -2,43$) растениях. Поскольку геологические наблюдения подтверждают изотопные данные, свидетельствующие о том, что углерод даже в древнейших углеродсодержащих сланцах и граувакках является биогенным, К. Ранкама сделал вывод, что рассеянный углерод сланцев любого возраста и углеродистые скопления в этих породах являются биогенными, если изотопный состав соответствует составу биогенного углерода, для которых нижний предел значения δC^{13} равен 1,13%, а также если отсутствуют противоречащие этому геологические данные.

Правда, тогда же Г. Крейг (1954) высказал некоторые сомнения в правомочности использования данных по изотопии в диагностических целях, в частности для выяснения первичной природы графитовых выделений. Свой скептицизм он мотивировал тем, что нам пока еще не до конца известны факты фракционирования изотопов углерода в процессе образования графита. Иначе говоря, он не исключил, что в равновесных условиях при образовании графита из какого-либо неорганического углерода может существовать механизм обогащения его изотопом C^{12} . Г. Крейг пришел к выводу, что изотопия поверхностного углерода осталась постоянной примерно с гуронского времени (т. е. ~ 1 млрд. лет тому назад). Но он подчеркнул, что это положение пока не может быть распространено на догуронские отложения, так как далеко не очевидно, был ли изотопный состав поверхностного углерода таким же и в догуронское время. Отсюда Г. Крейг делает вывод, что изотопная идентификация раннедокембрийского углеродистого вещества пока еще недостаточно обоснована.

П. Джеффри (Jeffery, a. of., 1955) с сотрудниками получили данные по изотопии углерода в протерозойских и архейских углеродсодержащих сланцах и гнейсах Южной Австралии. Они показали, что по изотопному составу углистое вещество сланцев соответствует углероду морских водорослей, в связи с чем и предположили водорослевое морское происхождение всей породы в целом. Графит архейских сланцев, судя по соотношению C^{12}/C^{13} , также является биогенным и, вероятно, происходит из водорослевого материала и морского органического вещества, отложенного в сильно восстановительной обстановке.

Проблема природы углеродистых выделений в докембрийских породах, а также возможности применения при этом изотопии углерода обсуждались Ф. Викманом (Wickman, 1956), Ландергреном ((Landergren, 1957), Э. Баргхорном (Barghoorn, 1957) и другими.

Наиболее обстоятельную работу по изотопии углерода графитов из докембрийских пород выполнил С. Гавелин (Gavelin, 1957). Из данных, приведенных С. Гавелиным, прежде всего следует, что не существует никаких корреляций между изотопным составом углерода и степенью метаморфизма первоначально сапропелесвых и битуминозных осадочных пород, испытавших воздействие динамо-, термо- и регионального метаморфизма.

С. Гавелин показал, что в подавляющем большинстве случаев в углеродистых выделениях в метаморфических докембрийских породах мы видим несомненно биогенное метаморфизованное вещество.

Таблица 23

Изотопный состав графитов докембрийских пород

Породы	δC^{13} , %	Литературный источник
Известняк, содержащий железные и марганцевые руды (Нерберг, Центральная Швеция)	-1,12—0,21	Landergren, 1961
Сланец (Парайнец, Финляндия)	-0,67—0,21	Wickman, Ubish, 1951
Мрамор (Леонтана)	-0,27	
Амфиболиты и гранулиты (Шварцбах, Центральная Европа)	-2,06—1,97	Wickman, Ubish, 1951
Шиферный сланец (Вайоминг, США)	-3,55—2,46 *	Крейг, 1954
Гнейсы (Швеция)	-3,07—2,46	Landergren, 1957
Сланцы и гнейсы (Швеция)	-2,82—2,03	Gavelin, 1957
	(среднее — 2,45)	

* Один образец — 0,98.

Однако наряду с графитами, обогащенными легким изотопом C^{12} , среди докембрийских образований встречаются графиты относительно тяжелого изотопного состава (табл. 23). Это прежде всего графиты, ассоциирующие с известковистыми породами на контакте их с интрузиями, графитовые выделения из некоторых негматитов, а также ряд углистых проявлений в некоторых гранито-гнейсах. Предполагается (Landergren, 1961; Wickman, Ubish, 1951), что в таких случаях исходным углеродом графита служил углерод осадочных карбонатов, подвергшихся контактовому метаморфизму.

Во всех остальных случаях, т. е. когда мы имеем дело с несомненно первично-осадочными породами, изотопный состав углерода углистых и графитовых выделений в них отвечает данным δC^{13} , свойственным биогенному углероду (см. табл. 23).

Более детальный анализ данных, приводимых в работах всех названных выше исследователей, позволяет прийти к следующим заключениям.

1. Изотопные данные свидетельствуют о том, что графитоидное вещество докембрийских осадочно-метаморфических толщ является биогенным.

2. Изотопный состав углерода графитоидного вещества не зависит от вида и степени метаморфизма, а следовательно, сохраняется со времени седиментации.

3. Имеется определенная связь между условиями седиментации и изотопным составом углерода биогенного органического вещества.

МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА УГЛЕРОДА УГЛЕРОДИСТОГО ВЕЩЕСТВА

Масс-спектральный изотопный анализ элементов состоит из двух, до некоторой степени самостоятельных этапов: перевода исследуемого элемента в химическую форму, наиболее удобную для масс-спектрального измерения его изотопного состава, и непосредственной масс-спектрометрической регистрации изотопного состава этого элемента.

В настоящее время все зарубежные и отечественные работы по изотопии углерода выполняются с использованием двуокиси углерода в качестве рабочего вещества для масс-спектрального анализа, что позволяет достигнуть точности определения δC^{13} порядка $\pm 0,01—0,02\%$.

В связи с этим все химические методики подготовки исследуемого образца к масс-спектральному изотопному анализу сводятся к получению CO_2 путем окисления углеродистых веществ. Образцы графитов, алмазов и других разновидностей элементарного углерода сжигаются в токе кислорода до CO_2 в специальных вакуумных установках при температуре 800—1200°C. Установки для сжигания углеродистых веществ содержат реакционные объемы, где проводится реакция окисления, систему очистки выделяющегося CO_2 и систему измерения количества газа, полученного в результате сжигания. Основные узлы таких установок изготавливаются из молибденового стекла или кварца.

В лаборатории изотопной геологии докембрия ВИМС разработан новый метод получения CO_2 из графитов и других углеродистых веществ. Сущность метода заключается в проведении реакции окисления графита в расплаве соли бихромата калия — $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$. При температуре 398° С соль плавится, а при 500° С разлагается с выделением атомарного кислорода, который легко окисляет до CO_2 находящийся в расплаве графит.

Новый метод окисления графита в расплаве бихромата калия позволил использовать металлические электровакуумные установки, применяемые в лаборатории изотопной геологии докембрия ВИМС для выделения элементов из минералов и пород по ксенофторидному методу.

Методика выделения CO_2 состоит из следующих операций. В никелевый тигель помещается смесь определенного количества графита и бихромата калия (двукратное количество против стехиометрии), слегка прессуется и помещается в реактор. Реактор присоединяется к установке и откачивается до 10^{-5} мм рт. ст. Затем реактор с помощью вентиля отсоединяется от системы откачки и нагревается трубчатой печью до температуры 450°C. Реакция окисления графита длится 30 минут до полного выделения CO_2 . Количество выделившегося CO_2 измеряется с помощью фиксации давления по дифференциальному манометру в калиброванном объеме.

Бихроматным методом графит полностью (100%) переводится в CO_2 . Определенное количество CO_2 (1 см³) переводится в специальную металлическую ампулу, которая присоединяется к напускной системе масс-спектрометра.

Масс-спектральный изотопный анализ углерода проводился на английском масс-спектрометре $M_s=20$ прецизионным методом регистрации в режиме компенсации на массах 44—45. Конечные результаты изотопного анализа фиксировались в величинах δC^{13} .

$$\delta\text{C}^{13} = \frac{(\text{C}^{13}/\text{C}^{12})_{\text{обр}} - (\text{C}^{13}/\text{C}^{12})_{\text{станд}}}{(\text{C}^{13}/\text{C}^{12})_{\text{станд}}} = 100\%.$$

Масс-спектрометр $M_s=20$ был прокалиброван по принципу метода двух стандартов, и в полученные результаты вводились корректирующие множители. Стандартами служили два образца CO_2 с δC^{13} , равными соответственно +0,11 и -3,67% (по отношению к международному стандарту PDB). Параллельные измерения одних и тех же образцов показали сходимость в пределах $\pm 0,02\%$.

Полученные нами данные представлены в табл. 26 и отражены на графике вариаций изотопного состава углерода различных природных объектов на фиг. 31.

Как видно из данных табл. 24, значения δC_{13} для графитоидного вещества метаморфических пород докембрия варьирует от -1,46 до 3,55%, находясь в пределах значений, свойственных углероду живого вещества (-1,37 + -2,70%), углероду органического вещества из современных морских осадков (-1,93 + -2,62%) и углероду нефтей и битумов (-2,31 + -3,63%), т. е. биогенному углероду.

Полученные данные согласуются с результатами изотопных исследо-

Изотопный состав углерода графитоидного вещества осадочно-метаморфических пород докембрия

№ обр.	Порода, место взятия	δC^{13} , ‰ *
9	Сланцы квантитовые, свита кейв, сводная проба района горы Шуурурта, центральные Кейвы, Кольский полуостров	-3,49
10	То же	-3,50
9-65	Граузулиты кислые, Сальные тундры, Кольский полуостров	-2,78
ВШ-84	Шунгитовые породы, Заонежье, Карелия	-1,46
ВШ-109	То же	-1,95
ПР-1	Гнейсы биотит-графитовые с гранатом, нижняя часть темрюжской свиты, Центральное Приазовье	-3,01
ПР-2	Гнейсы графитовые, средняя часть темрюжской свиты, месторождение Каратюк, Центральное Приазовье	-3,53
ПР-3	Гнейсы графитовые, средняя часть темрюжской свиты, Центральное Приазовье	-2,35
12/116	Сланцы кварц-биотитовые, графитсодержащие, верхняя часть криворожской серии, Ингулецкий район, УКЩ	-3,49
12/254	То же	-3,14
6968	Гнейсы биотит-плагноклазовые, курская серия, Сухоярский участок, Петропавловский район	-2,97
7051	То же	-3,37
1647	Сланцы углисто-биотит-серицитовые, курская серия, Белгородский район, КМА	-2,33
101	Углисто-сланцевая порода, Боксон, Восточный Саян	-2,13
Ф-25	Гнейсы гранат-силлиманит-биотит-графитовые, верхний горизонт верхнеалданской свиты, Алданский щит	-1,82
8016	Сланцы графитовые, верхнетимптонская серия, Алданский щит	-2,09
8093	Графит-сульфидная порода из биотит-гранатовых гнейсов, Алданский щит	-2,57
22-р/1077	Сланцы слюдяно-графит-кварцевые, Антарктида	-1,94
22-з/1077	Сланцы графит-мусковит-кварцевые, Антарктида	-2,11

* Значения δC^{13} даны по отношению к международному стандарту PDB.

ваный докембрийских графитов из сланцев и гнейсов, выполненных ранее Г. Крейгом (1954), Ф. Викманом и Х. Убишем (Wickman, Ubish, 1951), С. Гавелиным (Gavelin, 1957) и С. Ландергреном (Landergren, 1961). Согласно этим исследователям, значения δC^{13} для графитов сланцев и гнейсов докембрийского возраста варьируют от -0,98 до -3,55%.

Геолого-геохимические и изотопные исследования, проведенные К. Ранкамой (Ranaka, 1963), показали, что нижний предел значений δC^{13} для бесспорно биогенного углерода от -1 до -1,13%.

Необходимо отметить, что С. Ландергреном (Landergren, 1957) считает значение $\delta C^{13} = -1,69\%$ границей между биогенным и abiогенным углеродом.

Если использовать изотопно-углеродные критерии, предложенные К. Ранкамой и С. Ландергреном, то следует признать, что все полученные нами графитоиды метаморфических пород докембрия имеют биогенную природу (см. фиг. 31).

В то же время следует подчеркнуть отсутствие возрастного эффекта в изотопном составе углерода докембрийских пород и весьма вероятную зависимость изотопного состава углерода от исходной природы органического вещества и характера его метаморфизма.

Таким образом, все сделанное выше позволяет нам прийти к следующим основным выводам.

1. Углеродистые и углеродсодержащие породы являются широко распространенной и неотъемлемой составляющей осадочно-метаморфических толщ в пределах практически всех известных нам докембрийских регионов и в образованиях как архейского, так и протерозойского возраста.

Наиболее характерной ассоциацией пород, содержащих свободное углеродистое вещество, являются глинисто-сланцевые породы и обычные или высокоглиноземистые гнейсы. Относительно реже углеродсодержащие породы встречаются в ассоциативной связи с карбонатными породами — мраморами, доломитами, кальцифирами. Наиболее редко углеродсодержащими бывают кварциты и кварцито-песчаники. Здесь более чем очевидна аналогия с эмпирически известным фактом встречаемости органического вещества в глинах, карбонатных породах и песчаниках, который нам известен для осадочных пород фанерозоя. Очевидно также и то, что в ряду метаморфогенных и осадочных пород убывает и степень насыщенности их углеродом. Иначе говоря, уже эти самые общие закономерности распространенности и распределения углеродистого вещества и углеродсодержащих пород в докембрии показывают нам общее генетическое решение их происхождения.

2. Во всех без исключения случаях графитовое или углистое вещество распространено и распределено в осадочно-метаморфических породах согласно с геологическими и литологическими особенностями строения и характера пород и толщ. Иными словами, во всех без исключения случаях, т. е. как с чисто литологических позиций, так и с чисто геологических, углеродистая компонента вне всяких сомнений являлась, во-первых, седиментогенной, во-вторых, синхронной массе заключающего ее вещества.

3. Детальное оптическое микроскопическое и электронно-микроскопическое изучение углеродистых проявлений и исследованных нами самых различных осадочно-метаморфических пород докембрия показало, что:

во-первых, различают четыре основные и важнейшие формы проявления углеродистого вещества — точечная (тонкодисперсная), межкристаллическая, или межзерновая, отдельные крупные выделения, а также микротрещинная и трещинная. Все эти выделенные формы связаны друг с другом постепенными переходами, но из их соотношений ясно, что первичной безусловно следует считать первую — точечную (тонкодисперсную) форму. Все остальные формы в подавляющем большинстве случаев являются производными от нее и связаны с приобретением этим веществом, под действием тех или иных факторов метаморфизма, определенной подвижности. Последняя большей частью по характеру является ме-

ханической и не нарушает физической индивидуальности исходных углеродистых частиц. Однако микротрещинная и трещинная форма проявления углеродистого вещества, возникающая, по-видимому, на гораздо более поздней стадии жизни и преобразования породы, свидетельствует о существовании каких-то других механизмов и форм мобилизации углеродистого материала, переноса его и «разгрузки» в микро- и макротрещинных полостях;

во-вторых, большая часть углеродистого вещества рассеянных его форм представлена ясно «оструктуренными» разностями, близкими к графиту;

в-третьих, образования типа шунгита не обнаруживают какой-либо упорядоченной структуры и, кроме того, представляют собой тончайшую смесь углеродистого вещества с мельчайшими вкраплениями дисульфидов железа и других примесных минералов;

в-четвертых, очевидно, что углеродистое вещество, оказываясь устойчивым, инертным и малоподвижным уже, по-видимому, со стадии керогена, является превосходным индикатором и свидетелем всей метаморфической истории породы и всей истории ее минерального преобразования.

Самым важным для нас общим выводом изучения закономерностей нахождения и распределения углеродистых веществ следует считать то, что во многих особенностях тонкого распределения точечной (тонкодисперсной) формы его проявления (слоистость, микрослоистость, ритмичность) мы видим неопровержимое доказательство не только седиментогенной природы в целом, но и седиментогенного, синхронного попадания в нее первоначально органического материала, который в настоящее время представлен в основной своей массе (в пределах высоких степеней метаморфизма) графитом.

4. Распространенность свободного биогенного углерода в различных типах осадочно-метаморфических пород докембрия вполне сопоставима с распространенностью органического углерода в основных типах осадочных горных пород фанерозоя и в современных пелагических осадках. Это дает все основания полагать, что «жизненная активность», «биохимическая активность» в докембрийское время была, по-видимому, не такой уж малой.

Этот вывод имеет огромное принципиальное значение для понимания экзогенной истории развития земной коры на самых ранних этапах ее формирования, для понимания осадконакопления и эволюции седиментогенеза и геологической истории Земли.

5. Практически во всех углеродсодержащих осадочно-метаморфических породах докембрия обнаруживаются твердые, жидкие и газообразные углеводороды, содержащие многие «углеводородные компоненты» типично нефтяного ряда.

Можно предположить, что на самых разных этапах жизни этих пород, и на дометаморфической стадии, и после метаморфизма, углеводороды могли покидать эти породы, обнаруживая своего рода «углеводородное дыхание» этих толщ, и вливаться в виде определенной доли в массу твердых, жидких или газообразных углеводородов, содержащихся в более молодом рыхлом чехле осадочных пород.

Не следует в дальнейшем пренебрегать теми массами органических веществ, которые накопились в огромных количествах в осадочных породах докембрия и которые могли на дометаморфической стадии жизни этих пород преобразовываться в древнейших осадках в тех же химических направлениях, в каких мы допускаем преобразование органического вещества в более молодых осадочных породах.

В настоящее время без учета органического вещества, захороненного в докембрийских породах, невозможно проводить рассмотрение геохимии углерода в земной коре и его баланса в ней.

6. Изотопный состав углерода углеродистых проявлений осадочно-метаморфических пород докембрия во всех исследованных нами случаях вне всяких сомнений показывает, что они являются производными «биологических систем».

* * *

В 1926 г. завершая работу над своим естественно-философским трудом «Биосфера», В. И. Вернадский писал: «Главнейший факт— это существование биосферы в течение всех геологических периодов, с самых древних их проявлений, с архейской эры» (стр. 347). Лучшего и более ясного сформулированного общего вывода подыскать трудно, поэтому мы бы хотели закончить проведенное исследование следующими словами В. И. Вернадского: «На земной поверхности нет химической силы, более постоянно действующей, а потому и более могущественной по своим конечным последствиям, чем живые организмы, взятые в целом».

- Абдулкабирова М. А.* 1949. Материалы по петрографии метаморфических пород Кокчетавского района. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.
- Абельсон Ф. Х.* 1961. Геохимия органических веществ.— В кн. «Геохимические исследования». Пер. с англ. М., ИЛ.
- Андерсон Дж. Г. К.* 1968. Докембрий Британских островов.— В кн. «Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена». Пер. с англ. М., «Мир».
- Баргхорн Э. С., Майншайн У. Дж., Шопф Дж. У.* 1967. Палеобиология докембрийских глинистых сланцев (данные геологии, органической геохимии и палеонтологии в применении к решению проблемы обнаружения древней жизни).— В кн. «Органическая геохимия», вып. 1. М., «Недра».
- Барг Т., Рейган П.* 1967. Докембрий Норвегии.— В кн. «Докембрий Скандинавии». Пер. с англ. М., «Мир».
- Батиева И. Д., Бельков И. В.* 1958. Базальные конгломераты кейвской осадочно-метаморфической серии в районе Западных Кейв.— Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, № 5.
- Бельков И. В.* 1960. Закономерности размещения и формирования метаморфогенных высокоглиноземистых месторождений (на примере кианитовых месторождений Кейв на Кольском полуострове).— В кн. «Доклады 2-й Всесоюзной объединенной сессии по закономерностям размещения полезных ископаемых и прогнозным картам, ч. 1. Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон». Киев, Изд-во АН УССР.
- Бельков И. В.* 1961. Метаморфический комплекс кейв в восточной части Кольского полуострова.— В кн. «Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова», Мурманск.
- Бельков И. В.* 1963. Кианитовые сланцы свиты Кейв (геологическое строение, кристаллические сланцы и кианитовые руды). М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Белькова Л. Н., Огнев В. Н.* 1964а. Древние толщи Северного Тянь-Шаня. М., «Недра».
- Белькова Л. Н., Огнев В. Н.* 1964б. Стратиграфия и тектоника докембрия Средней Азии.— В кн. «Геология докембрия». Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 10. М., «Недра».
- Беляев К. Д.* 1968. Новые данные по структуре, геологии и металлогении гранулитовой формации Кольского полуострова.— В кн. «Тезисы докладов регионального петрографического совещания по магматизму Балтийского щита». Апатиты.
- Бернал Дж.* 1969. Возникновение жизни. Пер. с англ. М., «Мир».
- Бергельсен А., Нью-Ньюгорд А.* 1968. Докембрий Гренландии.— В кн. «Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена». Пер. с англ. М., «Мир».
- Богданов А. А.* 1965. Тектоническое районирование палеозойд Центрального Казахстана и Тянь-Шаня.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 40, вып. 5.
- Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б.* 1960. Магнититсодержащие породы гранулитовой фации метаморфизма (район оз. Чудзъявр на Кольском п-ове).— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 11.
- Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б.* 1961. Об эулизитах района озера Чудзъявр (Кольский полуостров).— Зап. Всес. мин. об-ва, 90, вып. 4.
- Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б.* 1968. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. Л., «Наука».
- Борисов П. А.* 1940. Кейвские кианиты.— В кн. «Производительные силы Кольского полуострова», вып. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Борисов П. А.* 1956. Карельские шунгиты. Петрозаводск.
- Борукаев Р. А.* 1960. Формации и фазы тектогенеза в позднем докембрии и нижнем палеозое Центрального Казахстана.— В кн. «Основные идеи М. А. Усова в геологии». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.
- Борукаев Р. А., Ившин Н. К., Ергалиев Г. Х.* 1964. Кембрий Казахстана.— В кн. «Вопросы геологии Казахстана».

- Сб. материалов XXII сессии Междунар. геол. конгресса. Алма-Ата «Наука».
- Борщевский Ю. А.* 1959. К вопросу о природе карбурана.— *Геохимия*, № 9.
- Борщевский Ю. А., Попова Н. К., Устилов В. И., Шаевлов В. М.*, 1972. Новые методы выделения углерода в форме CO_2 из углеродсодержащих минералов для изотопного анализа.— В кн. «Тезисы докладов IV Всесоюзного симпозиума по геохимии стабильных изотопов» М.
- Борщевский Ю. А., Сидоренко Св. А.* 1973. Изотопия графитоидов докембрия.— В кн. «Литология и осадочная геология докембрия». 10-е Всес. литол. совещ. Тезисы докладов. М.
- Вардьянц Л. А.* 1960а. Некоторые данные о составе и строении кристаллического фундамента Русской платформы и его взаимоотношений с Карелией, Украиной и Уралом.— В кн. «Труды VI сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций». М., Изд-во АН СССР.
- Вардьянц Л. А.* 1960б. Докембрийский кристаллический фундамент Русской платформы. Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 9. М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Вассович Н. Б., Высоцкий И. В., Гусева А. Н., Оленин В. Б.* 1967. Углеводороды в осадочной оболочке Земли.— *Вестн. МГУ, геол.*, № 5.
- Вернадский В. И.* 1954—1962. Избранные сочинения, т. 1—6. Изд. 3-е. М., Изд-во АН СССР.
- Вернадский В. И.* 1965. Биосфера. М., «Наука».
- Вернадский В. И.* 1965. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М., «Наука».
- Веселовская М. М.* 1967. О древнейших (нижний протерозой — архей) первично-осадочных породах центральной части Русской платформы.— В кн. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 2. М., «Недра».
- Виноградов А. П.* 1962. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— *Геохимия*, № 7.
- Виноградов А. П.* 1964. Предисловие.— В кн. Манская С. М., Дроздова Т. В. *Геохимия органического вещества*. М., «Наука».
- Вишнес Т. С.* 1968. Докембрий Шпицбергена и острова Медвежий.— В кн. «Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена». Пер. с англ. М., «Мир».
- Володин А. Г., Сергиенко И. З., Егоров И. А., Бобылева М. И.* 1970. Открытие аминокислот и сахаров в породах докембрия Карелии.— Докл. АН СССР, 191, № 5.
- Воскресенская М. Н.* 1965. О соотношениях пород архея и протерозоя на Курской магнитной аномалии.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Воскресенская М. Н.* 1968. Русская плита.— В кн. «Геологическое строение СССР, т. I. Стратиграфия». М., «Недра».
- Галдобина Л. П., Горлов В. И.* 1973. Литология и условия образования шунгитсодержащих толщ докембрия Карелии.— В кн. «Литология и осадочная геология докембрия». 10-е Всес. литол. совещ. Тезисы докладов. М.
- Галимов Э. М.* 1968. Геохимия стабильных изотопов углерода. М., «Недра».
- Галимов Э. М., Мигдисов А. А., Ронов А. Б.* 1973. Факторы, контролировавшие изотопный состав углерода в докембрии и фанерозое.— В кн. «Литология и осадочная геология докембрия». 10-е Всес. литол. совещ. Тезисы докладов. М.
- Гарань М. И.* 1960. Докембрий и кембрий Урала.— В кн. «Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 8. М., Изд-во АН СССР.
- Гейер П.* 1967. Докембрий Швеции.— В кн. «Докембрий Скандинавии». Пер. с англ. М., «Мир».
- Геология СССР. 1958. Т. XXVII. Мурманская область, ч. I. Геологическое описание. М., Госгеолтехиздат.
- Гинзбург И. В., Горшков А. И.* 1961. О графите кианитовых сланцев Кейв.— Труды Мин. музея АН СССР, вып. 12.
- Горощенко Г. Л.* 1969. Вещественный состав как один из признаков первично-осадочной природы метаморфических пород гранулитового комплекса на Кольском полуострове. Автореф. канд. дисс. М.
- Грицаенко Г. С., Сидоренко А. В., Лунева О. И., Сидоренко Св. А., Петрова Т. Л., Ильин М. И.* 1973. Возможности современной электронной микроскопии в решении геологических задач.— *Сов. геол.*, № 11.
- Даггс Э. Т.* 1967. Геохимия осадочных образований. М., «Мир».
- Данюшевская А. И., Войцеховская А. Г., Кологова Л. Ф., Красилицыков А. А.* 1970. Геохимия рассеянного органического вещества докембрийских отложений Шпицбергена.— *Геол. нефти и газа*, № 3.
- Дзевановский Ю. К., Судовиков Н. Г.* 1960. Докембрий Алданского щита и хребта Станового.— В кн. «Стратиграфия и корреляция докембрия». Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 9. М., Изд-во АН СССР.
- Ди Оливейра А.* 1959. Бразилия.— В кн. «Очерки по геологии Южной Америки». Пер. с англ. М, ИЛ.
- Доброхотов М. Н.* 1961. Геология докембрия Курской магнитной аномалии.— *Сов. геол.*, № 11.
- Додин А. Л., Маньковский В. К.* 1961. Основные черты стратиграфии восточной части Восточного Саяна.— *Сов. геол.*, № 4.
- Додин А. Л., Маньковский В. К.* 1963. Северо-восточный склон Восточного Саяна.— В кн. «Стратиграфия СССР,

- т. 1. Пижний докембрий». М., Гостеолтехиздат.
- Джонс Р. Б. 1970. Химическое доказательство докембрийской жизни на Австралийском материке.— В кн. «Органическая геохимия», вып. 2. М., «Недра».
- Древнейшие породы Китая. 1962. Сб. ст. Пер. с англ. М., ИЛ.
- Дроздова Т. В. 1973. Аминокислоты как показатель геохимической эволюции органического вещества.— В кн. «Литология и осадочная геология докембрия». 10-е Всес. литол. совещ. Тезисы докладов. М.
- Дунаев В. А. 1961. О графитизации карбонатных пород на Бакальском месторождении.— Труды Горно-геол. ин-та Уральск. фил. АН СССР, вып. 56.
- Дью Тойт А. 1957. Геология Южной Африки. М., ИЛ.
- Есипов П. М. 1963. Средний, Северный и Приполярный Урал.— В кн. «Стратиграфия СССР. т. 2. Верхний докембрий». М., Гостеолтехиздат.
- Ескин А. С. 1962. К стратиграфии и тектонике архея Приольхонья. (Западное Прибайкалье).— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та, серия геол., вып. 5.
- Жабиш В. В. 1969. Находка жильных битумов в доломитах верхнего протерозоя Анабарского поднятия.— Бюлл. науч.-техн. информ. ВИЭМС, серия регион. геол. и метод. геол. картирования, № 3.
- Ильин А. В. 1958. Стратиграфия докембрийских отложений западной части нагорья Сангилен (Тува).— Сов. геол., № 4.
- Ильин А. В., Кудрявцев Г. А. 1960. Докембрий Тувы.— Сов. геол., № 9.
- Ильин А. В., Шейнманн Ю. М. 1963. Восточная Тува.— В кн. «Стратиграфия СССР, т. 1. Нижний докембрий». М., Гостеолтехиздат.
- Каденский А. А. 1961. Геология и петрология южной части Анабарского щита.— Труды Геол. музея АН СССР, вып. 6.
- Калинин Ю. К., Соколов В. А. 1973. Опыт типизации углеродистых пород Карелии.— В кн. «Литология и осадочная геология докембрия». 10-е Всес. литол. совещ. Тезисы докладов. М.
- Калинко М. К. 1968. Неорганическое происхождение нефти в свете современных данных. М., «Недра».
- Каляев Г. И. 1967. Метаморфические аналоги геосинклинальных осадочных формаций в Украинском щите.— В кн. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 2. М., «Недра».
- Карцев А. А. 1969. Основы геохимии нефти и газа. М., «Недра».
- Кинг Ф. 1961. Геологическое развитие Северной Америки. М., ИЛ.
- Конилов А. З. 1961. Стратиграфия и некоторые вопросы тектоники протерозоя и синия западной части Восточного Саяна.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 58.
- Конилов А. З., Маньковский В. К. 1964. К стратиграфии древних отложений Восточного Саяна в связи с проблемой выделения и расчленения позднего докембрия.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 97.
- Коржинский Д. С. 1936. Петрология архейского комплекса Алданской плиты (пересечение по р. Тимптов).— Труды ЦНИГРИ, вып. 86.
- Коржинский Д. С. 1939. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового.— В кн. «Стратиграфия СССР, т. 1. Докембрий». М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Кратц К. О. 1955. О некоторых вопросах геологии протерозоя и строения Балтийского щита.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 5.
- Кратц К. О. 1963. Геология карелид Карелии.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 16.
- Кратц К. О., Робонен В. И., Соколов В. А., Чернов В. М. 1966. Литологические методы в изучении докембрия Карелии.— В кн. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 1. М., «Недра».
- Крейг Г. 1954. Геохимия стабильных изотопов углерода.— В кн. «Изотопы в геологии». Пер. с англ. М., ИЛ.
- Кришнан М. С. 1954. Геология Индии и Бирмы. Пер. с англ. М., ИЛ.
- Крылова М. Д. 1960. О формировании малых структур в условиях синкинематичной региональной мигматизации.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 11.
- Куплетский Б. М. 1932. «Петрография Кольского полуострова.— В сб. «Петрография СССР», серия I, регион. петрогр., вып. 1. Л., Изд-во АН СССР.
- Куплетский Б. М. 1939. Стратиграфия докембрия Кольского полуострова.— В кн. «Стратиграфия СССР, т. 1. Докембрий». М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Куплетский Б. М., Воробьева О. А. 1930. Геолого-петрографические наблюдения на центральном водоразделе Кольского полуострова летом 1928 г.— Труды Ленингр. об-ва естествоиспыт., 60, вып. 4.
- Левенштейн М. Л., Полуновский Р. М. 1970. Об условиях накопления в термодинамических параметрах метаморфизма графитов Приазовья.— Сов. геол., № 11.
- Ли Сы-гуан. 1951. Геология Китая. М., ИЛ.
- Макарихин В. В., Сацук Ю. И. 1973. Органические образования среднепротерозойских пород Карелии как палеогеографический критерий.— В кн. «Литология и осадочная геология докембрия». 10-е Всес. литол. совещ. Тезисы докладов. М.
- Макиевский С. И. 1967. Некоторые новые данные по стратиграфии северо-запада Кольского полуострова.— В кн. «Вопросы геологии, минералогии и геохимии изверженных и метаморфических комплексов Кольского полуострова». Апатиты

- Макиевский С. И., Николаева К. А. 1963. О стратиграфических взаимоотношениях осадочно-метаморфических пород докембрия на северо-западе Кольского полуострова.— В кн. «Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова», вып. 4. М., Госгеолтехиздат.
- Макиевский С. И., Николаева К. А. 1966. О тектонике северо-запада Кольского полуострова.— В кн. «Древнейшие осадочно-вулканогенные и метаморфические комплексы Кольского полуострова». М.—Л., «Наука».
- Манская Т. В. 1970. Успехи органической геохимии.— Успехи химии, 39, вып. 5.
- Манская Т. В., Дроздова С. М. 1964. Геохимия органического вещества. М., «Наука».
- Мейсон Б. 1971. Основы геохимии. М., «Недра».
- Методы электронной микроскопии минералов М., «Наука», 1969.
- Михайлов Б. М. 1969. Геология и полезные ископаемые западных районов Либериюского щита.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 167.
- Михайлов Д. А. 1960. Генезис диопсидовых пород в архее Алдана.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 11.
- Мияки Я. 1969. Основы геохимии. Л., «Недра».
- Негруца В. В. 1963. Опыт фациального изучения протерозойских (ятулийских) отложений Центральной Карелии.— Сов. геол., № 7.
- Нужнов С. В., Ярмолюк В. А. 1959. Поздний докембрий юго-восточной окраины Сибирской платформы.— Сов. геол., № 7.
- Нью-Ньюгорд А. 1967. Докембрий Дании.— В кн. «Докембрий Скандинавии». М., «Мир».
- Обручев В. А. 1935—1936. Геология Сибири, т. 1, 2. М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Обручев В. А. 1939. Докембрий Байкальского нагорья и Средне-Витимской горной страны.— В кн. «Стратиграфия СССР, т. 1. Докембрий». М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Олли А. И. 1940. Материалы к геологии Южного Урала.— Уч. зап. Саратовск. ун-та, 15, вып. 2.
- Олли А. И. 1948. Древние отложения западного склона Урала. Саратов.
- Онгоев Д. О. 1955. Об условиях образования гидротермального графита.— Зап. Всес. мин об-ва, 84, вып. 3.
- Опарин А. И. 1969. Происхождение жизни.— В кн. Бернал Дж. Возникновение жизни. М., «Мир».
- Очерки по геологии Южной Америки. 1959. Пер. с англ. М., ИЛ.
- Павловский Е. В., Беличенко В. Г. 1958. Осадочные формации протерозоя Саяно-Байкальского нагорья и связанные с ними полезные ископаемые.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 1. М., Изд-во АН СССР.
- Павловский Е. В., Цветков А. И. 1939. Докембрий Прибайкалья.— В кн. «Стратиграфия СССР, т. 1. Докембрий». М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Полищук В. Д. 1964. Тектоника и магматизм докембрия Курской магнитной аномалии.— В кн. «Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений». М., «Наука».
- Половинкина Ю. Ир. 1960. О стратиграфическом расчленении древней гнейсовой толщи Украины.— Докл. АН СССР, 134, № 4.
- Половинкина Ю. Ир. 1967. Стратиграфическое расчленение и реконструкция исходного материала гнейсовой серии Украинского кристаллического массива.— В кн. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 2. М., «Недра».
- Полуновский Р. М. 1969. Характеристика разреза гнейсовой серии Центрального Приазовья и вопросы ее стратификации.— Докл. АН СССР, 187, № 6.
- Полуновский Р. М. 1970. Литолого-петрографические особенности, стратиграфия и металлогения гнейсовой серии Центрального Приазовья Автореф. канд. дисс. М.
- Полуновский Р. М., Каныгин Л. И. 1973. О первичной природе и условиях накопления осадочно-метаморфической толщи Приазовья.— В кн. «Литология и осадочная геология докембрия». 10-е Всес. литол. совещ. Тезисы докладов. М.
- Происхождение предбиологических систем. 1966. Пер. с англ. М., «Мир».
- Раабен М. Е. 1957. К вопросу о стратиграфическом положении машанской свиты Южного Урала.— Докл. АН СССР, 117, № 6.
- Раабен М. Е. 1959. Стратиграфия древних свит Полярного Урала.— Труды ГИН АН СССР, вып. 35.
- Рабкин М. И. 1958. Докембрий Анабарского щита.— В кн. «Труды Междугосударственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири (1956 г.). Доклады по стратиграфии докембрийских отложений». М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Рабкин М. И. 1959. Геология и петрология Анабарского щита.— Труды НИИГА, 87.
- Рабкин М. И. 1960. Докембрий Анабарского щита.— В кн. «Стратиграфия и корреляция докембрия». Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 9. М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Равич М. Г. 1954. Докембрий Таймыра.— Труды НИИГА, 76.
- Равич М. Г. 1958. Докембрий Таймыра.— В кн. «Труды Междугосударственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири (1956 г.). Доклады по стратиграфии докембрийских отложений». М.—Л., Изд-во АН СССР.

- Равич М. Г.* 1963. Стратиграфия Таймыра и Северной Земли.— В кн. «Стратиграфия СССР, т. 1. Нижний докембрий». М., Госгеолтехиздат.
- Равич М. Г., Климов Л. В., Соколов Д. С.* 1965. Докембрий Восточной Антарктиды.— Труды НИИГА, 138.
- Ранкама К.* 1968. Предисловие редактора.— В кн. «Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена». Пер. с англ. М., «Мир».
- Радионова К. Ф., Сидоренко Св. А.* 1973. О составе органического вещества древнейших осадочно-метаморфизованных отложений, выявленных на территории СССР.— Труды ВНИГРИ, вып. 138. Геохим. сб., № 5.
- Розен О. М.* 1966. Гиперстеновые гранулиты в докембрии Кокчетавского массива.— Зап. Всес. мин. об-ва, 95, вып. 5.
- Розен О. М.* 1967. Об особенностях осадконакопления в равнем докембрий Кокчетавского массива.— В кн. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 2. М., «Недра».
- Розен О. М., Краснобаев А. А.* 1966. О возрасте гнейсов Кокчетавского массива.— Бюлл. МОИП, 41, вып. 1.
- Розен О. М., Серых В. И., Борщевский Ю. А., Краснобаев А. А., Попова Н. К., Суровая А. Л.* 1966. О соотношении данных по абсолютному возрасту пород докембрия и прорывающих их каледонских гравитойдов на примере Кокчетавского массива.— В кн. «Абсолютное датирование тектономагматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г.» Труды XIII сессии комис. по опред. абс. возраста. М., «Наука».
- Розен О. М., Серых В. И.* 1969. Основные черты истории геологического развития древнего ядра Кокчетавского массива и некоторые вопросы металлогении.— Труды Центр.-Казах. геол. упр., вып. 3.
- Розен О. М., Сидоренко Св. А., Близнюченко Л. М.* 1972 К вопросу о формационном анализе докембрийских отложений метаморфических комплексов.— Сов. геол., № 3.
- Розен О. М., Сидоренко Св. А.* 1973. Формации углеродистых отложений докембрия (опыт анализа).— В кн. «Литология и осадочная геология докембрия» 10-е Всес. литол. совещание. Тезисы докладов. М.
- Ронов А. Б.* 1958. Органический углерод в осадочных породах (в связи с их нефтеносностью).— Геохимия, № 5.
- Руководство по анализу битумов и рассеянного органического вещества горных пород. 1966. Л., «Недра».
- Рутген М.* 1973. Происхождение жизни (естественным путем). Пер. с англ. М., «Мир».
- Салоп Л. И.* 1964а. Геология Байкальской складчатой области, т. 1. Стратиграфия. М., «Недра».
- Салоп Л. И.* 1964б. Геохронология докембрия и некоторые особенности раннего этапа геологического развития Земли.— В кн. «Геология докембрия». Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 10. М. «Недра».
- Семененко Н. П., Беседин В. В.* 1946. Опыт классификации петровских графитовых руд.— Науч. зап. Днепропетровск. ун-та, 17, вып. 1.
- Сердюченко Д. П.* 1930. О генетических отложениях графита Старокрымского месторождения Марупольского округа в связи с общей проблемой графитообразования на Украине.— Изв. Донецк. политехн. ин-та, 14.
- Сердюченко Д. П.* 1935. Старокрымский графитоносный район. Петрологическое исследование. М.—Л., ОНТИ.
- Сердюченко Д. П., Созинов Н. А.* 1973. Роль углеродистого вещества в формировании седиментогенных месторождений докембрия.— В кн. «Литология и осадочная геология докембрия». 10-е Всес. литол. совещ. Тезисы докладов. М.
- Сидоренко А. В.* 1969. О едином историко-геологическом принципе изучения докембрия и постдокембрия.— Докл. АН СССР, 186, № 1.
- Сидоренко А. В.* 1973. Осадочная геология докембрия, состояние и задачи.— В кн. «Литология и осадочная геология докембрия». 10-е Всес. литол. совещ. Тезисы докладов. М.
- Сидоренко А. В., Борщевский Ю. А., Сидоренко Св. А., Устинов В. И., Попова Н. К.* 1972. Изотопный состав элементарного углерода из метаморфических пород докембрия.— Докл. АН СССР, 206, № 2.
- Сидоренко А. В., Лунева О. И.* 1961. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Сидоренко А. В., Лунева О. И.* 1967. Значение конгломератов для познания истории докембрия (на примере Кольского полуострова).— Сов. геол., № 6.
- Сидоренко А. В., Сидоренко Св. А.* 1968. О распространенности предположительно биогенного углерода в докембрии.— Докл. АН СССР, 183, № 1.
- Сидоренко А. В., Сидоренко Св. А.* 1970. Об «углеводородном дыхании» докембрийских графитосодержащих толщ.— Докл. АН СССР, 192, № 1.
- Сидоренко А. В., Сидоренко Св. А.* 1971. Органическое вещество в докембрийских осадочно-метаморфических породах и некоторые геологические проблемы.— Сов. геол., № 5.
- Сидоренко А. В., Сидоренко Св. А.* 1973. Докембрийский осадочно-метаморфический фундамент как один из источников углеводородов в земной коре.— В кн. «Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых.» М., «Наука».
- Сидоренко А. В., Теляков В. А., Розен О. М., Борщевский Ю. А., Сидоренко Св. А.* 1971а. К геохимии гипергенеза в равнем докембрии.— Докл. АН СССР, 201, № 3.

- Сидоренко А. В., Теняков В. А., Розен О. М., Борщевский Ю. А., Сидоренко Св. А.* 1971б. Основные черты геохимии гипергенеза раннего докембрия.— В кн. «Первый Международный геохимический конгресс». Тезисы докладов. М.
- Сидоренко А. В., Теняков В. А., Розен О. М., Борщевский Ю. А., Сидоренко Св. А.* 1973. К геохимии гипергенеза в раннем докембрии.— В кн. «Первый Международный геохимический конгресс». Доклады, т. 4, кн. I. Осадочные процессы. М.
- Сидоренко А. В., Теняков В. А., Розен О. М., Жук-Почекутов К. А., Горбачев О. В.* 1972. Пара- и ортоамфиболиты докембрия. Состояние проблемы и опыт анализа на примере амфиболитов Кольского полуострова. М., «Наука».
- Сидоренко Св. А.* 1964. Геохимическая характеристика майкопских отложений Восточного и Западного Предкавказья.— Геол. нефти и газа, № 11.
- Сидоренко Св. А.* 1970. Морфогенетические типы проявления метаморфизированного органического вещества в осадочно-метаморфических породах докембрия.— В кн. «Четвертое Всесоюзное геологическое угольное совещание». Тезисы докладов. Ворошиловград.
- Сидоренко Св. А.* 1973а. Морфогенетические типы проявления метаморфизированного органического вещества в осадочно-метаморфических породах докембрия.— В кн. «Угленосные формации и их генезис». М., «Наука».
- Сидоренко Св. А.* 1973б. Органическое вещество и докембрийский экзогенез.— В кн. «Литология и осадочная геология докембрия». 10-е Всес. литол. совещ. Тезисы докладов. М.
- Смирнов А. Д.* 1963. Восточные Саяны.— В кн. «Стратиграфия СССР, т. 2. Верхний докембрий». М., «Недра».
- Современное состояние исследований органического вещества осадочных пород. — Труды ВНИГРИ, вып. 68.
- Соколов В. А.* 1963. Геология и литология карбонатных пород среднего протерозоя Карелии. М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Соколов В. А.* 1964. К геологии и палеогеографии ятулия Карелии.— В кн. «Геология докембрия». Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Доклады сов. геологов. Проблема 10. М., «Недра».
- Соколов В. А.* 1970. Ятулий Карелии и смежных районов (геология, литология, палеогеография). Автореф. докт. дисс. М.
- Соколов В. А., Галдобина Л. П., Рылев Л. П., Сацук Ю. И., Светов А. П., Хейсканен К. И.* 1970. Геология и палеогеография ятулийских отложений Центральной Карелии. Петрозаводск.
- Соколов В. А., Хейсканен К. И.* 1966. Геолого-литологическая характеристика протерозойских (ятулийских) кор выветривания в Карелии.— В кн. «Проблемы осадочной геологии докембрия». вып. 1. М., «Недра».
- Соколов П. В.* 1940. Геология плато Кейв и свиты кейвских кристаллических сланцев.— В кн. «Большие Кейвы». (Ленингр. геол. упр. сб. 5). Л.—М., Гостоптехиздат.
- Соколов П. В.* 1958. Свита Кейв.— В кн. «Геология СССР, т. XXVII. Мурманская область, ч. I. Геологическое описание». М., Госгеолтехиздат.
- Солоненко В. П.* 1948. Докембрий р. Уссури.— Докл. АН СССР, 61, № 5.
- Солоненко В. П.* 1950. Вопросы тектоники докембрийского фундамента складчатой зоны.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Солоненко В. П.* 1958. Генетическая классификация месторождений графита.— Труды Иркутск. ун-та, 14, серия геол., вып. 2.
- Судовиков Н. Г.* 1939. Докембрий Карельской АССР.— В кн. «Труды XVII сессии Междунар. геол. конгресса», т. 2. М., ОНТИ.
- Судовиков Н. Г.* 1954. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород ладожской формации.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 4.
- Теняков В. А.* 1973. Геохимия гипергенеза в раннем докембрии.— В кн. «Литология и осадочная геология докембрия». 10-е Всес. литол. совещ. Тезисы докладов. М.
- Трусова И. Ф.* 1956. Парагенетический анализ кристаллических сланцев нижнего архея Коччетавского массива.— Сов. геол., сб. 51.
- Трусова И. Ф.* 1961. Явления полиметаморфизма в кристаллических сланцах докембрия Центрального Казахстана.— Изв. высших учебн. завед., серия геол. и развед., № 1.
- Тугаринов А. И.* 1963. О причинах формирования рудных провинций.— В кн. «Химия земной коры», т. 1. М., «Наука».
- Тугаринов А. И., Бибикова Е. В., Горощенко Г. Л.* 1968. О возрасте гранулитов Балтийского щита.— Геохимия, № 9.
- Тугаринов А. И., Войткевич Г. В.* 1966. Докембрийская геохронология материков. М., «Недра».
- Тугаринов А. И., Войткевич Г. В.* 1970. Докембрийская геохронология материков. Изд. 2-е, переработ. и доп. М., «Недра».
- Уилсон М. Е.* 1968. Докембрий Канады (Канадский щит).— В кн. «Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена». Пер. с англ. М., «Мир».
- Успенский В. А., Чернышева А. С., Мандрыкина Ю. А.* 1949. О рассеянной форме нахождения углеводородов в различных осадочных породах.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Фролова Н. В.* 1955. О методике изучения и стратиграфического расчленения

- ния архейских образований на примере архей Восточной Сибири.— В кн. «Вопросы геология Азии, т. 2». М., Изд-во АН СССР.
- Фролова Н. В., Клековкин Н. Ф.* 1945. Стратиграфия архей Алданского массива и методика поисков и разведки алданских месторождений флогопита.— Труды Алданской геол.-развед. экспед. треста. Сибгеолнеруд, вып. 2.
- Харитонов Л. Я.* 1940. Кянитоносные породы Кейв и их характеристика.— В кн. «Большие Кейвы». (Ленингр. геол. упр., сб. 5). Л.—М., Гостоптехиздат.
- Харитонов Л. Я.* 1957. Опыт тектонического районирования восточной части Балтийского щита.— Уч. зап. ЛГУ, № 225, серия геол. наук, вып. 9.
- Харитонов Л. Я.* 1960. Стратиграфия протерозоя Карелии, Кольского полуострова и сопредельных стран Балтийского щита и его структурное расчленение.— В кн. «Стратиграфия и корреляция докембрия». Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 9. М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Харитонов Л. Я.* 1963. Типы разрезов, стратиграфия и некоторые вопросы структуры и магматизма карелид Карелии.— Сов. геол., № 3.
- Херасков Н. П.* 1952. Южный Урал. Сборник очерков докембрия отдельных районов Урала, Казахстана, Средней Азии, Западной и Восточной Сибири.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 1.
- Ходак Ю. А.* 1956. Петрографо-стратиграфический разрез древних осадочно-метаморфизованных толщ Малого Хингана (архей — кембрий).— В кн. «Совещание по разработке унифицированных стратиграфических схем Дальнего Востока». Тезисы докладов и выступлений. Хабаровск.
- Холдейн Дж.* 1969. Возникновение жизни.— В кн. Бернал Дж. Возникновение жизни. Прил. I. М., «Мир».
- Холтедаль У.* 1957. Геология Норвегии, т. 1. М., ИЛ.
- Хуугон С. Г.* 1966. Африка южнее Сахары. Геологическая история. Пер. с англ. М., «Мир».
- Черноморский М. А.* 1965. К вопросу о расчленении протерозойских метаморфических толщ юга Алтае-Саянской области.— Докл. АН СССР, 162, № 4.
- Чопп Х. Дж., Маркс Дж. Г., Льюис Дж. Э.* 1959. Эквадор.— В кн. «Очерки по геологии Южной Америки». Пер. с англ. М., ИЛ.
- Чухров Ф. В., Ермилова Л. П., Виноградов В. И.* 1969. Об изотопном составе серы как показателе возможности некоторых геохимических процессов в древнем докембрии.— Изв. АН СССР, серия геол., № 9.
- Шапошников Г. Н., Кузнецов А. Г.* 1968. О некоторых закономерностях распределения радиоактивных элементов в позднедокембрийских отложениях приангарской части Енисейского кряжа.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 142.
- Шатский Н. С.* 1945. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала.— Материалы к познанию геол. строения СССР, новая серия, вып. 2(6).
- Шейнманн Ю. М.* 1958. Предисловие от редактора.— В кн. Каэн Л. Геология Бельгийского Конго. М., ИЛ.
- Шлыгин Е. Д.* 1960. Архейские и протерозойские отложения Северного Казахстана.— В кн. «Труды Совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана». т. 1. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.
- Штрейс Н. А.* 1960. Рифей эвгеосинклинальных областей на примере Центрального Казахстана.— В кн. «Стратиграфия позднего докембрия и кембрия». Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 8. М., Изд-во АН СССР.
- Экк Р. В., Липпикот Э. Р., Дайхоф М. О., Прагг И. Т.* 1969. Термодинамическое равновесие и абиогенное возникновение органических соединений.— В кн. «Возникновение органического вещества в Солнечной системе». Пер. с англ. М., «Мир».
- Эл-Векил С. К., Райли Дж. П.* 1965. Химические и минералогические исследования глубоких осадков.— В кн. «Вопросы геохимии и геохронологии океана». Пер. с англ. М., «Мир».
- Эскола П.* 1961. Геологические и геохимические особенности кристаллического фундамента Финляндии.— В кн. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд». М., Изд-во АН СССР.
- Шроль Е., Анда Н.* 1964. Геохимические исследования графитовых пород.— В кн. «Труды XXI сессии Международного геологического конгресса», вып. 3. М., «Мир».
- Ярмолюк В. А.* 1946. Протерозой восточной части Алданской плиты.— В кн. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Дальнего Востока». М., Госгеолиздат.
- Alling H. L.* 1948. The Adirondack granite deposits.— Bull. State Museum, N 199.
- Allsopp H. L., Ulrych T. J., Nicolayson L. O.* 1968. Dating some significant events in the history of the Swariland system by Rb—Sr isochron method.— Canad. J. Earth Sci., 5, N 3, pt 2.
- Barghoorn E. S.* 1957. Origin of life — Mem. Geol. Soc. America, 67, N 2.
- Barghoorn E. S., Tyler S. A.* 1965. Microorganisms from the Gunflint Chert.— Science, 147.
- Barghoorn E. S., Schopf J. W.* 1966. Microorganisms three billion years old from the Pre-Cambrian of South Africa.— Science, 152.

- Belsky T., Johns R., McCarthy E., Burlingame A. L., Richter W., Calvin M.* 1965. Evidence of life in a sediment two and half billion years old.— *Nature*, 206, N 4983.
- Brown I. C.* 1932. Natural gas, salt and gypsum in the Pre-Cambrian Rocks of San Gabriel Mountains, Los Angeles County, California.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 16, N 8.
- Clarke F. W.* 1924. The data of geochemistry.— *U. S. Geol. Surv. Bull.*, N 770.
- Clarke F. W., Washington H. S.* 1920. The composition of the Earth's crust.— *U. S. Dept Interior Geol. Surv. Profess. Paper*, 127.
- Cloud P. E., Gruner J. W., Hagen H.* 1965. Carbonaceous rocks of the Soudan iron formation.— *Science*, 143, N 3678.
- Cowie I. W.* 1961. Contributions to the geology, of North Greenland.— *Medd. Grønland*, 164, N 3.
- Davidson Ch.* 1964. Unitormatarianism and ore genesis.— *Mining Mag.*, March—April.
- Eklund J.* 1923. Skelleftefältets geologi.— *Geol. fören. i Stockholm förhandl.*, 45, N 249.
- Engel A. E. J., Nagy B., Nagy L. A., Engel C. G., Kremp C. W. W., Drew C. M.* 1968. Alga-like forms in Onverwacht series, South Africa: Oldest recognized lifeline forms on Earth.— *Science*, 161.
- Eno C. R., Renager H. W.* 1955. Availability from biolite muscovite greensand and microcline as determined by growth of *Aspergillus niger* soil.— *Science*, 80.
- Ericsson T.* 1954. Pre-Cambrian geology of the Pajala district, Northern Sweden.— *S. C. U., Ser. C*, N 522.
- Eskola P.* 1927. Petrographische Charakteristik der kristallische Gesteine von Finnland.— *Fortschr. Mineral. Kristallogr. Petrogr.*, 2, N 57.
- Eskola P.* 1952. On the granulite of Lapland.— *Amer. J. Sci., Bowen Vol.*, 133.
- Fisher A. G.* 1965. Fossils early life and atmospheric history.— *Proc. Nat. Acad. Sci U. S. A.*, 53, N 6.
- Fränkl E.* 1951. Die Untere Eleonora Bay Formation im Alpefjord.— *Medd. Grønland*, 151, N 6.
- Gavelin S.* 1955. Relations between ore deposition and structure in the Skellefte district.— In: *Beskrivning till berggrundskarta över Västerbottens län.*— *S. G. U., Ser. C*, N 37.
- Gavelin S.* 1957. Variations in isotopic composition of carbon from metamorphic rocks in Northern Sweden and their geological significance.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 12, N 4.
- Hayatsu R., Studier M. H., Oda A., Fuse K., Anders E.* 1967. Origin of organic matter in early solar system-III. Nitrogen compounds.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 32, N 2.
- Hietanen A.* 1938. On the petrology of the Finnish quartzites.— *Bull. Commiss. géol. Finlande*, N 122.
- Hodgson G., Hitchon B., Elofson R. M., Baker B. L., Peake E.* 1960. Petroleum pigments from recent fresh-water sediments.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 19.
- Hoefs Y., Schidlowsky M.* 1967. Carbon isotope composition of carbonaceous matter from Pre-Cambrian of the Witwatersand System.— *Science*, 155.
- Hoering T. C.* 1962—1963. The organic chemicals in Pre-Cambrian rocks.— *Annual Rept Director Geophys. Lab. Carnegie Inst. Washington*.
- Hoering T. C.* 1965—1966. Criteria for suitable rocks in Precambrian organic geochemistry.— *Annual Rept. Director Geophys. Lab. Carnegie Inst Washington*.
- Högbom A.* 1937. Skelleftefältet med angränsande delar av Västerbottens och Norrbottens län.— *S. C. U., Ser. C*, N 389.
- Hunt J. M.* 1961. Distribution of hydrocarbons in sedimentary rocks.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 22.
- Hunt J. M., Jymicson G. W.* 1956. Oil and organic matter in source rocks of petroleum.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 40.
- Ivanhoe L. F.* 1966. Pre-Cambrian oil source rocks.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 50, N 9.
- Jeffery P. M., Compsten W., Greenhalgh D., Laeter J.* 1955. On the carbon-13 abundance of limestone and coal.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 7.
- Jenu T. J., Graig R. M.* 1927. Geology of the Outer Hebrides, Pt IV.— *TRSE*, 55.
- Jenu T. J., Graig R. M.* 1934. Geology of the Outer Hebrides, Pt V.— *TRSE*, 57.
- Johns R. R., Belsky T., McCarthy E. D., Burlingame A. L., Hang P., Schnoes H.-K., Richter W., Galvin M.* 1966. The organic chemistry of ancient sediments. Pt 2.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 30, N 12.
- Kautsky G.* 1959. Gesichtspunkte zur Stratigraphie des Archäikums im Grenzgebiet zwischen Västerbottens, Nordshcveden.— *Geol. fören i Stockholm förhandl.*, 81, N 733.
- Kranck E. H.* 1936. Zur Tektonik der lappiländischen Granulite.— *Bull. Commiss. géol. Finlande*, N 115.
- Landergren S.* 1957. Preliminary note on the isotopic composition of carbon in some Swedish rocks.— *Geol. fören i Stockholm förhandl.*, 79.
- Landergren S.* 1961. The content of C¹³ in graphite-bearing magnetite ore and associated carbonate rocks in the Norberg Mining District, Central Sweden.— *Geol. fören. i Stockholm förhandl.*, 83, H. 2.
- Lewis C. C., Enaminger W. S.* 1948. Relationship of plant development to the capacity to utilize potassium in orthoclase feldspar.— *Soil Sci.*, 65.
- Lokka L.* 1950. Chemical analyses of Finnish rocks. Helsinki.
- Magnusson N. H.* 1936. Berggrunden inom Kantorpa malmtrakt.— *S.G.U. Ser. C*, N 401.
- Mars K. E.* 1951. A preliminary investigation on the relative abundance of the carbon isotopes in Swedish rocks.— *J. Geol.*, 59, N 2.
- Miyashiro A.* 1964. Oxidation and reduction

- in the Earth's crust with special reference to the role of graphite.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 28.
- Murphey B. F., Nier A. O.* 1941. Variations in the relative abundance of the carbon isotops.— *Phys. Rev.*, 59.
- Murty P. S. N., Aswathanarayana U.* 1962. Geochemistry of the siliceous black shales in Nagarjuna Sagardamaite, India.— *Econ. Geol.*, 57, N 4.
- Nagy B., Nage L. A.* 1969. Early Pre-Cambrian Onverwacht microstructures: Possibly the oldest fossils on earth? — *Nature*, 223.
- Nagy B., Nagy L. A.* 1970. Investigation of the Early Pre-Cambrian Onverwacht Sedimentary Rocks in South Africa.— In: «Organic Geochemistry». N. Y. Springer Verlag.
- Nagy B., Nagy L. A., Bitz M. C., Engel C. G., Engel A. E. J.* 1968. Mass spectroscopic analysis of the Orgueil meteorite evidence for biogenic hydrocarbons.— Abstracts. 4th International Meeting on Organic Geochemistry, August.
- Nagy B., Urey H. C.* 1969. Organic geochemical investigations in relation to analysis of returned lunar rock samples.— *Life Sci. Space Rev.*, 7.
- Nier A. O., Gulbransen E. A.* 1939. Variations in the relative abundance of the carbon isotops.— *J. Amer. Chem. Soc.*, 61.
- Noe-Nygaard A., Berthelsen A.* 1952. On the structure of a high-metamorphic gneiss complex in West Greenland, with a general discussion on related problems.— *Medd. Dansk geol. foren.*, 12.
- Oberlies F., Prashnowsky A.* 1968. Bio-geochemische und elektronenmikroskopische Untersuchung präkambrischer Gesteine.— *Naturwissenschaften*, 55.
- Oro I., Nooner D. W.* 1967. Aliphatic hydrocarbon in Pre-Cambrian rocks.— *Nature*, 213, N 5081.
- Peltola E.* 1960. On the black schists in the Outokumpu region in Eastern Finland.— *Bull. Commiss. géol. Finlande*, N 192.
- Pflug H. D.* 1966. Microorganisms from the Witwatersrand.— *Econ. Res. Univ. Witwatersrand, Johannesburg, South Africa, Unit. Inform.*, Circ. 28.
- Prashnowsky A., Schidlowski M.* 1967. Investigation of Pre-Cambrian thucholite.— *Nature*, 216.
- Rankama K.* 1948. New evidence of the origin of Pre-Cambrian carbon.— *Bull. Geol. Soc. America*, 59.
- Rankama K.* 1954. The isotopic composition of carbon in ancient rocks as an indicator of its biogenic origin.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 5.
- Rankama K.* 1963. Progress in isotope geology. N. Y.— London.
- Roblot J.* 1964. Détermination du rapport des isotopes stables du carbone dans des phtanites précambriens.— *C. r. Acad. sci. Paris*, 258, N 1.
- Rutten M. G.* 1962. Geological aspects of the origin of life on Earth. Amsterdam, London, N. Y., Elsevier.
- Sahama Th. G.* 1936. Akzessorische Elemente in den Granuliten von Finnisch—Lappland.— *Bull. Commiss. géol. Finland*, N 115.
- Sederholm I. I.* 1911. Geologisk öfversikt—karva öfver Finland, Bd. 2. Tammerfors, Beskrifning till bergartskartan.
- Schidlowsky M.* 1965. Probable life forms from the Pre-Cambrian of the Witwatersrand System (South Africa).— *Nature*, 205.
- Schidlowsky M.* 1970. Critical remarks on a postulated genetic relationship between Pre-Cambrian Thuchelite and Boghead Coal.— In: *Organic Geochemistry*. N. Y., Springer Verlag.
- Schopf I. W., Barghoorn E. S.* 1965. Algal-like fossils from the Early Precambrian of South Africa.— *Science*, 156.
- Simonen A., Kouvo O.* 1951. Archean varved schist north of Tampere in Finland.— *Bull. Commiss. géol. Finland*, 154.
- Sharpe I. W. N.* 1949. The economic auriferous banks of the Upper Witwatersrand Beds and their relationship to sedimentation features.— *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 52.
- Sayman C. P.* 1965. Possible biogenetic structures in Witwatersrand thucholite.— *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 68.
- Swain F. M., Blumentals A., Prokopovich N.* 1953. Bituminous and other organic substances in the Pre-Cambrian of Miceseta.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 42.
- Stutzer O., Wetzel W., Himellauer A.* 1938. Die wichtigsten Lagerstätten der Nichterze, Schwefel-Grafit-Ted, Ber, Magnesit—Talk. Berlin.
- Sundius N.* 1923. Crythtytfältets geologi.— *S.C.U.*, Ser. C, N 312.
- Trask P., Pantode H.* 1942. Distribution of hydrocarbons in petroleum.— *Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, Tulsa.
- Tyler S. A., Barghoorn E. S.* 1954. Occurrence of structurally preserved plants in Pre-Cambrian rocks of Canadian shield.— *Science*, 119.
- Tyler S. A., Barghoorn E. S., Barrett L. P.* 1957. Anthracitic coal from Pre-Cambrian upper Huronian black shale of the Iron River District, northern Michigan.— *Bull. Geol. Soc. America*, 68, N 10.
- Vogt T.* 1941. Trekk av Narvik — Ofoten traktens geologi.— *Norges geol. undersokn.*, 21, N 198.
- Weeks L. G.* 1958. Habitat of oil and factors that control it.— In: *Habitat of Oil*. L. G. Weeks (Ed.). Tulsa, Amer. Assoc. Petrol. Geologists.
- Wickman F. E.* 1956. The cycle of carbon and the stable carbon isotopes.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 9.
- Wickman F. E., Ubish H.* 1951. The notes on the isotopic constitution of carbon in minerals.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1, N 2.
- Wilson M. E.* 1957. The phlogopite — apatite deposits of eastern Ontario and the southern Laurentian Highlands of Quebec.— In: *The geology of Canadian industrial mineral deposits* (6th Commonwealth Mining Met. Congr.), N. Y.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

Точечная тонкодисперсная форма выделений свободного углерода, $\times 30$, николи II
(таблицы I—VI)

Т а б л и ц а I

1, 2 — сланцы кианитовые, призматически-зернистые, порфировластические, свита кейв, Кольский полуостров

Т а б л и ц а II

1 — сланцы кианитовые, призматически-зернистые, порфировластические, свита кейв, Кольский полуостров; 2 — гнейсы графитовые, Тальное, УКШ

Т а б л и ц а III

1 — кварциты, Риж-Губа, Кольский полуостров; 2 — гнейсы графитовые, Алдан; 3 — сланцы графитовые, о. Ольхон, Западное Прибайкалье

Т а б л и ц а IV

1 — гранулиты кислые, Сальные тундры, Кольский полуостров; 2 — сланцы углистые, тонкослоистое распределение частиц свободного углерода, Антарктида; 3 — сланцы углистые, шунтарская свита, Енисейский край

Т а б л и ц а V

1 — гнейсы графитовые, Центральное Приазовье; 2 — гнейсы графитовые, Алдан; 3 — сланцы углистые, Боксон, Восточный Саян

Т а б л и ц а VI

1, 2 — сланцы шунгитовые, Заонсжье, Карелия

Межзерновая, межкристаллическая, форма выделения
свободного углерода, $\times 30$, николи II

Т а б л и ц а VII

1 — сланцы кианитовые, сноповидно-лучистые, Кейвы, Кольский полуостров; 2 — кианиты призматически-зернистые, Кейвы, Кольский полуостров; 3 — радиальнолучистый кристалл кианита, Кейвы, Кольский полуостров; 4, 5 — сланцы кианитовые, Кейвы, Кольский полуостров. Каймы «отгона» углерода растущими кристаллами кианита

Отдельные крупные выделения свободного углерода, $\times 30$, николи II
(таблицы VIII—XII)

Т а б л и ц а VIII

1, 2 — сланцы кианитовые, Кейвы, Кольский полуостров; 3 — сланцы черные, углистые, Антарктида

Таблица IX

1 — гранулиты кислые, Сальные тундры, Кольский полуостров; 2 — кварциты, Риж-Губа, Кольский полуостров; 3 — гнейсы графитовые, Воронежский выступ

Таблица X

1 — гнейсы графитовые, Алдан; 2 — гнейсы графитовые, Центральное Приазовье; 3 — сланцы углистые, о. Ольхон, Западное Прибайкалье

Таблица XI

1 — сланцы черные углистые, шунтарская свита, Енисейский кряж; 2 — гнейсы графитовые, месторождение Слюдянка, Западное Прибайкалье; 3 — сланцы углистые, Аптарктида

Таблица XII

1 — сланцы черные углистые, Боксон, Восточный Саян; 2 — сланцы черные углистые, шунтарская свита, Енисейский кряж

Микротрещинная и трещинная форма выделения свободного углерода, $\times 30$, николи II (таблицы XIII—XV)

Таблица XIII

1 — сланцы кианитовые, призматически-зернистые, Кейвы, Кольский полуостров; 2 — гнейсы графитовые, Воронежский выступ; 3 — гнейсы графитовые, Центральное Приазовье

Таблица XIV

1 — сланцы углистые, Боксон, Восточный Саян; 2 — сланцы серые, о. Ольхон, Западное Прибайкалье; 3 — гнейсы графитовые, Центральное Приазовье

Таблица XV

1 — сланцы углистые, шунтарская свита, Енисейский кряж; 2 — кварциты, Риж-Губа, Кольский полуостров

Сложные случаи сочетания различных форм нахождения свободного углерода, $\times 30$, николи II (таблицы XVI—XVIII)

Таблица XVI

1 — автолизия кианита от углерода, сланцы, кианитовые, Кейвы, Кольский полуостров; 2 — сочетание межзерновой, межкристаллической, формы и отдельных крупных выделений свободного углерода, сланцы кианитовые, Кейвы, Кольский полуостров

Таблица XVII

1, 3 — автолизия кианита от углерода, сланцы кианитовые, Кейвы, Кольский полуостров; 2 — сочетание межзерновой, межкристаллической, формы и отдельных крупных выделений свободного углерода, сланцы кианитовые, Кейвы, Кольский полуостров

Таблица XVIII

1, 3 — автолизия кианита от углерода, точечная тонкодисперсная форма нахождения свободного углерода, сланцы кианитовые, Кейвы, Кольский полуостров; 2 — межзерновая и микротрещинная форма выделения свободного углерода, сланцы кианитовые, Кейвы, Кольский полуостров

Таблица XIX

1 — форма поперечных сечений параморфоз кианита по хиастолиту и наиболее часто встречающиеся фигуры распределения углеродистого пигмента (объяснение в тек-

сте); 2 — фигура «песочных часов» в продольном сечении параморфоз кианита по хиастолиту; 3 — реальные фигуры распределения углеродистого пигмента в поперечных сечениях параморфоз кианита по хиастолиту

Т а б л и ц а X X

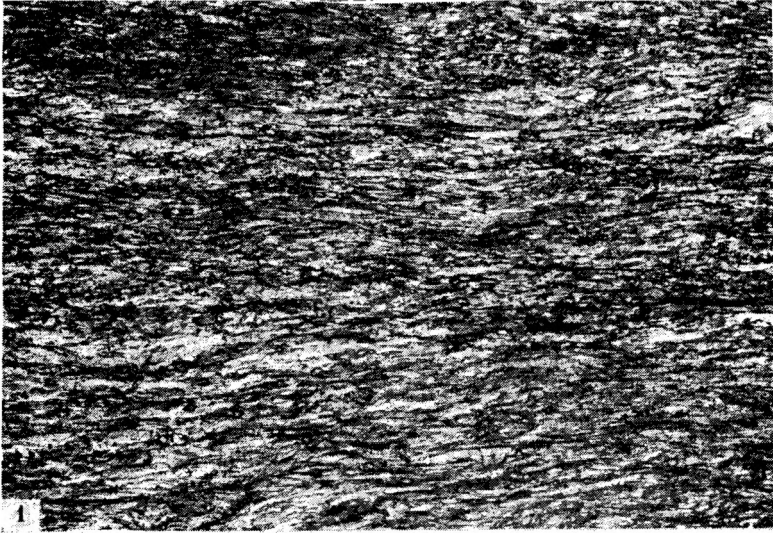
1, 2 — электронные микрофотографии поверхности скола кианитовых сланцев свиты кейв, Кольский полуостров. Целлюлозно-угольная реплика, черное — увеличенные частицы, $\times 6000$

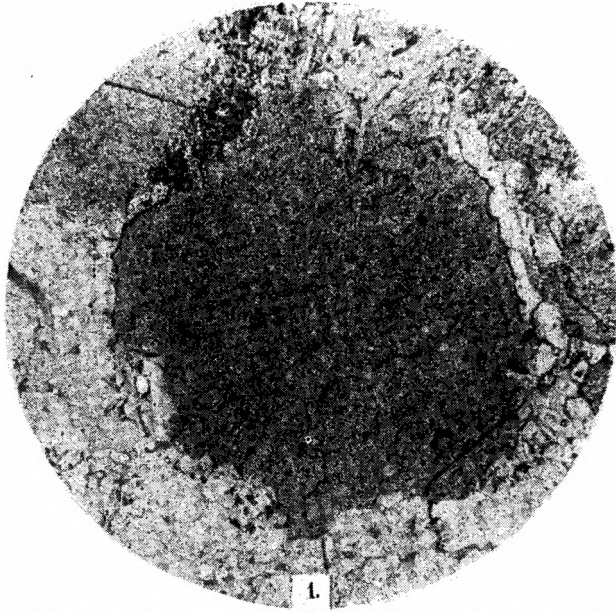
Т а б л и ц а X X I

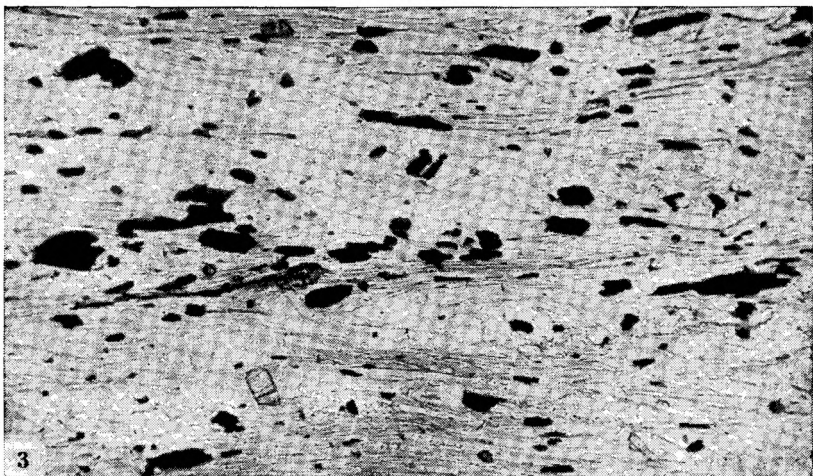
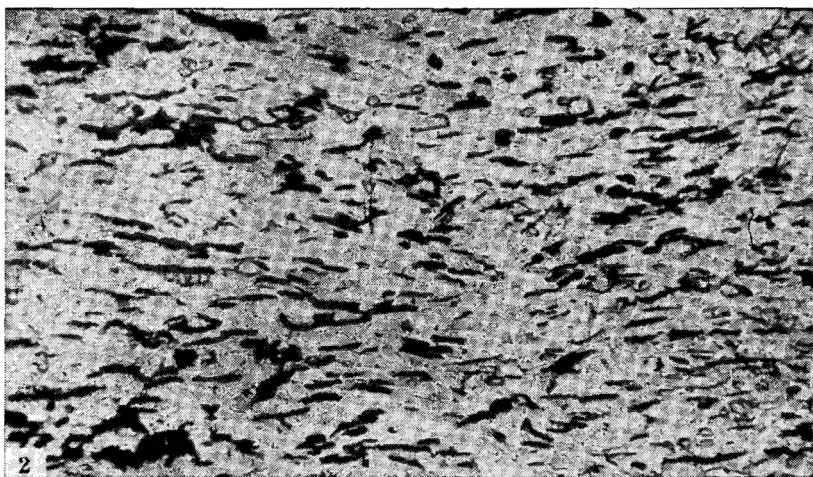
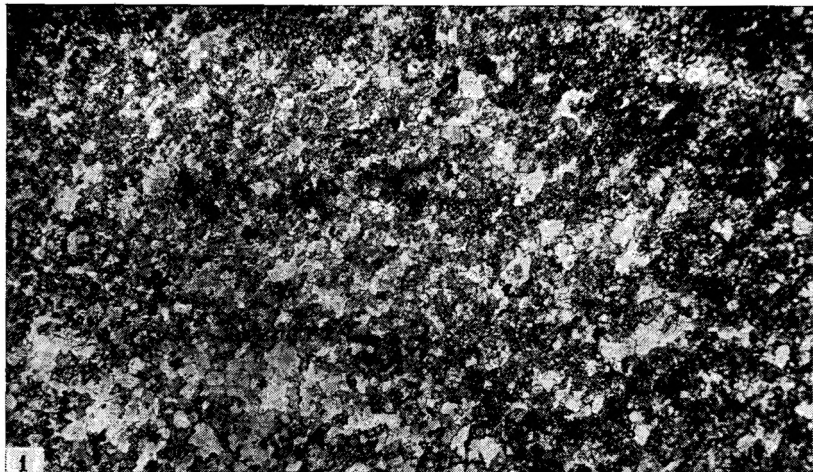
1 — извлеченные на реплику микрокристаллы графита (I) и слюдяного минерала (II), $\times 10\ 000$; 2 — микродифракционная картина от графита; 3 — микродифракционная картина от слюдяного минерала

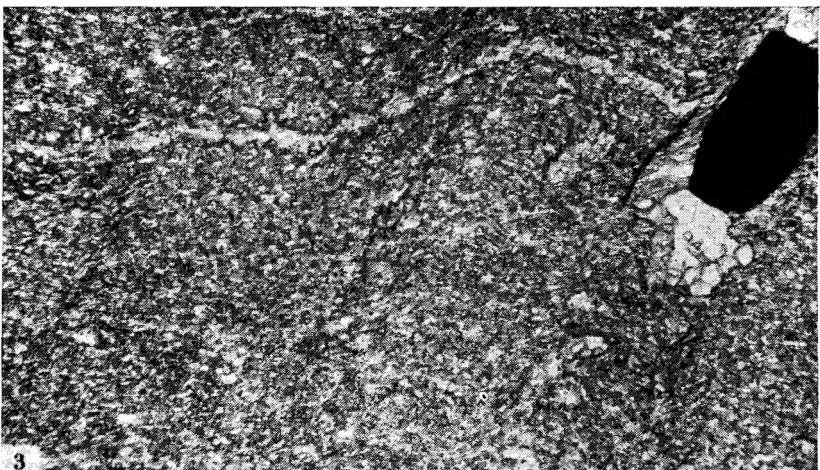
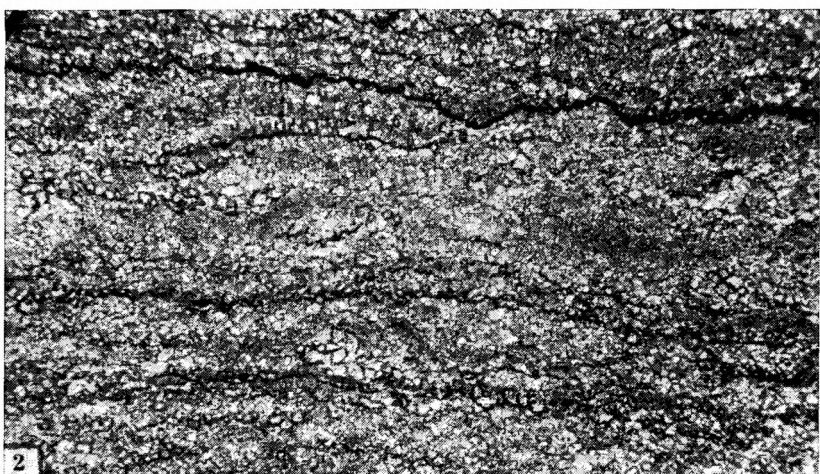
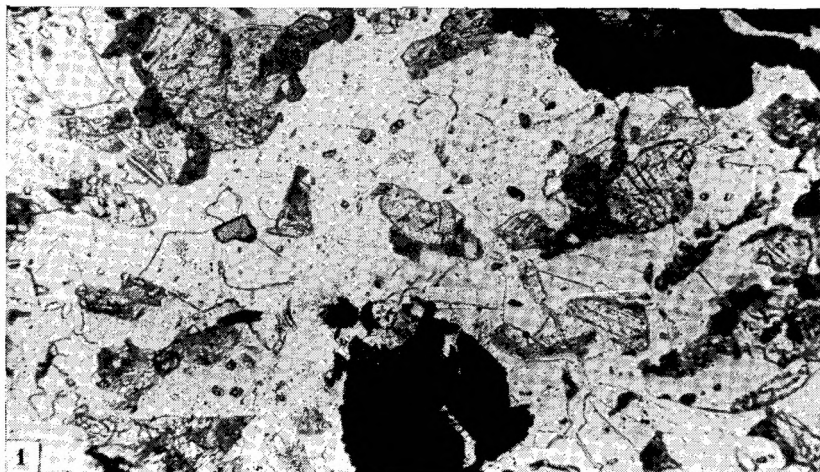
Т а б л и ц а X X I I

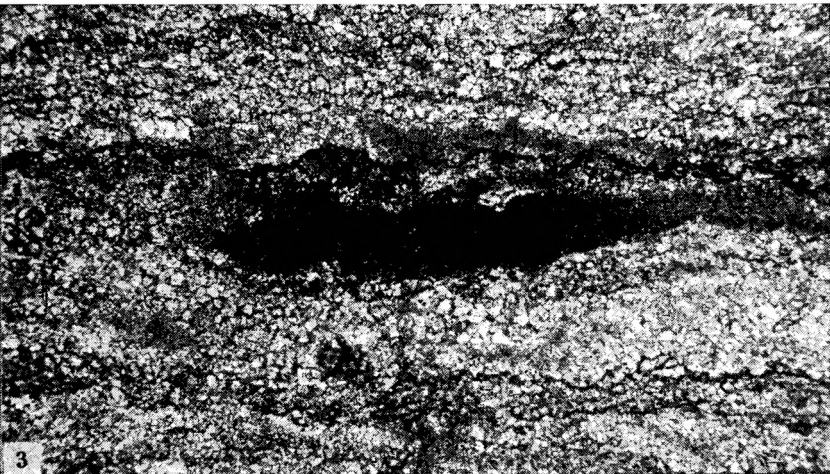
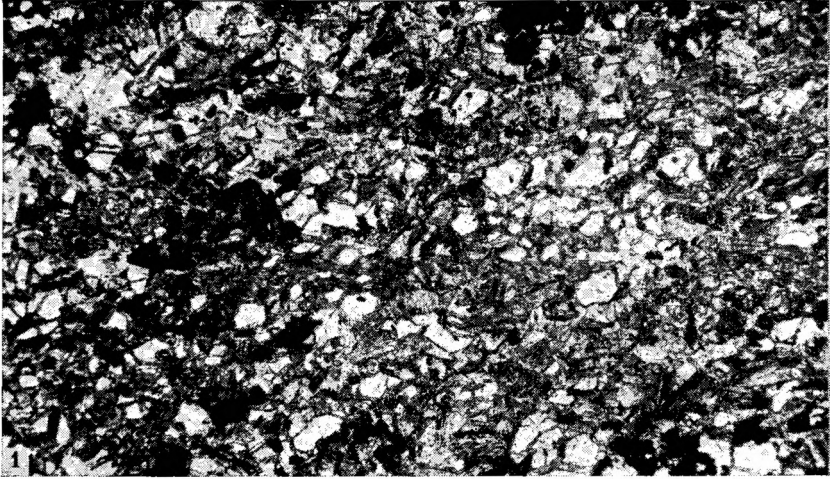
1 — шунгиты. Целлюлозно-угольная реплика со сколов, $\times 6000$; 2 — шунгиты. Целлюлозно-угольные реплики со сколов. Ярозит, выделяющийся по микротрещинам в шунгите, $\times 6000$

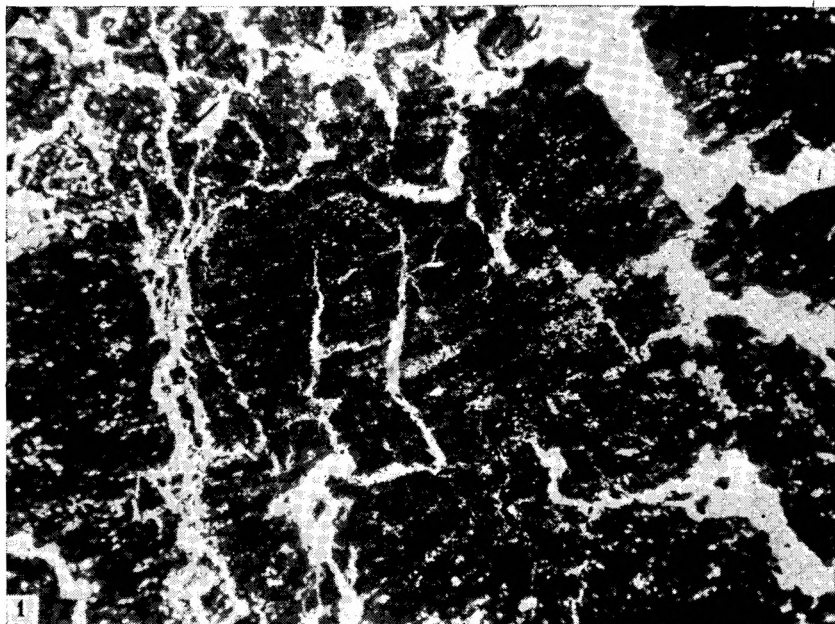


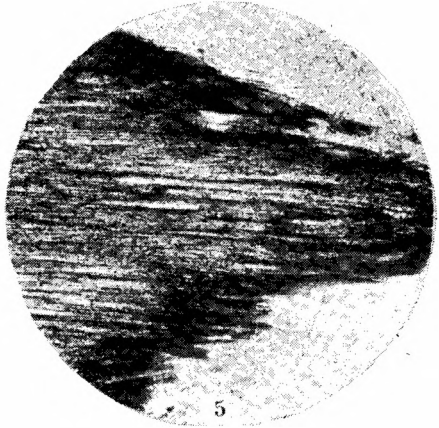
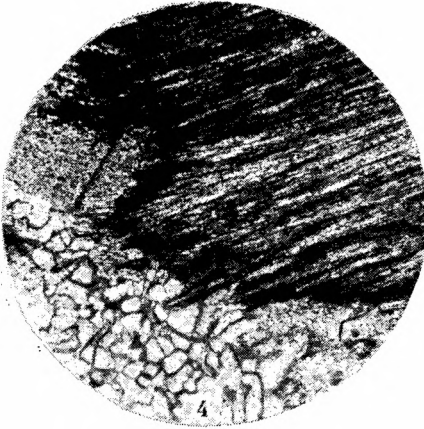
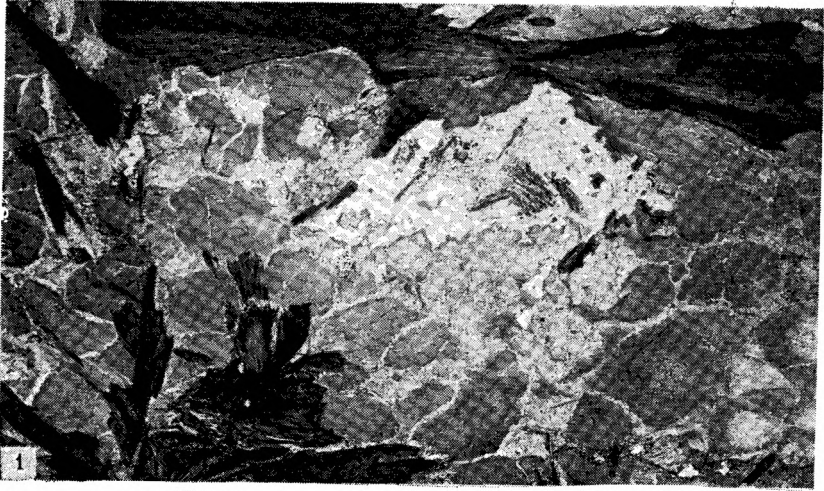


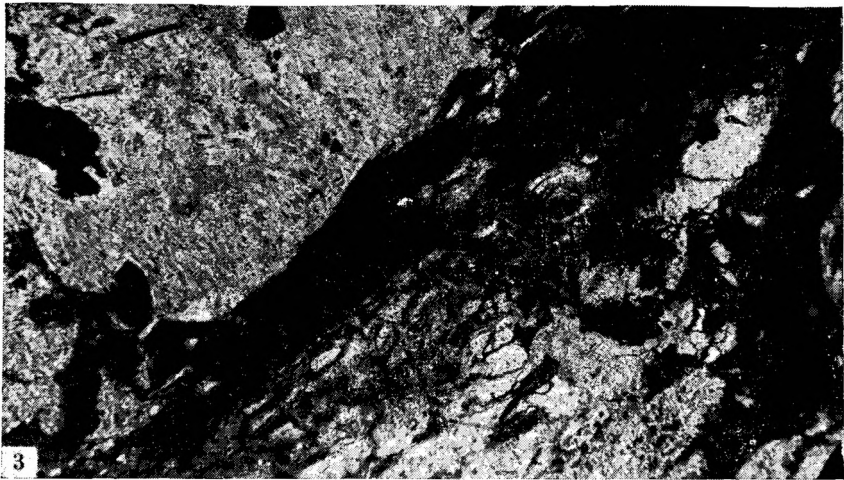
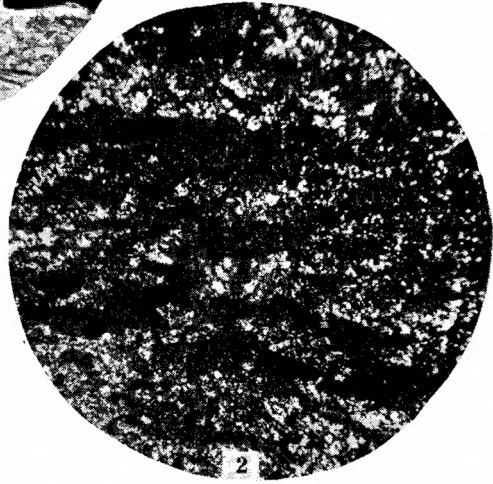


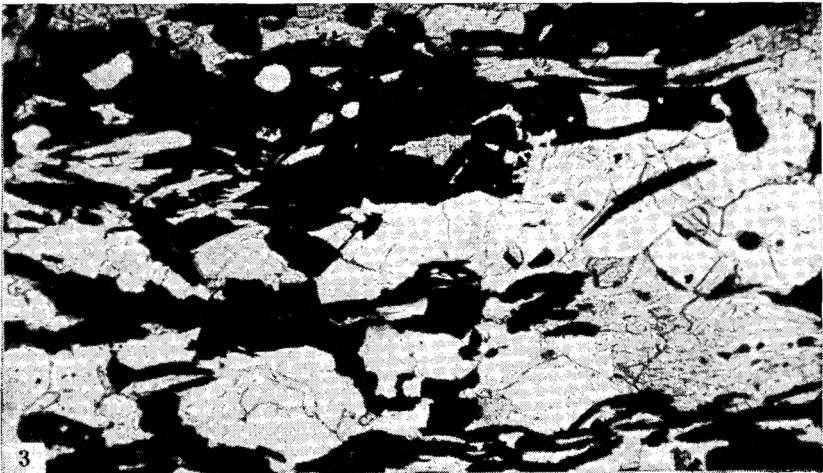
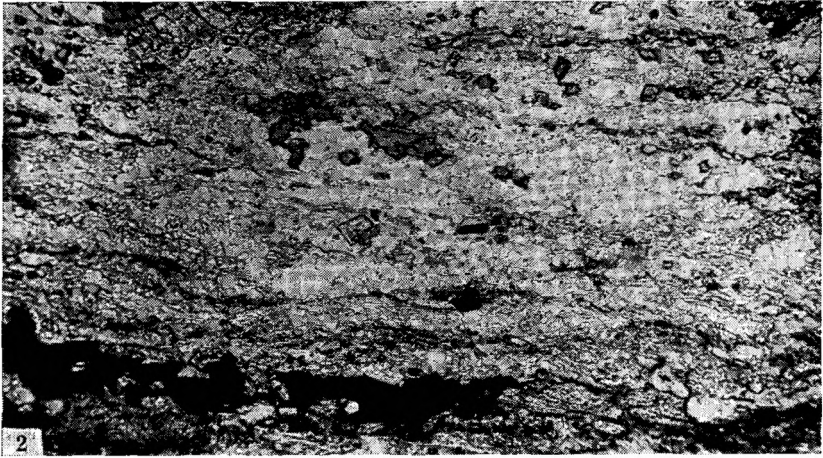
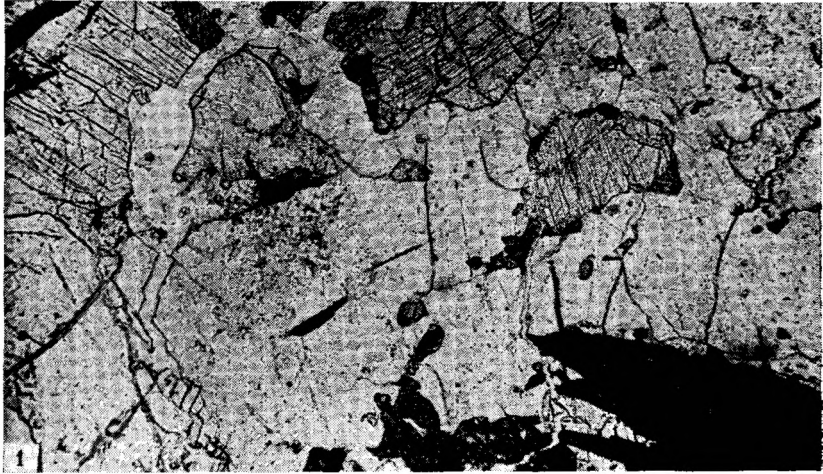


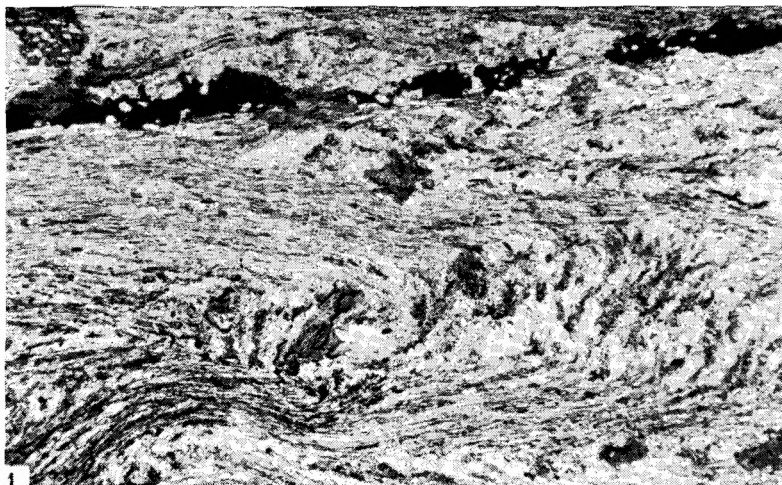


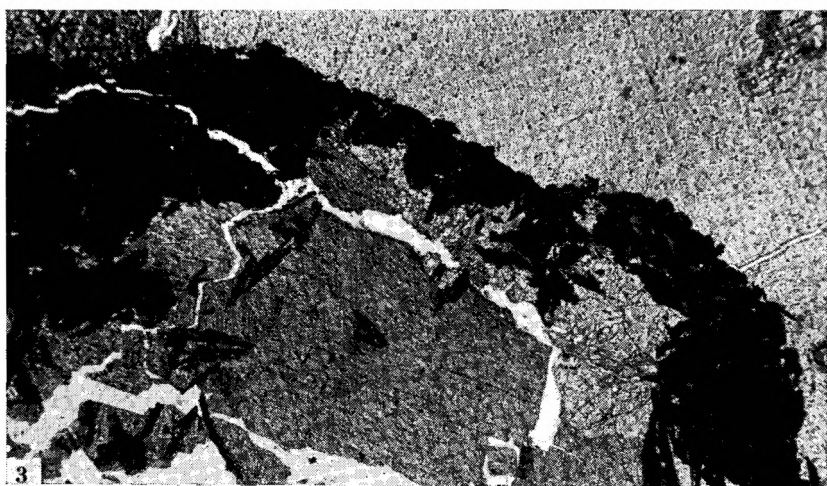
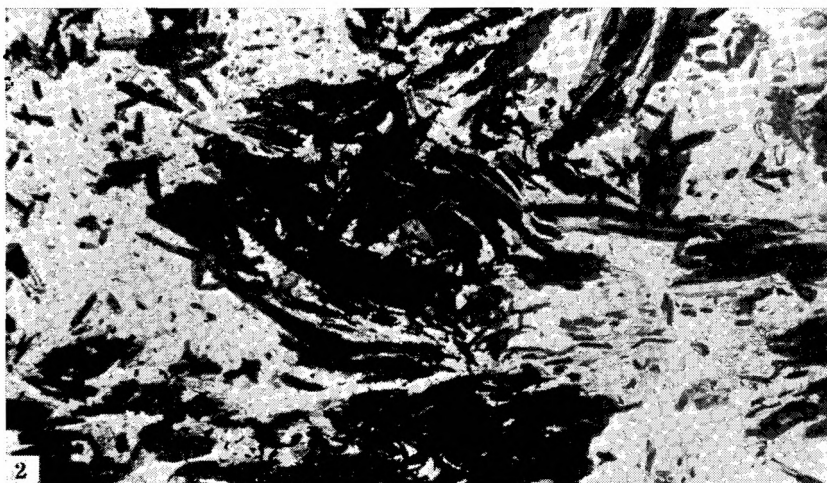
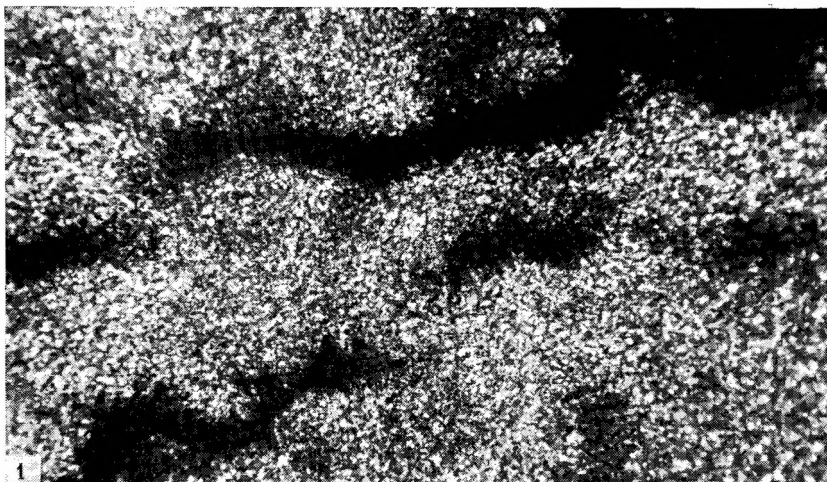


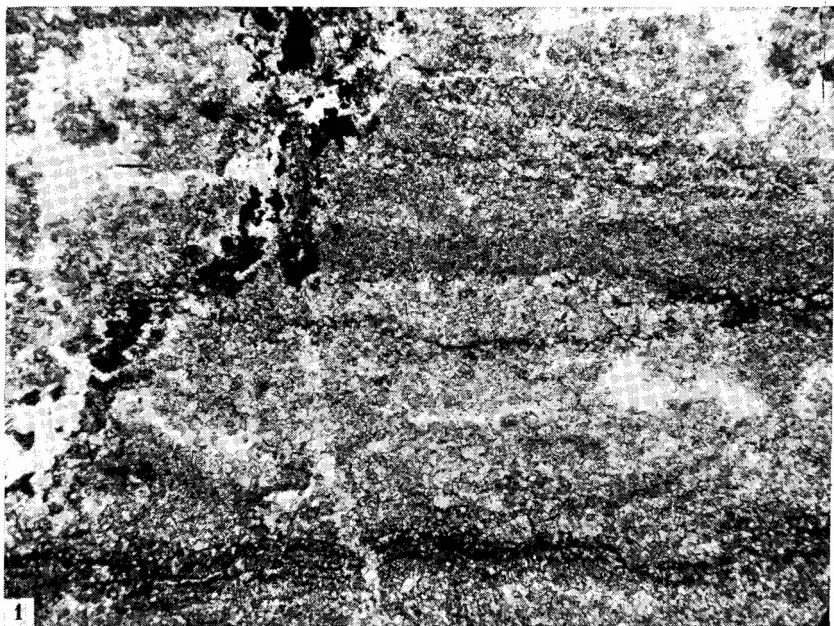


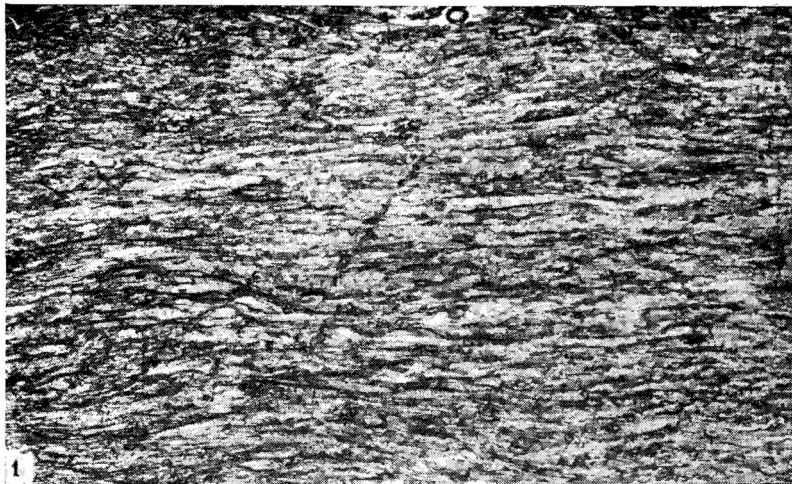


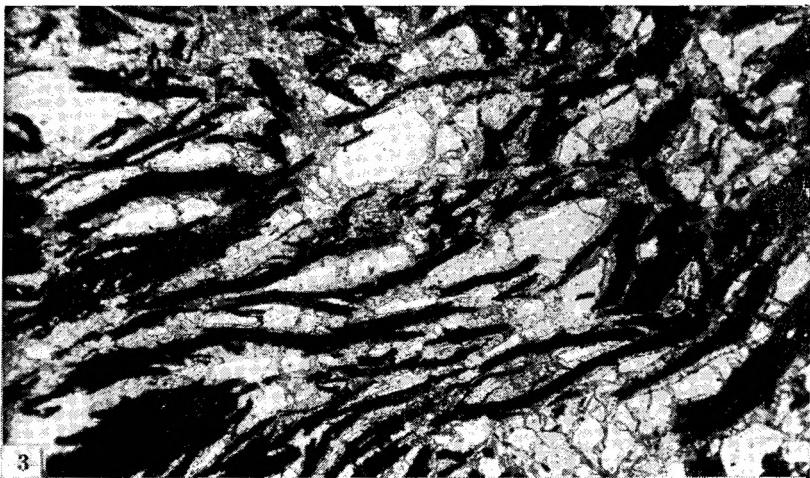
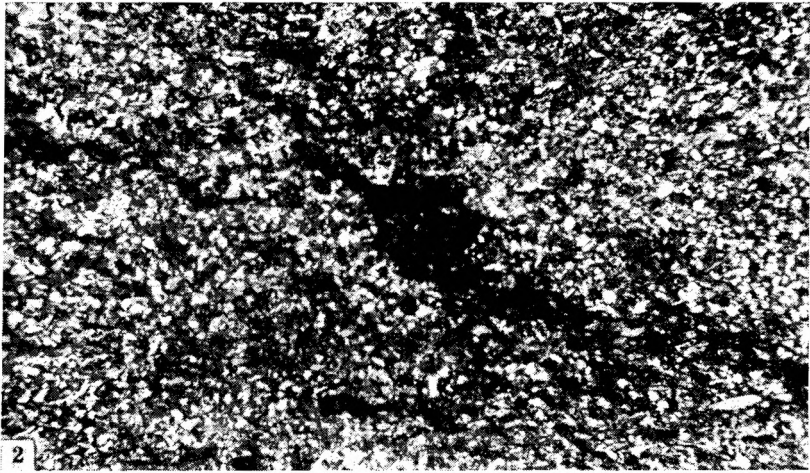
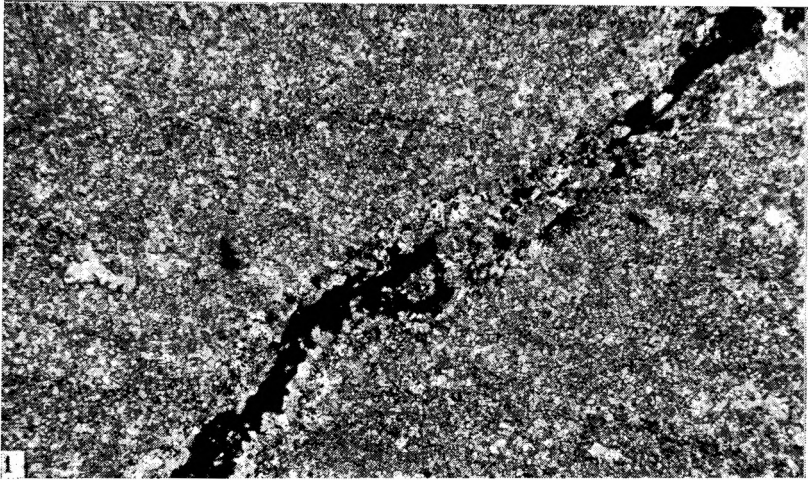


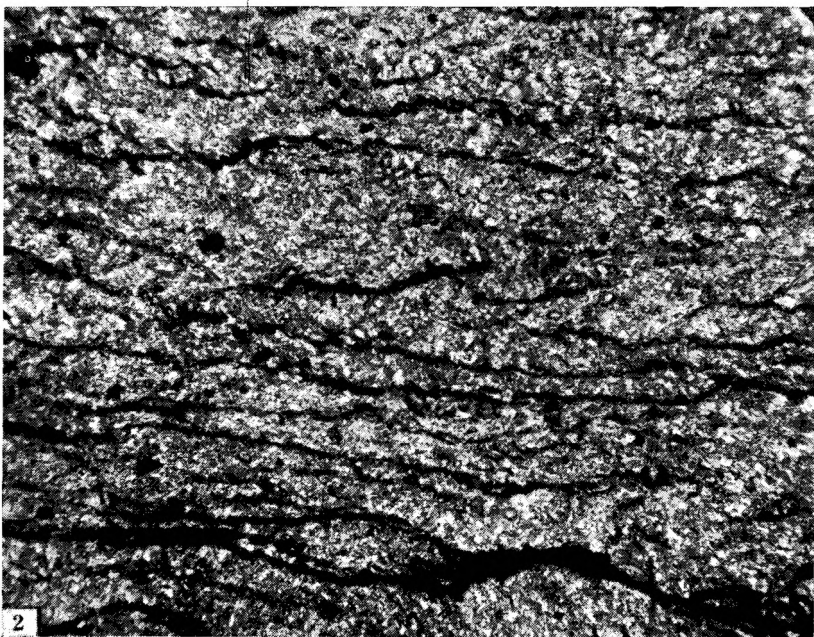
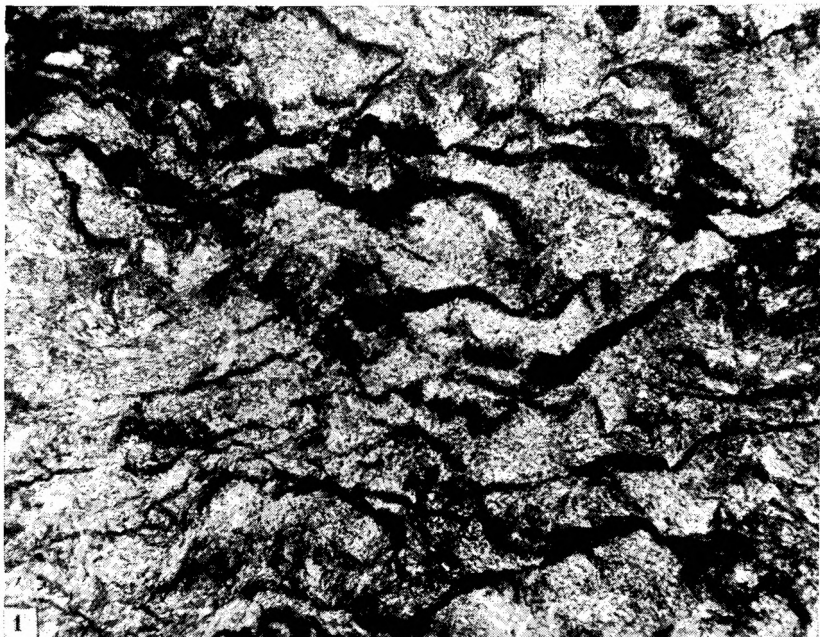


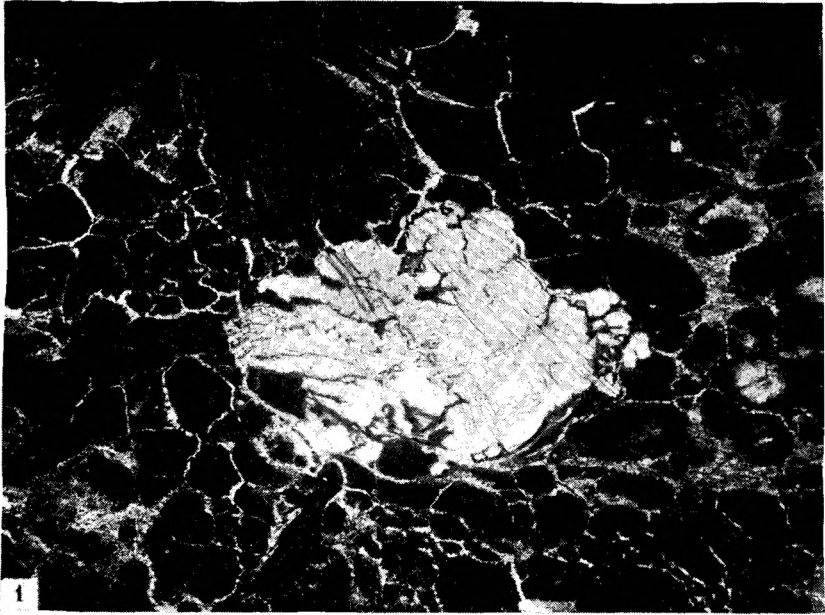


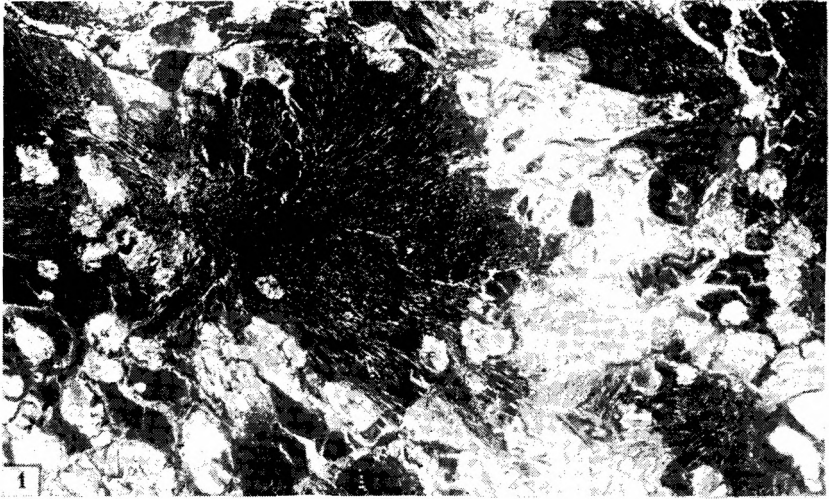




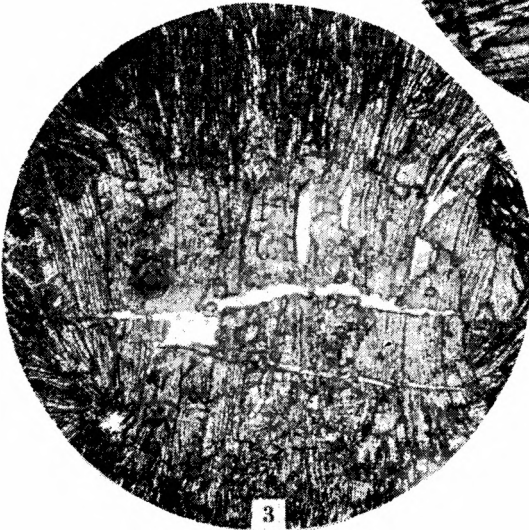


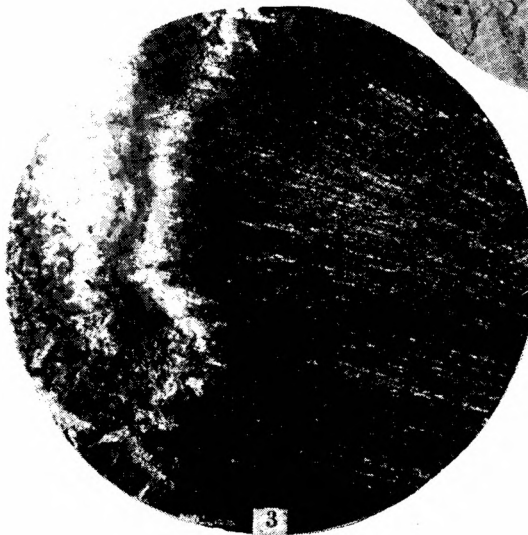
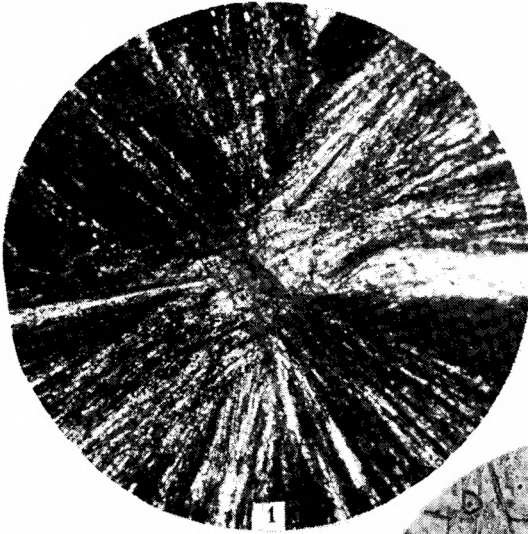


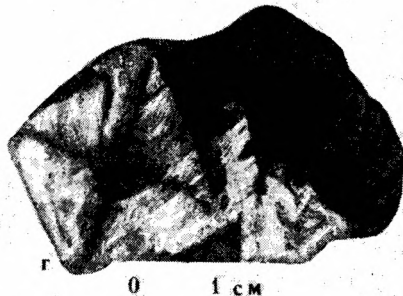
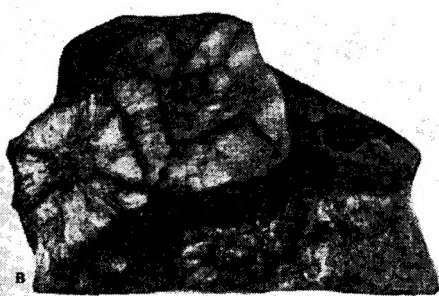
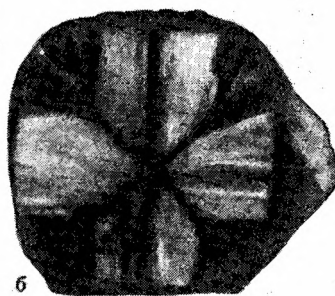
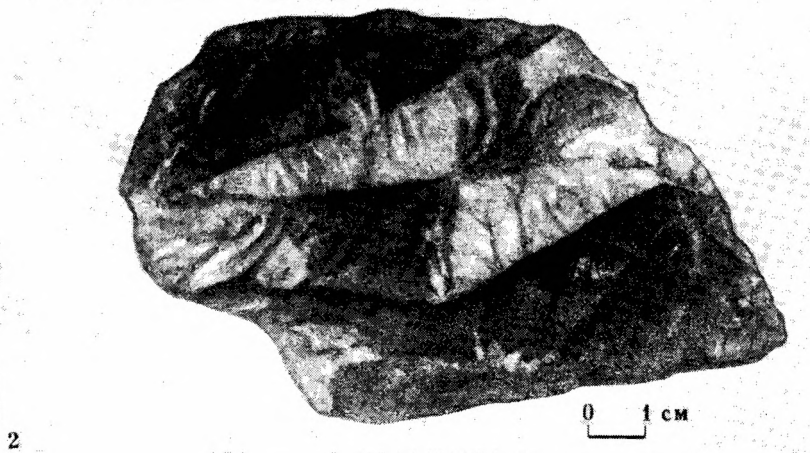
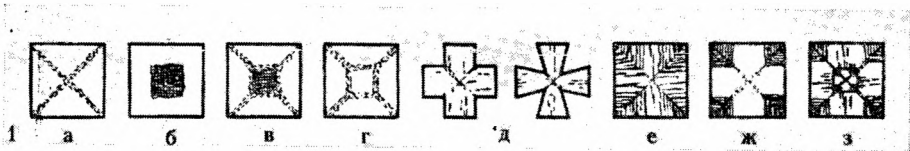




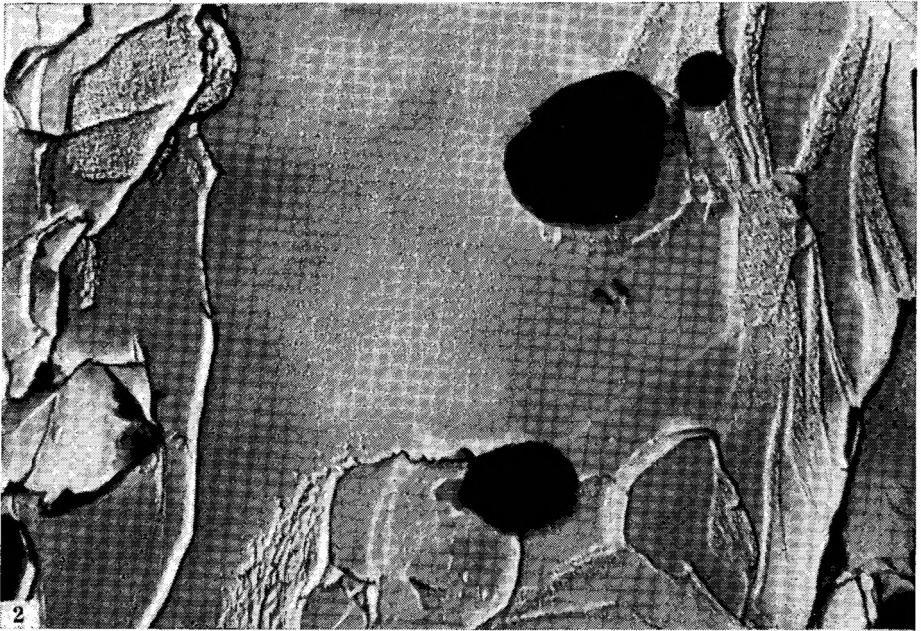
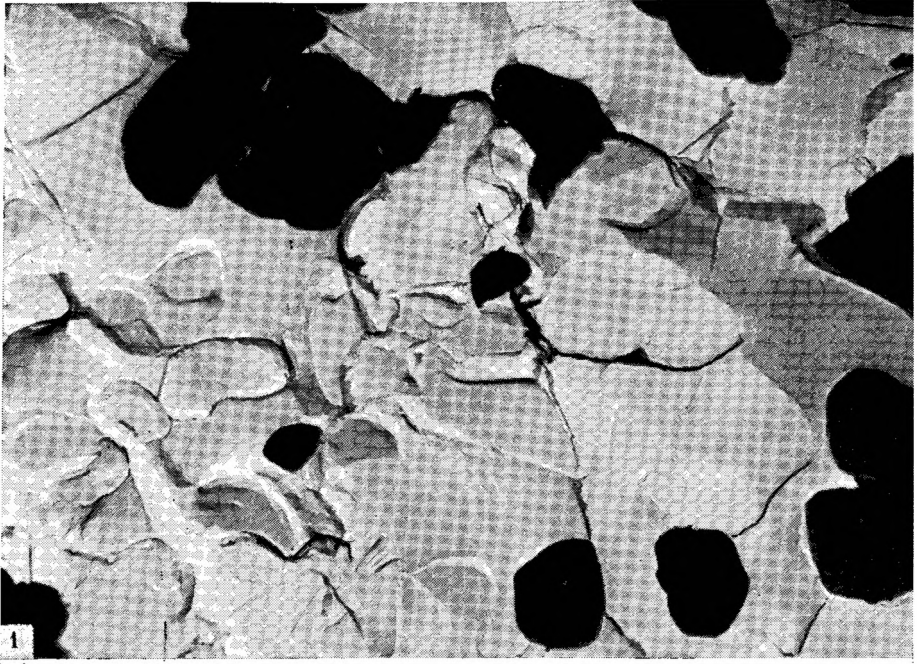
•
3

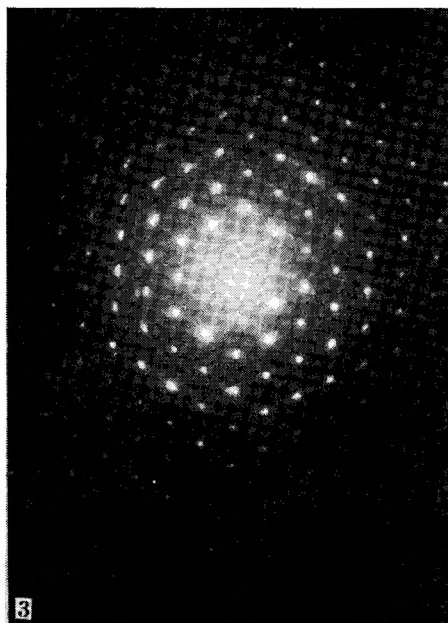
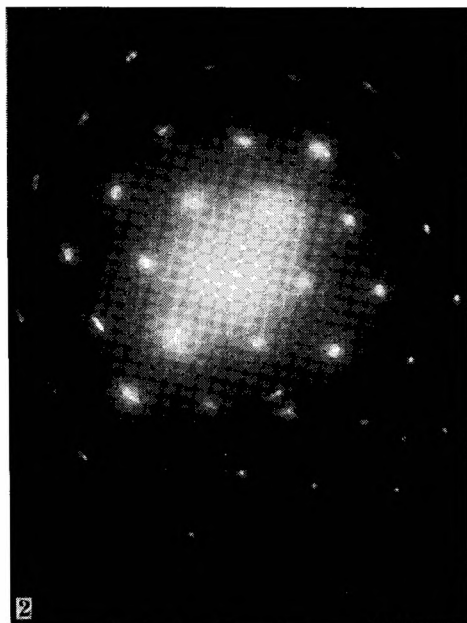
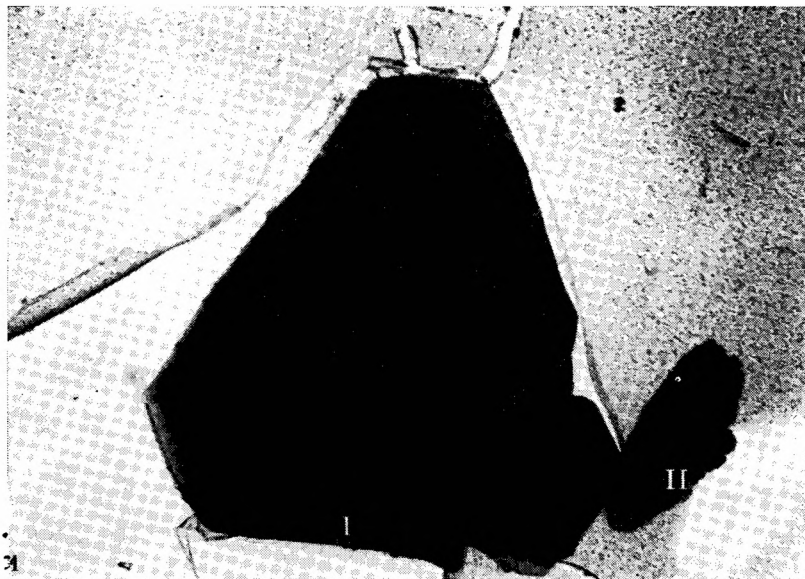


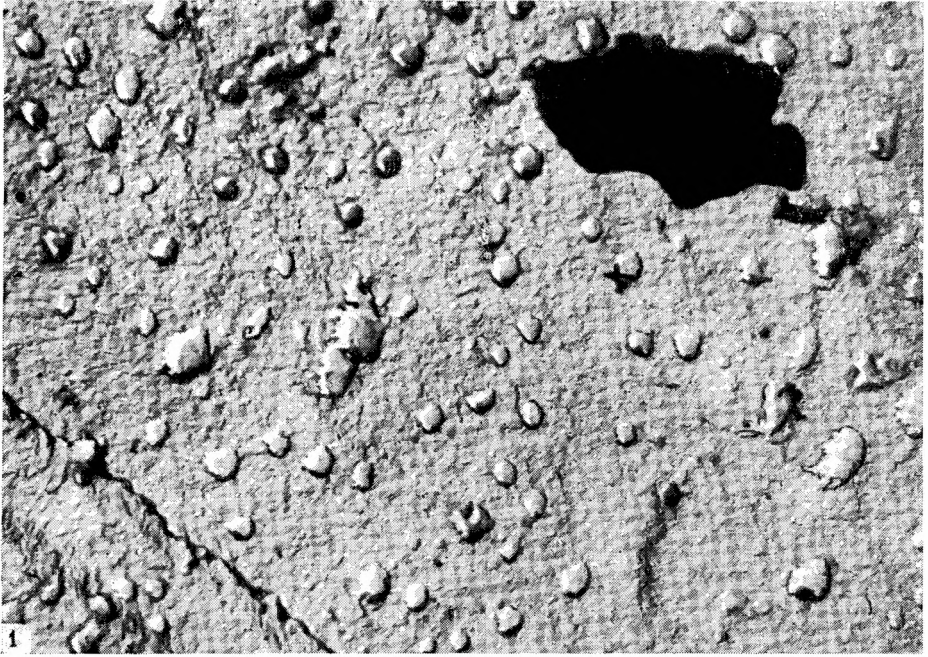




3







ОГЛАВЛЕНИЕ

	Введение	5
Глава I.	Углеродистые и углеродсодержащие породы в докембрии (краткий обзор распространённости)	7
	Территория СССР	8
	Зарубежные страны	17
Глава II.	Геологическая, литолого-петрографическая и химическая характеристика исследованных углеродсодержащих пород докембрия . .	25
	Клианитовые сланцы комплекса кейв (Кольский полуостров) . . .	26
	Шунгиты и шунгитовые породы Заонежья (Карелия)	35
	Графитсодержащие сланцы криворожской серии (Украинский кристаллический щит)	42
	Графитовые гнейсы Приазовского кристаллического массива . .	46
	Углеродсодержащие породы докембрия других районов СССР	51
	Графитсодержащие гранулиты гранулитового комплекса (Кольский полуостров)	51
	Углеродсодержащие кварциты свиты имандра-варзуга Риж-Губы (Кольский полуостров)	52
	Графитсодержащие гнейсы курской серии Воронежского выступа	53
	Графитовые сульфидсодержащие слюдяные сланцы и карбонатные породы зерендинской серии Кокчетавского массива (Казахстан)	53
	Углистые сланцы шунтарской свиты (Енисейский край) . . .	55
	Углеродсодержащие породы Прибайкалья	55
	Углистые сланцы гарганского комплекса (Восточный Саян) .	56
	Углеродсодержащие породы алданского комплекса и Тукурингро-Джагдинской зоны (Восточная Сибирь)	56
	Глава III.	Морфогенетические типы проявлений углеродистого вещества в осадочно-метаморфических породах докембрия
Морфогенетические типы проявлений углеродистого вещества . .		59
Электронно-микроскопическое исследование проявлений углеродистого вещества		62
Глава IV.	Распространённость свободного углерода в осадочно-метаморфических породах докембрия	67
Глава V.	Углеводороды и другие органические вещества в осадочно-метаморфических породах докембрия	73
	Краткий обзор данных по нахождению углеводородов и других органических веществ в осадочно-метаморфических породах докембрия	74
	Новые данные по нахождению углеводородов в осадочно-метаморфических породах докембрия	77
Глава VI.	Изотопия углерода углеродистых проявлений в осадочно-метаморфических породах докембрия	94
	Краткий обзор данных по изотопии углерода углеродистых проявлений и их природе.	96
	Методика определения изотопного состава углерода углеродистого вещества	98
	Основные выводы	101
	Литература	104
	Таблицы I—XXII и объяснения к ним	113

CONTENTS

	Introduction	5
Chapter I.	Carbonaceous and carbon-bearing rocks in the Precambrian (a brief review of distribution)	7
	The territory USSR	8
	Foreign countries	17
Chapter II.	Geological, litholoqo-petrological and chemical characteristics of the studied carbon-bearing Precambrian rocks	25
	Cianitic schists of the kiev complex (the Kola Peninsula)	26
	Schungite and schungitic rocks of the Zaonezhje (Karelia)	35
	Graphite-bearing schists of the Krivoi Rog series (Ukrainian Crystalline Schield)	42
	Graphitic gneisses of the Azov crystalline rock massif	46
	Precambrian carbon-bearing rocks in other areas of the USSR	51
	Graphite-bearing granulites of the granulitic complex (the Kola Peninsula)	51
	Carbon-bearing quartzite of the Rizh-guba bay, the Imandra-Varzuga suite (the Kola Peninsula)	52
	Graphite-bearing gneisses of the Kursk series in the Voronezh massif	53
	Graphitic sulphide-bearing micaceous schists and carbonate rocks of the Zerendin series of the Kokchetav massif (Kazakhstan)	53
	Coaly slates of the Shuntarian suite (the Yenissei ridge)	55
	Carbon-bearing rocks of the Prebaikalian	55
	Coaly shales of the Gargan complex (the East Sayany)	56
	Carbon-bearing rocks of the Aldan complex and the Tukuring-ro-Dzhagdinian zone (East Siberia)	56
Chapter III.	Morphological types of manifestation of the carbonaceous matter in Precambrian sedimentary-metamorphic rocks	58
	Morphogenetic manifestation types of the carbonaceous matter	59
	Electron microscopic investigation of carbonaceous matter	62
Chapter IV.	Distribution of free carbon in Precambrian sedimentary-metamorphic rocks	67
Chapter V.	Hydrocarbons and other organic matter in Precambrian sedimentary-metamorphic rocks	73
	A brief review of the data on presence of hydrocarbons and other organic matter in Precambrian sedimentary-metamorphic rocks	74
	Presentation, analysis and discussion of the data on presence of hydrocarbons in Precambrian sedimentary-metamorphic rocks	77
Chapter VI.	Carbon isotopy of carbonaceous manifestations in Precambrian sedimentary-metamorphic rocks.	94
	A brief review of the data on carbon isotopy of carbonaceous manifestation and their nature	96
	Methods of determination of carbon isotopic composition in carbonaceous matter. Discussion of results	98
	Conclusions	101
	Bibliography	104
	Tables I—XXII and explications to them	113

*Светлана Александровна Сидоренко,
Александр Васильевич Сидоренко*

**Органическое вещество
в осадочно-метаморфических породах докембрия**

*Утверждено к печати
ордена Трудового Красного Знамени Геологическим институтом АН СССР*

Редактор издательства *Н. М. Митяшова*. Художественный редактор *В. А. Чернецов*.
Художник *О. С. Шапцевский*. Технический редактор *Н. Н. Плохова*

Сдано в набор 25/X 1974 г. Подписано к печати 14/II 1975 г.
Формат 70×108^{1/16}. Бумага гознак. Усл. печ. л. 12,6. Уч.-изд. л. 12,0.
Тираж 2500. Т-02137. Тип. зак. 1311. Цена 1 р. 11 к.

Издательство «Наука». 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука». 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10