

МЕТАЛЛОГЕНИЯ
ОСАДОЧНЫХ
И ОСАДОЧНО-
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ
ПОРОД

АКАДЕМИЯ НАУК
СССР

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ
СССР

ЛАБОРАТОРИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

553.3+552.5

МЕТАЛЛОГЕНИЯ
ОСАДОЧНЫХ
И ОСАДОЧНО-
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ
ПОРОД

087



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1973



Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород, вып. 8. Изд-во "Наука", 1973.

Сборник, подготовленный к печати Лабораторией осадочных полезных ископаемых, посвящен широкому кругу вопросов металлогении осадочных и осадочно-метаморфических толщ.

В статьях излагаются результаты опыта литолого-формационного анализа метаморфических толщ докембрия ряда районов СССР, исследуются причины парагенезиса бокситоносной и угленосной фаций карбона Подмосковья, устанавливается фациальная принадлежность марганцевых руд Зеравшанского хребта, рассматриваются закономерности распределения алмазов в районе бассейна Виллой, фосфатоносных минералов в фосфоритовых толщах некоторых районов страны. В ряде статей приводятся результаты геохимических исследований условий накопления редкоземельных элементов в метаморфических и осадочных породах.

Ответственный редактор

член-корр. АН СССР

Л.В.Пустовалов

Редколлегия:

А.А.Арсеньев, Е.М.Грибов, Д.Л.Мозесон,
С.В.Левченко, А.Н.Соловкин, А.В.Тьжнов,
В.К.Чайковский

Формационная характеристика кольской серии гнейсов в числе других докембрийских образований северо-западной части Кольского полуострова впервые была дана С.И.Макиевским и К.А.Николаевой (1967 г.). В основу своих исследований указанные авторы положили методы регионального структурно-тектонического анализа. В настоящей статье излагаются результаты исследований гнейсовых толщ кольской серии методами литолого-формационного анализа.

Исследования проводились в северо-западной части Кольского полуострова (рис.1); в долине р. Титовка (профиль I), в междуречье Титовка- Западная Лица (профиль II), в долине р. Западная Лица (профили III, IV), на побережье оз. Няляяр (профиль V), в районе Кольского залива (профиль VI), в долине р. Тулома (профили VIII-X), - всего на протяжении 100 км по линии простираня пород.

В структурном плане породы образуют линейно-вытянутые участки, ориентированные с северо-запада на юго-восток, и приурочены к структурам второго, третьего и более высоких порядков, которые осложняют Кольско-Кейвскую синклинорную зону.

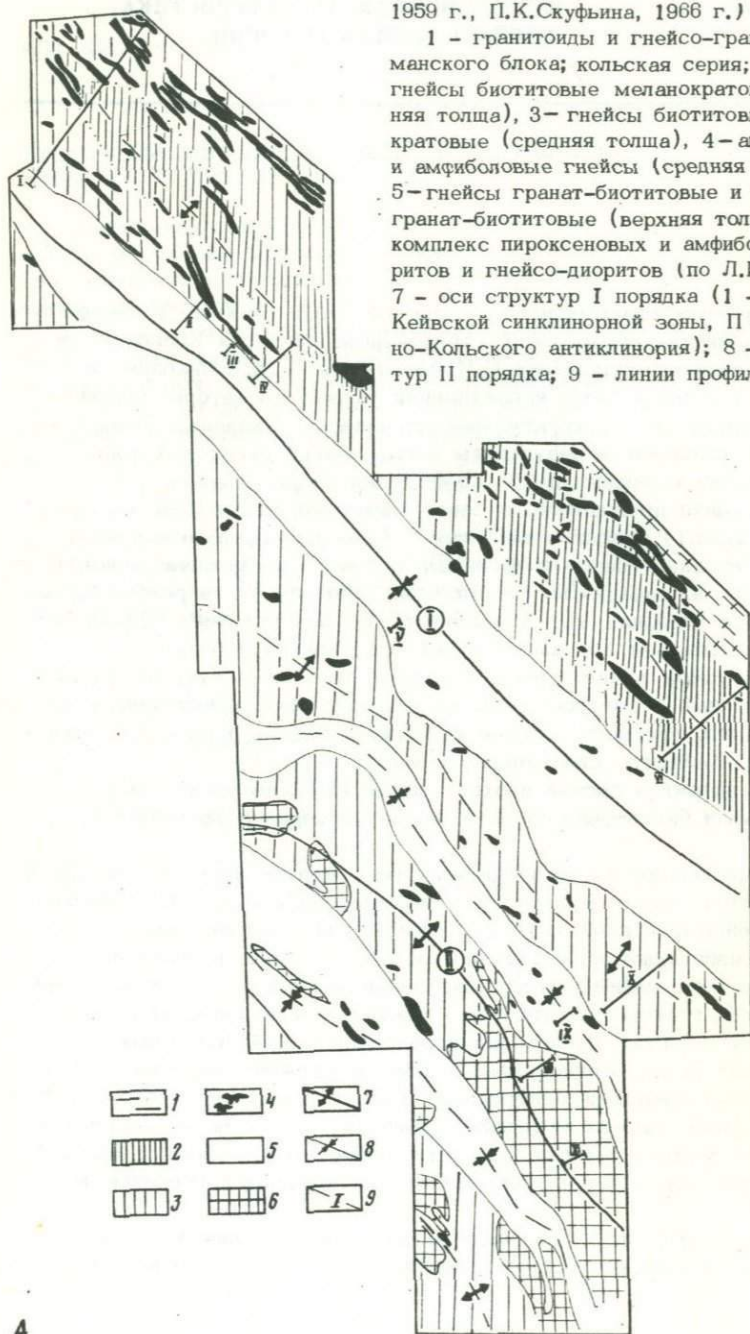
Породы входят в состав верхней толщи глиноземистых гнейсов и средней толщи биотитовых гнейсов кольской серии в трехчленном ее делении.

Основные породы толщи глиноземистых гнейсов представлены биотитовыми гнейсами с зернами граната и силлиманита, гранат-биотитовыми гнейсами и гнейсами силлиманит-гранат-биотитовыми. В низах толщи наблюдаются биотитовые гнейсы, а также небольшие линзообразные тела амфиболитов и амфиболовых гнейсов. По текстурным особенностям гнейсы разделяются на массивные и полосчатые разновидности. Полосчатость обусловлена чередованием лейкократовых и меланократовых полос. Лейкократовые полосы сложены породами, обедненными темноцветными минералами (гранат, силлиманит, биотит); в меланократовых полосах содержание данных минералов повышено. Помимо этого меланократовые разновидности отличаются несколько большей размерностью породообразующих минералов и большей степенью мигматизации.

В районе профиля I основные разрезы толщи глиноземистых гнейсов расположены по линии профиля на протяжении 7,5 км со сле-

Рис.1. Схема распространения основных типов пород кольской серии (по материалам В.А.Поповой, 1952 г., С.А.Дюкова, 1954 г., В.С.Богдановой, 1954 г., Л.И.Ивановой, 1959 г., П.К.Скуфына, 1966 г.)

1 - гранитоиды и гнейсо-граниты Мурманского блока; кольская серия; 2 - гнейсы биотитовые меланократовые (нижняя толща), 3 - гнейсы биотитовые лейкократовые (средняя толща), 4 - амфиболиты и амфиболовые гнейсы (средняя толща), 5 - гнейсы гранат-биотитовые и силлиманит-гранат-биотитовые (верхняя толща); 6 - комплекс пироксеновых и амфиболовых диоритов и гнейсо-диоритов (по Л.И.Ивановой); 7 - оси структур I порядка (1 - Кольско-Кейвской синклирной зоны, П - Центрально-Кольского антиклинория); 8 - оси структур II порядка; 9 - линии профилей



дующими интервалами: А - 0,1 км, Б, В - 0,5 км, Г - 2,0 км, Д - 0 км, Е - 4,0 км. Породы подвержены воздействию лишь пликативной складчатости, замеры элементов которой позволяют провести указанное стратиграфическое сопоставление (рис. 2,3).

Разрез Г, занимающий наиболее низкий стратиграфический уровень, в нижней половине сложен биотитовыми гнейсами, не содержащими глиноземистых минералов, В гнейсах выделяются массивные и полосчатые разности, которые чередуются между собой, образуя прослой мощностью в 15-30-40 м.

Верхнюю часть разреза слагают гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы с зернами граната. Гранат-биотитовые гнейсы представлены массивными и полосчатыми разностями. Мощности прослоев массивных гнейсов от 1 до 4 м, полосчатых - от 2 до 10 м. Заканчивают разрез биотитовые мелко- и крупнопосчатые гнейсы с зернами граната толщиной полос от 0,2 до 1 м.

Расположенный в 2 км к северо-западу разрез Д сложен аналогичными по составу биотитовыми гнейсами с зернами глиноземистых минералов. Но наблюдаемая здесь в 50 метровом интервале полосчатость имеет иной характер: здесь не отмечается мелкой, измеряемой несколькими сантиметрами полосчатости, и разрез сложен крупными (1-8 м) чередующимися массивными лейко- и меланократовыми гнейсами.

Аналогичное строение имеет и разрез Е. На протяжении 60 м его мощности наблюдается переслаивание массивных лейко- и меланократовых гнейсов мощностью 0,5-2; 0-4,0 м.

Разрез Л начинается полосчатыми биотитовыми гнейсами. Выше по разрезу, на протяжении 65-70 м, наблюдается чередование массивных и полосчатых глиноземистых гнейсов. Данная часть разреза имеет пакетобразное строение, выраженное в довольно равномерной и постепенной смене пачек мелкополосчатых гнейсов гнейсами массивными. Причем к верхам интервала мощность прослоев увеличивается от 9 до 20 м. В этом же направлении увеличивается и количество глиноземистых минералов в породах. Остальная часть разреза сложена мелкополосчатыми биотитовыми гнейсами, на которых залегают массивные биотитовые гнейсы с редкими зернами гранатов. Отметим, что разрез Л находится в основании толщи глиноземистых гнейсов.

В юго-западной части рассматриваемого профиля, в разрезе В, мощностью 120 м, наблюдалось чередование биотитовых гнейсов с зернами граната и гнейсов гранат-биотитовых, массивных и полосчатых. Нижние 15 м разреза сложены полосчатыми гранат-биотитовыми гнейсами с зернами силлиманита. Этот интервал хорошо коррелируется с нижним интервалом разреза Б. Нижняя половина интервала сложена мелкополосчатыми разностями гнейсов, толщиной полос в 1-3-5, реже - 15 см, верхняя - представлена массивными, непосчатыми гнейсами.

Разрез Б, мощностью 660 м, представлен чередующимися биотитовыми гнейсами с зернами граната и силлиманита и гнейсами гранат-биотитовыми, массивными и полосчатыми. Небольшими прослоями в раз-

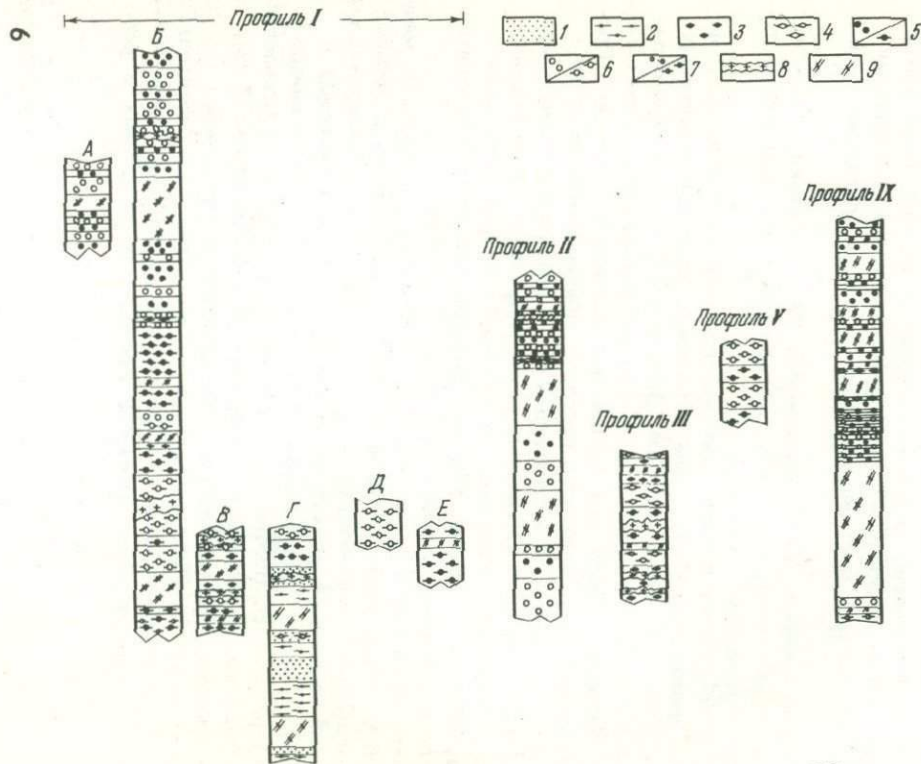


Рис. 2. Схема стратиграфического сопоставления разрезов толщи глиноземистых гнейсов

1 - гнейсы биотитовые с однородной текстурой; 2 - гнейсы биотитовые полосчатые; 3 - амфиболиты; 4 - амфиболитовые гнейсы; 5 - биотитовые гнейсы с гранатом: а) неполосчатые, б) полосчатые; 6 - гранат-биотитовые гнейсы: а) неполосчатые, б) полосчатые; 7 - силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы: а) неполосчатые, б) полосчатые; 8 - пегматиты; 9 - задернованные участки

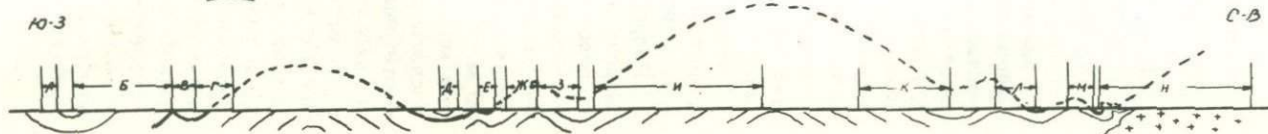


Рис. 3. Схематический разрез профиля I

резе встречаются ставролит-гранат-биотитовые гнейсы с зернами силлиманита.

Мощности прослоев различных петрографических разностей колеблются в пределах от 4 до 80 м. Характер колебания мощностей весьма неравномерен.

Другой характерной чертой разреза является хорошо прослеживаемое уменьшение (исчезновение) мелкополосчатых текстурных разностей гнейсов при движении к верхам разреза.

Разрез А, хорошо коррелируемый с верхней частью разреза Б, состоит из чередующихся массивных гранат-биотитовых гнейсов и гнейсов биотитовых с зернами граната и силлиманита. Мощности прослоев первых - 5,6; вторых - 13,7, 20, 10 м.

Обнаженность пород в районе профиля II, расположенного в 15 км к юго-востоку, не позволила провести непрерывных наблюдений по всей мощности толщи. Можно лишь сказать, что в целом мощность толщи гнейсов здесь сопоставима с аналогичной района профиля I. Более подробно в данном районе можно говорить о строении верхней части толщи, разрез которой в структурно-тектоническом плане приурочен к осевой части синклинали второго порядка.

Нижняя часть разреза хорошо сопоставляется с верхами разреза А и имеет с ним сходство в петрографическом составе пород (биотитовые гнейсы с гранатом и силлиманитом и гранат-биотитовые гнейсы с силлиманитом), в их текстурных особенностях (массивные, лишенные мелкой полосчатости разности) и в характере колебания мощностей прослоев. Разница лишь в том, что если в разрезе Б мощности прослоев гнейсов измеряются 5-10-20-25 м, то здесь их мощность равна 20-40 м.

В верхней части разреза наблюдается увеличение гиперглиноземистых (силлиманит-гранат-биотитовых) гнейсов. Изменяются и мощности прослоев, измеряемые здесь 3-5-10 м.

Биотитовые гнейсы с примесью глиноземистых минералов составляют около 40% мощности данной части разреза, гранат-биотитовые - 20%, силлиманит-гранат-биотитовые - 30% (10% разреза задерновано).

В 5 км юго-восточнее, в районе профиля III, глиноземистые гнейсы образуют слой, залегающий среди амфибол-биотитовых гнейсов и амфиболитов. Согласно нашим наблюдениям, а также построениям В.С. Богдановой, проводившей здесь детальное геологическое картирование, в стратиграфическом отношении данный разрез освещает строение основания толщи глиноземистых гнейсов. Разрез мощностью 165 м представлен амфиболитами, амфибол-биотитовыми гнейсами с гранатом и гранат-биотитовыми гнейсами. Гранат-биотитовые гнейсы мощностью 40 м залегают в средней части разреза. Данный интервал имеет "пакетообразное" строение, выраженное в частом чередовании мелкополосчатых и массивных текстурных разностей гнейсов. Мощности "пакетов" от 2 до 4 м.

Мощности массивных разностей к верхам интервала увеличиваются от 0,8 до 1,6 м. Переход от мелкополосчатых разностей к разностям

массивным внутри "пакетов" постепенный, выраженный в увеличении мощности полос от 1-3 до 15-30 см.

Отметим, что аналогичное строение толщи мы наблюдали в нижних частях разрезов В и Л.

На северо-восточном побережье оз. Няляяр (профиль V) в разрезе наблюдается чередование мелкополосчатых гранит-биотитовых гнейсов и мелкополосчатых биотитовых гнейсов с зернами граната и силлиманита. В биотитовых гнейсах толщина меланократовых полос от 1 до 10 см, лейкократовых - от 0,3 до 1,5 м. Толщина полос лейкократовых в гранат-биотитовых гнейсах от 15 до 50 см, меланократовых - от 10 до 15 см. Мощности прослоев данных гнейсов измеряются 20-30 м.

В районе среднего течения р. Туломы породы глиноземистой толщи наблюдаются в отдельных обнажениях, расположенных на линиях профилей IX и X. Обнаженность данной части района не позволила построить непрерывного разреза и составить представление о характере чередования пород по всей мощности толщи в целом. По небольшим выходам пород нижних горизонтов толщи можно сказать, что в ее строении принимают участие гранат-биотитовые гнейсы мелкополосчатые и массивные. Массивные гнейсы слагают прослои, мощностями от 0,1 до 1,0 м; мощности прослоев мелкополосчатых гнейсов от 0,20 до 1,5 м. Чередование данных разностей наблюдалось в 300-метровом разрезе по отдельным, разрозненным задернованным участкам интервалам, мощностями в 5-10-15 м.

Более полное представление о характере строения верхних горизонтов толщи можно составить по разрезам профиля IX, расположенным в синклиальной структуре. Здесь толща сложена силлиманит-гранат-биотитовыми, гранат-биотитовыми и биотитовыми с гранатом гнейсами, аналогичными гнейсам района профиля II.

В разрезе отмечается два основных порядка мощностей: первый, измеряемый несколькими метрами и наблюдаемый в нижних частях разреза, и второй, измеряемый 10-15 и более метрами, характерный для верхов разреза. Можно отметить и третий порядок мощностей, измеряемый сантиметрами (мелкополосчатые гнейсы), однако слагаемые данными гнейсами интервалы весьма значительны по мощности (около метра) и наблюдаются крайне редко (в трех случаях).

Другой особенностью разреза является неравномерность соотношений гиперглиноземистых, глиноземистых и обедненных глиноземом гнейсов. При общем преобладании силлиманит-гранат-биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов над гнейсами биотитовыми с зернами глиноземистых минералов, в верхней части разреза отмечается существенное преобладание гиперглиноземистых гнейсов (соотношение суммы мощностей, образуемых различными петрографическими разностями, в порядке уменьшения глиноземистой составляющей равно 50:13:21 м. В нижней же части разреза доминирующей разностью являются глиноземистые гнейсы (отмеченное выше соотношение выражается порядком 16:30:23 м).

Таково строение толщи глиноземистых гнейсов в рассмотренных разрезах.

Подводя итог всему вышеизложенному, отметим следующее. Характерной особенностью слагающих толщу глиноземистых гнейсов пород является полосчатость. Полосчатость прослеживается как по простиранию, так и вкрест простирания, являясь для определенных интервалов толщи постоянным свойством пород.

Толщина полосчатости варьирует в довольно широких пределах — от долей сантиметров до нескольких метров; в основном же толщина полос измеряется 5-10-20 и 30-40-50 см.

Мощность полосчатости непостоянна. Наблюдается довольно постепенное частное изменение толщи полос при движении по разрезам толщи. Изменение мощности полос отмечается и при движении вкрест простирания пород.

Полосчатые текстуры характерны для пород нижней части толщи.

В разрезах верхней части полосчатые породы встречаются редко, и эта часть толщи практически сложена массивными, неполосчатыми гнейсами.

В зонах тектонических напряжений полосчатость деформируется, однако в целом породы сохраняют свой текстурный облик. При деформациях образуются микроскладки, плейчатость, с концентрацией темноцветных минералов в замковых частях микроскладок и увеличением здесь толщины меланократовых полос при сохранении толщины полос лейкократовых. Аналогичные примеры, как известно, демонстрируются в качестве иллюстраций результата воздействия метаморфической дифференциации на первично-слоистые песчано-глинистые образования (Елисеев, 1963).

В мигматизированных полосчатых гнейсах мелкие субпараллельные прожилки кварц-полевошпатового состава отмечаются как в лейкократовых, так и в меланократовых полосах, однако значительно большее их количество приурочено к последним. Подобное явление уже отмечалось в исследованиях глубоко метаморфизованных пород и объяснялось большей неоднородностью их протосубстрата (Николаев, 1957). Сам механизм неравномерной мигматизации объясняется тем, что в силу большей минералогической и гранулометрической разнородности и меньшей механической прочности протосубстрат при динамометаморфизме в большей степени утрачивал монолитность и становился более проницаемым.

Хорошо выделяются в полосчатых текстурах и последствия милонитизации, выраженные обычно в образовании очковых ("глазковых") текстур.

Таким образом, явления деформации, мигматизации и милонитизации, наблюдаемые в полосчатых гнейсах, четко фиксируются в породах и их результаты отличны от рассматриваемой полосчатости. В силу этого нельзя объяснить природу полосчатости воздействием указанных факторов.

Малодопустимым представляется нам объяснение природы полосчатости воздействием метаморфической дифференциации. Последняя, несомненно, имела существенное значение в преобразовании первичного облика пород. Этим объясняется образование порфиروبластов граната, развитие крупнозернистых пород из исходного мелкозернистого материала, частичная, сугубо локальная трансформация первичных структур.

Однако трудно объяснить метаморфической дифференциацией все отмеченные выше особенности строения и характера изменений полосчатости, прослеживаемые на протяжении нескольких сотен метров по разрезам, по простиранию и вкрест простирания пород. Один факт отсутствия полосчатых текстур в верхах толщи, обогащенных силлиманитом, — минералом, свидетельствующим, как известно, о высокотемпературных фациях метаморфизма, — и сосредоточение мелкой полосчатости в нижележащих, обедненных силлиманитом породах, заставляют искать природу полосчатости гнейсов в особенностях состава и строении их протосубстрата.

На сохранность слоистости седиментогенных образований в виде реликтовых полосчатых текстур указывали в своих исследованиях И.Д.Батиева, И.В.Бельков (1960), Л.П.Бондаренко (1960), Н.Ф.Демидов и К.О.Кратц (1958), М.А.Завалишин (1954), Н.А.Львова (1958), А.В.Сидоренко и О.И.Лунева (1961), Н.Г.Судовиков (1964), А.А.Савельев (1960), Ф.Д.Тернер (1951), Р.Шрок (1950) и др.

Учитывая все особенности строения рассмотренных разрезов, мы также считаем, что наблюдаемая в глиноземистых гнейсах полосчатость является реликтами слоистости, а анализ характера чередований пород толщи следует проводить с позиций седиментогенной геологии.

Анализ сводного разреза толщи глиноземистых гнейсов и диаграммы колебания мощностей (рис. 4) показывают, что всю толщу можно разделить на несколько соизмеримых частей.

В предлагаемом построении отмечается три части: нижняя (1), средняя (2) и верхняя (3).

Кроме соизмеримости все части идентичны по своему строению, выражающемуся в увеличении мощностей прослоев при движении к верхам разреза каждой из них. Так, каждая из выделенных частей толщи начинается прослоями, мощности которых не превышает 10 м. В верхах же разрезов мощности прослоев измеряются от 15 до 70 м.

Общность выделенных частей толщи заключается и в составе слагающих их петрографических разностей. Однако каждой из частей присущи индивидуальные особенности, к которым в первую очередь относятся неравномерные колебания мощностей. Так, в нижней части толщи наблюдаются максимальные мощности прослоев до 60–70 м. Здесь же отмечается наименее упорядоченный характер их колебания.

Другой особенностью данной части толщи является максимальное сосредоточение в ней мелкослоистых текстурных разностей при уменьшении их к верхам разреза.

В средней части толщи максимальная мощность прослоев измеряется от 30 до 40 м. Мелкослоистые породы занимают здесь ограниченно малый объем и разрез сложен массивными неполосчатыми гнейсами.

Максимальная мощность прослоев верхней части толщи обычно не превышает 20 м. Характер колебания мощностей в этой части наиболее упорядоченный, со сравнительно главным увеличением к верхам разреза

Таким образом можно сказать, что при движении по всему наблюдаемому разрезу толщи (снизу-вверх) отмечается уменьшение и некоторое "выравнивание" амплитуд колебания мощностей прослоев. Яв-

Рис. 4. Сводный разрез и диаграмма мощностей толщи глиноземистых гнейсов

1 - силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы; 2 - гранат-биотитовые гнейсы; 3 - биотитовые гнейсы с гранатом и силлиманитом

ление это, однако, носит не постепенный характер, а ритмообразный, выраженный в неоднократной смене амплитуд различной величины.

Анализ общего изменения петрографического состава пород по всему разрезу толщи показывает, что на фоне общей унаследованной повторяемости состава, выраженной в ритмичном чередовании различно глиноземистых гнейсов, соотношение петрографических разностей к верхам толщи меняется в сторону увеличения гиперглиноземистых пород.

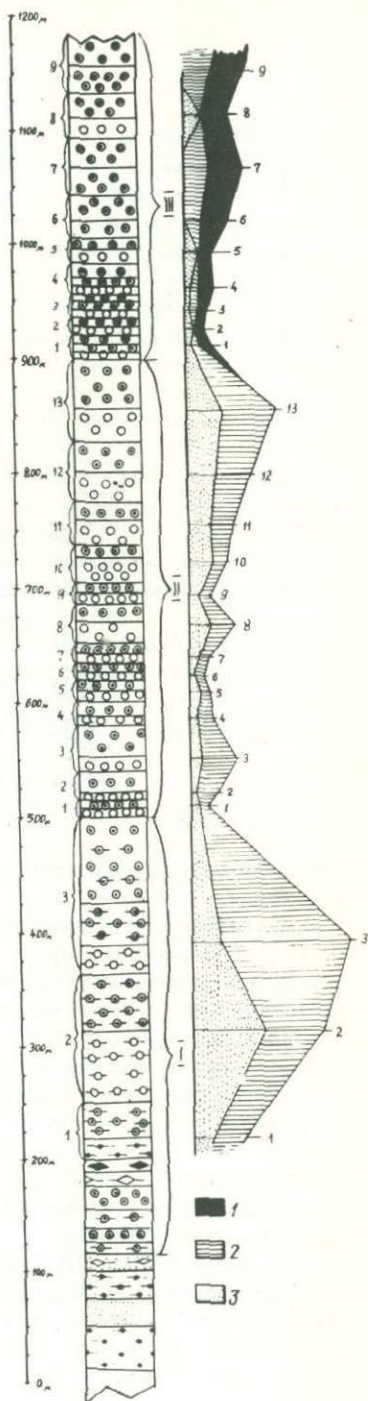
Видимая мощность рассмотренного разреза толщи составляет по нашим наблюдениям 1000-1200 м.

Основными, слагающими нижележащую толщу, породами являются биотитовые гнейсы, среди которых выделяются однородно- и мелкозернистые разности и разности крупно- и среднезернистые (неоднороднозернистые). Мелкозернистые гнейсы представлены главным образом неполосчатыми, массивными текстурными разностями; в неравномернозернистых гнейсах наблюдаются полосчатые и массивные текстуры.

Значительное место в строении толщи занимают амфиболиты и амфиболовые гнейсы, образующие согласно залегающие линзообразные тела.

Глиноземистые гнейсы, по нашим наблюдениям, в рассматриваемой толще встречаются весьма редко.

В районе профиля I толща биотитовых гнейсов наблюдается в разрезах Г, Ж, З, И, К, Л, М и Н.



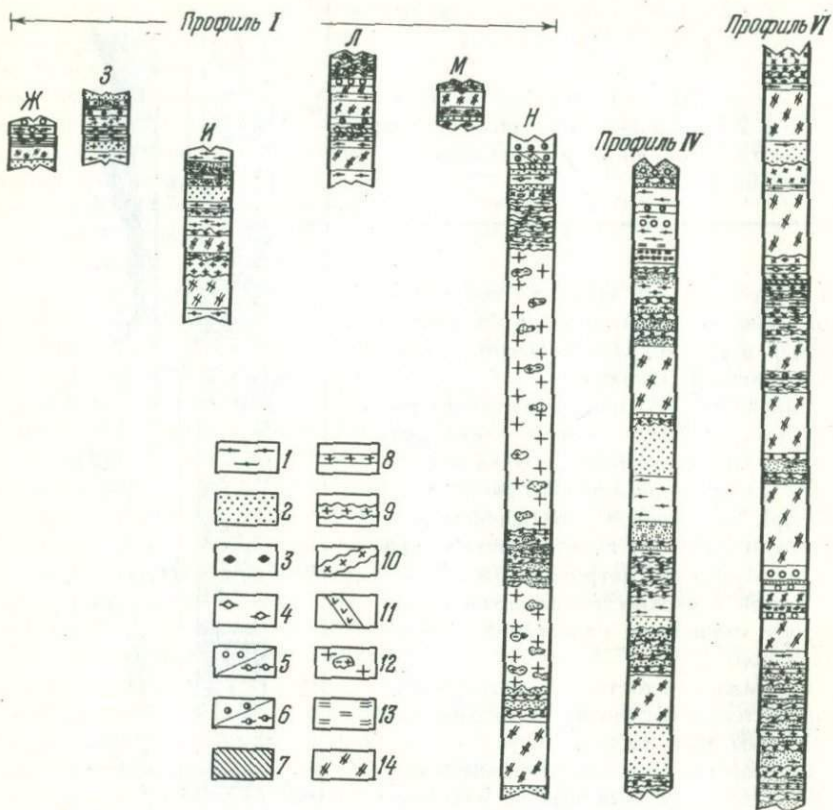


Рис.5. Схема стратиграфического сопоставления разрезов толщи биотитовых гнейсов

1 - гнейсы биотитовые полосчатые; 2 - гнейсы биотитовые массивные; 3 - амфиболиты; 4 - амфиболовые гнейсы; 5 - биотитовые гнейсы с гранатом: а) неполосчатые, б) полосчатые, 6 - гранат-биотитовые гнейсы: а) неполосчатые, б) полосчатые; 7 - магнетитовые сланцы и кварциты; 8 - лептиты (?); 9 - граниты; 10 - пегматиты; 11 - дайки диабазовые; 12 - ксенолиты гнейсо-гранитов; 13 - кристаллические сланцы тонкозернистые биотитовые; 14 - задернованные участки

Разрез Г уже рассматривался нами при анализе строения толщи глиноземистых гнейсов.

В разрезе Ж (рис.5) нижние 7 м сложены гнейсами биотитовыми темно-серыми среднезернистыми массивными. Выше по разрезу, после задернованного интервала, на протяжении 50 м мощности, наблюдаются полосчатые биотитовые гнейсы. Полосчатость обусловлена чередованием мелкозернистых лейкократовых и крупно-

и среднезернистых меланократовых разностей, образующих полосы толщиной от нескольких сантиметров до нескольких метров. В нижней части данного интервала наблюдаются полосы толщиной в доли сантиметров.

По мощности преобладают полосы 0,3–0,6; 1,5 м; тонкополосчатые (доли см) разности и двух-, трехметровые чередования наблюдаются гораздо реже.

К верхам рассматриваемого интервала в биотитовых гнейсах появляются зерна граната, и переход к вышележащим массивным биотитовым гнейсам с гранатом можно считать постепенным. Биотитовыми гнейсами с гранатом мощностью 10 м и заканчивается разрез Ж (см.; рис. 5).

Непосредственно на протяжении линии разреза Ж, но на противоположном крыле антиклинальной структуры наблюдается комплекс пород, слагающий разрез З.

Данный разрез начинается 40 м слоем мелкополосчатых биотитовых гнейсов. Размеры полосчатости колеблются от 0,5 до 20–30 см. Выше по разрезу на протяжении 35 м мощности полосчатости в биотитовых гнейсах не наблюдается. В последующей же части разреза отмечаются полосчатые биотитовые гнейсы мощностью 21 м. Данный интервал хорошо коррелируется с нижней частью среднего интервала разреза З. Здесь мы наблюдаем чередование меланократовых и лейкократовых полос мощностью 10–30 см.

Сопоставляя данный интервал с аналогичным разреза З, можно констатировать, что при движении к верхам разреза отмечается увеличение зернистости полос от долей сантиметра до нескольких метров.

Полосчатые гнейсы перекрыты гранито-гнейсами с тонкой вкрапленностью пирита мощностью до 40 м.

Выше в разрезе залегают гнейсы амфибол-биотитовые мощностью до 8 м, инъецированные пегматитовой жилой с ксенолитами (0,2–0,5 м) вмещающих гнейсов.

Заканчивается разрез массивными мелкозернистыми биотитовыми гнейсами видимой мощностью 5 м.

Далее к северо-востоку в разрезе И наблюдается следующий комплекс пород.

Внизу залегают гнейсы биотитовые тонкозернистые мелкополосчатые (3–10 см) мощностью 20 м. Затем, после задернованного интервала, в разрезе наблюдаются массивные биотитовые гнейсы мощностью 10 м, с небольшими прослойками амфиболитов и биотитовых гнейсов с гранатом. Вышележащая часть разреза на протяжении 50 м мощности задернована. Далее, на протяжении 55 м мощности наблюдаются полосчатые биотитовые гнейсы с мощностью полос от 2 – 10 до 25–70 см.

За данным интервалом пород следует 18 м интервал, в котором наблюдается чередование полосчатых биотитовых гнейсов, амфиболитов и амфиболовых гнейсов. Выше залегают полосчатые биотитовые гнейсы, аналогичные нижележащим мощностью 20 м. К верхам разреза полосчатые гнейсы сменяются аналогичными по составу, но непольчатыми, массивными разностями мощностью 100 м. В средней части данного интер-

вала, на протяжении 30 м мощности в массивных биотитовых гнейсах наблюдаются прослой амфиболитов и амфиболовых гнейсов мощностью 1–13 м.

Заканчивается разрез И полосчатыми биотитовыми гнейсами мощностью 36 м. В гнейсах наблюдается увеличение мощности полос к верхам разреза.

Расположенный на противоположном, северо-восточном крыле антиклинальной структуры разрез К интенсивно гранитизирован, инъецирован жг ами пегматитов. По отдельным реликтовым прослоям, наблюдаемым среди гранитоидного материала, можно отметить, что в строении данного разреза первоначально принимали участие аналогичные, отмеченные в разрезе И массивные и полосчатые биотитовые гнейсы.

Характер строения разрезов Л и М уже рассматривался выше.

Разрез Н обнажает строение средних и нижних горизонтов толщи. Разрез начинается темно-серыми массивными биотитовыми гнейсами, инъецированными пегматитовыми жилами. Выше, после задернованного участка в разрезе наблюдаются аналогичные массивные биотитовые гнейсы мощностью 100 м. Далее по разрезу на протяжении 300 м мощности наблюдаются крупнокристаллические пегматоидные граниты, содержащие небольшие (0,5–1,0 м) ксенолиты вышеописанных биотитовых гнейсов. На гранитах залегают темно-серые биотитовые гнейсы мощностью 60 м. В целом текстура данных гнейсов массивная, неполосчатая. В отдельных редких участках мощностью 1–3 м наблюдаются полосчатые разности с толщиной полос 1–3–5 см. Нередко наблюдается выклинивание полосчатых гнейсов и переход их в разности массивные.

Вышеележащий интервал пород мощностью 900 м представлен гранитоидами с ксенолитами массивных биотитовых гнейсов и редкими реликтовыми прослоями гнейсов с невыдержанной полосчатостью.

Вдоль зоны контакта с гранитным телом, на расстоянии около 10 м, наблюдаются сильно мигматизированные, сложно дислоцированные полосчатые биотитовые гнейсы с мощностью полос от 0,5 до 2,5 см.

Выше по разрезу залегают полосчатые биотитовые гнейсы с аналогичной полосчатостью мощностью 120 м. В конце интервала отмечается согласно залегающая пегматитовая жила мощностью 30 м с ксенолитами аналогичных биотитовых гнейсов, выше которой в разрезе залегают массивные неполосчатые мелкозернистые биотитовые гнейсы мощностью 20 м.

Следующий по разрезу интервал сложен амфиболовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами мощностью 25 м.

Переход от нижележащих биотитовых гнейсов осуществляется через 5-метровый интервал, выполненный чередующимися мелкополосчатыми амфибол-биотитовыми гнейсами и гнейсами гранат-биотитовыми, на котором залегают амфиболовые гнейсы.

Выше амфиболсодержащих пород залегают массивные биотитовые гнейсы (мощностью 20 м), перекрытые массивными биотитовыми гнейсами с редкими зернами гранатов мощностью 10 м.

Далее по разрезу на протяжении 40–45 м мощности наблюдаются массивные гранат–биотитовые гнейсы, инъецированные пегматитовой жилой и пересеченные дайкой диабаз.

Разрез заканчивается 30–метровым интервалом, сложенным гнейсами гранат–биотитовыми полосчатыми с толщиной полос 10–20 и 20–40 см.

В 25 км на юго–восток от района профиля I, в разрезах профиля IV, расположенных примерно в одном горизонте с разрезом H, наблюдается следующее строение толщи биотитовых гнейсов.

Верхние 60 м разреза сложены гнейсами биотитовыми массивными с редкими, невыдержанными маломощными (до 1–1,5 м) прослоями гранатсодержащих разностей. Нижележащие 50 м разреза сложены полосчатыми разностями биотитовых гнейсов, ниже которых наблюдаются массивные гранат–биотитовые гнейсы мощностью 20 м. Их подстилают полосчатые биотитовые гнейсы мощностью 100 м.

В верхах данного интервала пород появляются редкие невыдержанные прослои гранатовых разностей; в низах – небольшие по мощности (0,2–0,3 м) прослои лилово–серых тонкозернистых кристаллических сланцев.

Следующий ниже интервал (мощностью 40 м) представлен равномерными чередующимися массивными гнейсами биотитовыми с зернами граната и лилово–серыми кристаллическими сланцами.

Ниже по разрезу на протяжении 250 м мощности наблюдаются темно–серые мелкозернистые гнейсы, содержащие в верхах прослои лилово–серых кристаллических сланцев мощностью 0,2–0,35 м. Текстура данных гнейсов в целом массивная, однако редкими прослоями в них отмечаются среднезернистые более лейкократовые разности, обуславливающие невыдержанную полосчатость.

Гнейсы инъецированы жилами пегматитов и кварца, содержат существенные количества (10–15%) мелких зерен пирита.

Под ними, после 20–метрового задренованного интервала, наблюдаются темно–серые мелко– и тонкозернистые массивные биотитовые гнейсы мощностью 180–200 м. В верхней части слоя в гнейсах наблюдаются мелкие зерна пирита. Нижележащие 140–150 м разреза сложены полосчатыми биотитовыми гнейсами с редкими зернами пирита, которые подстилаются массивными среднезернистыми биотитовыми гнейсами мощностью 70 м, содержащими прослои лилово–серых тонкозернистых кристаллических сланцев мощностью 5–10 м.

Следующий ниже по разрезу интервал, мощностью 200 м, представлен полосчатыми биотитовыми гнейсами, с существенным количеством (10–15%) мелких зерен пирита.

Ниже, после задренованного интервала, в разрезе наблюдаются аналогичные вышележащим массивные мелкозернистые биотитовые гнейсы мощностью 150 м, которые переходят в полосчатые разности, слагающие последние 50 метров наблюдаемой мощности разреза.

В 50 км далее к юго–востоку от профиля IV, в районе профиля VI наблюдаемый разрез отражает строение нижних горизонтов толщи биотитовых гнейсов.

Нижняя часть разреза мощностью 450 м сложена серыми и темно-серыми тонкозернистыми массивными биотитовыми гнейсами. В 200–250 м от начала данного интервала в гнейсах появляется невыдержанная полосчатость, обусловленная 3–5 см чередованием темно-серых тонкозернистых и мелкозернистых серых разностей гнейсов. Полосчатые разности чередуются с разностями массивными при явном преобладании последних. Мощность прослоев полосчатых биотитовых гнейсов невыдержанная и изменяется как по разрезу, так и по простиранию от 0,1 до 20 м.

Верхние 30–35 м рассматриваемой части разреза представлены более равномерными (0,2–0,5 м) чередованием гнейсов массивных тонкозернистых и гнейсов тонкополосчатых, мелкозернистых. Полосчатость невыдержанная, часто выклинивающаяся. В гнейсах отмечаются мелкие, равномерно рассеянные зерна пирита.

Выше по разрезу, после задернованного интервала, наблюдаются аналогичные нижележащим массивные мелкозернистые гнейсы с мелкими зернами пирита и редкими зернами граната, переходящие к верхам в амфиболиты, инъецированные жилами микроклиновых гранитов с включением амфиболов.

Залегающие непосредственно выше амфиболитов породы задернованы на протяжении 40 м мощности, а далее, на протяжении 60 м мощности в разрезе наблюдаются мелкозернистые массивные биотитовые гнейсы с зернами граната, чередующиеся с явно подчиненным количеством (редкие интервалы мощностью 0,5–2,0 м) безгранатовых разностей.

Вышележащая часть разреза задернована на протяжении 150 м мощности. За ней в разрезе наблюдаются массивные мелкозернистые биотитовые гнейсы мощностью 100 м с единичными зернами пирита. Небольшими невыдержанными прослоями мощностью 0,2–0,3 м в мелкозернистых гнейсах наблюдаются более крупнозернистые разности, а также гранито-гнейсы. Местами вдоль контактов с гранито-гнейсами в биотитовых гнейсах отмечаются зерна турмалина.

Зерна турмалина отмечаются и в гнейсах вышележащего интервала, отделенного от рассмотренного задернованным интервалом мощностью 200 м.

В данном интервале, на протяжении нижних 40 м мощности наблюдается чередование серых мелкозернистых биотитовых гнейсов и светло-серых среднезернистых разностей, образующих прослой толщиной 10–20 и 30–40 см. Гнейсы инъецированы жилами пегматитов с крупными кристаллами турмалина и мусковита.

Верхние 10 м интервала сложены ритмично чередующимися мелкозернистыми массивными гранат-биотитовыми гнейсами и гнейсами амфибол-биотитовыми.

Следующий выше по разрезу интервал, 250-метровой мощностью, сложен чередующимися гнейсами биотитовыми, амфибол-биотитовыми и амфиболитами. Нижние 30–40 м сложены гнейсами биотитовыми, массивными тонкозернистыми и аналогичными по составу, но более крупнозернистыми светлыми разностями, образующими прослой в 10–15–20 см. Выше, на протяжении 40–50 м мощности наблюдается переслаивание амфиболитов и амфибол-биотитовых гнейсов, сменяющиеся

084

к верхам массивными темно-серыми биотитовыми гнейсами, мощностью 50 м, с редкими маломощными (1-2 м) прослоями амфиболитов.

На биотитовых гнейсах залегают амфиболиты мощностью 60 м с редкими, маломощными прослоями (до 2-3 м) магнетит-амфиболовых сланцев.

Выше в разрезе наблюдаются биотит-амфиболовые гнейсы мощностью 15-20 м, инъецированные пегматоидными гранитами с мелкими ксенолитами аналогичных гнейсов.

В верхах разреза залегают светлые и светло-серые полосчатые биотитовые гнейсы мощностью 10 м, переходящие кверху в массивные биотитовые гнейсы мощностью 80 м. Между данными прослоями согласно залегают пегматоидные граниты.

Заканчивается разрез биотитовыми полосчатыми гнейсами мощностью 7-10 м, на которых лежат амфиболиты мощностью 15-20 м, с редкими прослоями (1,5-2,0 м) биотитовых гнейсов. В амфиболитах отмечаются шлировые включения магнетита.

Анализируя сводный разрез толщи биотитовых гнейсов (рис.6), можно отметить следующее.

Нижняя часть толщи, видимой мощностью 700-800 м и наблюдаемая в антиклинорной структуре близ Мурманского блока, сложена темно-серыми тонко- и мелкозернистыми биотитовыми гнейсами, преимущественно с массивной текстурой. Мелкополосчатые разности наблюдаются здесь небольшими невыдержанными по мощности интервалами.

Выше, на протяжении 1300-1500 м мощности в разрезе толщи, уже не наблюдается отмеченного, в известной степени однообразного характера строения, и далее, на всем протяжении толща сложена переслаивающимися массивными и полосчатыми текстурными разностями гнейсов.

В целом по разрезу толщи при движении к ее верхам отмечается некоторое увеличение размерности зерен породообразующих минералов и увеличение лейкократовых разностей гнейсов ("просветление" толщи).

В этом же направлении довольно четко прослеживается упорядоченное изменение мощностей прослоев, сложенных разнотектурными гнейсами. Оно выражено в уменьшении мощностей прослоев от нескольких сотен до нескольких десятков метров, с примерно равным отношением мощностей различных текстурных разностей гнейсов.

В средней части толщи в биотитовых гнейсах отмечаются относительно повышенные количества мелкозернистого пирита.

Вся толща биотитовых гнейсов, особенно в нижних горизонтах, интенсивно инъецирована жилами пегматитов, кварца и гранитоидами.

В различных горизонтах толщи наблюдаются амфиболиты и амфиболовые гнейсы, часто переслаивающиеся как между собой, так и с биотитовыми гнейсами. К интервалам, сложенным амфиболовыми породами, тяготеют прослои гранат-биотитовых гнейсов.

Обобщая все изложенное выше, можно отметить следующие особенности строения рассмотренной части кольской серии.

Изученный разрез разделяется на две толщи, различающиеся составом и характером строения: нижнюю толщу биотитовых гнейсов, видимой мощностью 2000-2300 м и вышележащую толщу глиноземистых



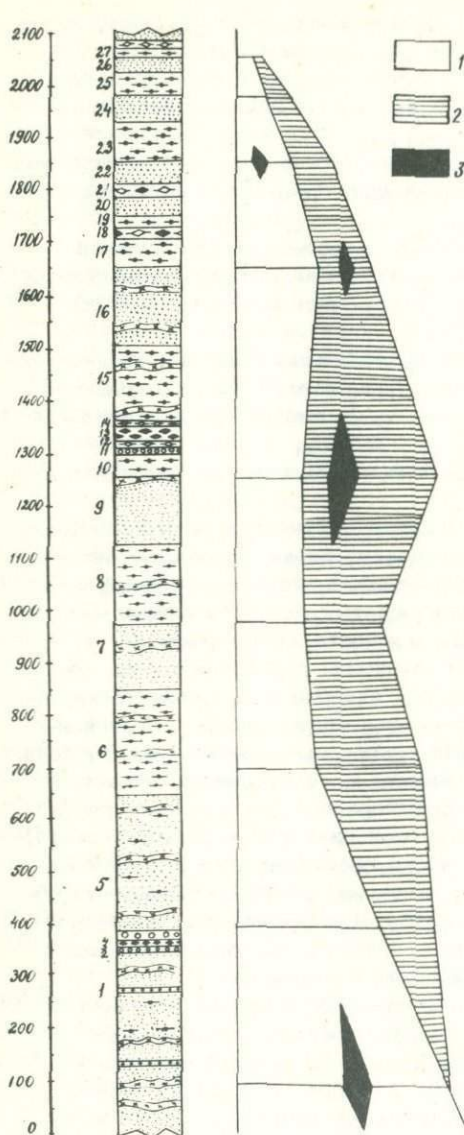


Рис.6. Сводный разрез и диаграмма мощностей толщи биотитовых гнейсов

1 - биотитовые гнейсы массивные; 2 - биотитовые гнейсы полосчатые; 3 - амфиболиты и амфиболовые гнейсы

гнейсов, видимой мощностью 1000-1200 м.

Причем толща биотитовых гнейсов подразделяется на две части: нижнюю, сложенную темно-серыми мелко- и равномернозернистыми массивными биотитовыми гнейсами, и верхнюю, представленную более светлыми разнозернистыми биотитовыми гнейсами с полосчатыми и массивными текстурами. Разнотектурные биотитовые гнейсы образуют прослои, мощность которых уменьшается к верхам толщи от нескольких сотен до нескольких десятков метров.

Толща глиноземистых гнейсов сложена различно глиноземистыми гнейсами с полосчатыми и массивными текстурами. По характеру прослоев данную толщу можно разделить на несколько частей, в каждой из которых мощности прослоев увеличиваются снизу вверх от нескольких метров до десятков метров. При этом для всей толщи в целом при движении к ее верхам характерно: а) уменьшение мощностей прослоев и выравнивание амплитуд их колебания; б) уменьшение объема мелкополосчатых разностей; в) увеличение глиноземистой составляющей.

Общим свойством рассмотренного разреза серии при движении к его верхам является: увеличение объема глиноземистых пород, уменьшение амфиболитов и амфиболовых гнейсов, возникновение прослоев текстурных разностей гнейсов, а затем уменьшение мощностей данных прослоев и выравнивание их колебаний (рис.7).

Реставрация протосубстрата рассмотренных пород с использованием результатов геолого-

Рис. 7. Сводный разрез и диаграмма мощностей кольской серии гнейсов

1 - силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы; 2 - гранат-биотитовые гнейсы с силлиманитом; 3 - биотитовые гнейсы с гранатом и силлиманитом; 4 - биотитовые гнейсы полосчатые; 5 - биотитовые гнейсы массивные; 6 - амфиболиты и амфиболовые гнейсы; 7 - лептиты (?); 8 - пегматитовые жилы

исторического, литолого-петрографического и геохимического анализов приводит к следующим выводам:

Большую часть амфиболитов правильно считать метааналогами излившихся пород типа андезитов и базальтов, амфиболовых гнейсов - соответствующих им пирокластов.

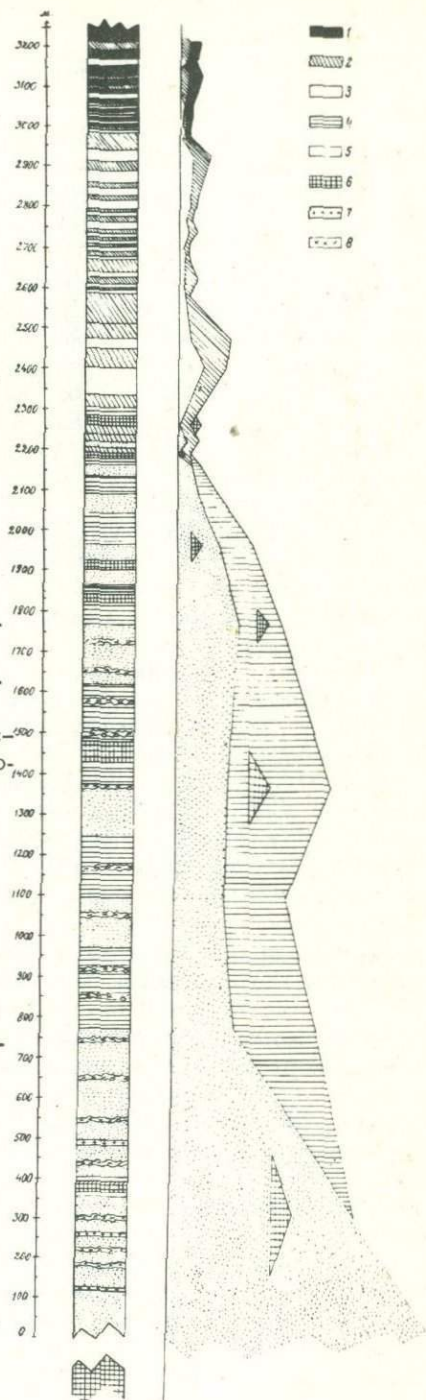
Большая часть мелко-, равномерно-зернистых биотитовых гнейсов низов разреза произошла, по всей вероятности, в результате метаморфизма пелитоалевритового материала.

Возможно, что протосубстратом части мелкозернистых биотитовых гнейсов послужили эффузивные породы более кислого, чем андезитобазальты, ряда.

Первичным материалом крупно- и среднезернистых биотитовых гнейсов служили образования алевропсаммитового ряда, а глиноземистых гнейсов - алевропелитовые породы.

Принимая во внимание изложенное выше, можно наметить следующую схему условий формирования протосубстрата пород кольской серии.

Преобладание пелитоалевритового материала в нижней части разреза свидетельствует о наличии в этом времени сравнительно углубленного водного бассейна, в котором происходило излияние лав основного и среднего состава.



Незначительное количество слоистых образований в данной части разреза говорит о весьма слабой дифференцированности колебательных движений, развитие которых отмечается в несколько более позднюю стадию.

К верхам толщи биотитовых гнейсов амплитуда колебательных движений уменьшается, а их дифференцированность увеличивается. Данное обстоятельство вместе с образованием мелкослоистых разностей говорит в пользу уменьшения глубины водоема.

Как известно, к числу общих признаков, характерных для начальных стадий геосинклинального развития, рядом исследователей относится преимущественное развитие алевро-пелитовых осадков, "загрязненных" туфогенным материалом и имеющих темную окраску ("аспидные формации"), приуроченность к ним многочисленных лавовых подводных излияний, большей частью основного состава, присутствие в осадках пирита, слабо выраженная дифференцированность колебательных движений. Для поздних стадий начального цикла характерно увеличение дифференцированности движений, фиксирующейся в образовании слоистых разностей пород (флишоидные формации).

Перечисленные признаки довольно отчетливо выражены в толще биотитовых гнейсов, что позволяет отнести время ее образования к начальному-среднему циклам геосинклинального развития и параллелизовать с "нижней терригенной формацией", выделяемой для характеристики геоструктурных зон неогея.

Некоторые исследователи считают, что в центральных частях геосинклинальных зон в ранние стадии их развития наиболее широко распространены кремнисто-вулканогенные формации, с которыми генетически связаны железорудные образования.

На рассматриваемой площади мы наблюдаем окраинные зоны распространения формаций данного типа. Мощности вулканогенных пород здесь невелика, невелики и железорудные образования.

В связи с последним следует отметить выводы В.М.Чернова, изучавшего вулканогенные формации Карелии, который считает, что в железисто-кремнистых частях формаций, удаленных от главных источников вулканизма, а также в области непосредственной вулканической деятельности, где вулканогенные породы развиты особенно широко, интенсивность рудоотложения резко снижается.

Отметим также, что максимальные скопления железорудных образований, генетически связываемых рядом исследователей (Точилин, 1963; Горяинов, 1964) с вулканогенными формациями, находятся в 120-150 км к югу от рассматриваемой территории, в Примандровском районе, расположенном в 30-40 км к северо-востоку от выходов пород Мончегорского блока и на таком же расстоянии к юго-юго-западу от массивов, сложенных по мнению некоторых исследователей гиперстеновыми диоритами.

Возвращаясь к формационной характеристике рассмотренного разреза кольской серии, напомним, что верхняя его часть первоначально была сложена песчано-глинистыми породами с преобладанием пелитовой составляющей.

Область накопления песчано-глинистых отложений испытывала колебательные движения небольших амплитуд, осложненных амплитудами более мелких порядков и зафиксированных в четкой ритмичной слоистости.

В начале осадконакопления колебательные движения носили более резкий характер, к концу — величина их амплитуд уменьшилась. В сочетании с увеличением пелитовой составляющей в осадках данное обстоятельство может свидетельствовать о пенеппенизации области сноса, развитии кор выветривания с дальнейшим их переотложением.

Характер прослоев пород, напоминая флишевые образования, отличается от них более грубым, беспорядочным чередованием мощностей элементов ритмов.

Изложенное позволяет сказать, что протосубстрат толщи глиноземистых гнейсов образовался в геосинклинальную стадию развития, характеризующуюся затуханием крупных и развитием мелких колебательных движений с частой сменой знака и небольшими амплитудами.

Приведенные характеристики толщи глиноземистых гнейсов хорошо сопоставимы, на наш взгляд, с характеристиками "грубого флиша" флишевой формации, свойственной последним этапам средней стадии развития геосинклинальных зон неогей.

Литература

- Батиева И.Д., Бельков И.В. О признаках первично-осадочного происхождения кристаллических сланцев и гнейсов Кейв. — В сб. "Вопросы минералогии и геологии Кольского полуострова", 1960, № 3.
- Белоусов В.В. Общая геотектоника. Госгеолтехиздат, 1948.
- Бондаренко Л.П. Магнетитсодержащие и другие породы гранулитовой фракции метаморфизма. — Труды ЛАГЕД, 1960, вып. II.
- Вассоевич Н.Б. Флиш и методика его изучения. Гостоптехиздат, 1948.
- Демидов Н.Ф., Кратц К.О. О ритмичной слоистости ладожской сланцевой толщи. — Изв. Карельск. филиала АН СССР, 1958, № 5.
- Елисейев Н.А. Метаморфизм. Изд-во "Недра", 1963.
- Завалишин М.А. Стратиграфическое расчленение метаморфических толщ Мамского района на основании их цикличности. — "Труды Межев. Сов. по разраб. стратигр. схемы докембрия Сибири", 1954.
- Львова Н.А. О некоторых особенностях слоистости Мамской слюдяной толщи. — Изв. высших уч. зав., серия Геология и разведка, 1958, 4.
- Макиевский С.И., Николаева К.А. Геосинклинальные формации докембрия северо-западной части Кольского полуострова. — Сб. "Проблемы изучения геологии докембрия". Изд-во "Наука", 1967.
- Николаев В.А. Методическое руководство по геологическому картированию метаморфических комплексов. Госгеолтехиздат, 1957.
- Рухин Л.Б. Основы литологии. Госгеолтехиздат, 1961.
- Савельев А.А. Флишевые отложения нижнего протерозоя Восточных Саян. — Труды ЛАГЕД, 1960, вып. II.

- Сидоренко А.В., Лунова О.И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. Изд-во АН СССР, 1961.
- Судовиков Н.Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд-во ЛГУ, 1964.
- Тернер Ф.Д. Эволюция метаморфических пород. ИИЛ, 1951.
- Точилин М.С. Происхождение железистых кварцитов. Госгеолтехиздат, 1963.
- Точилин М.С., Горяинов П.М. Геология и генезис железных руд Примандровского района, Изд-во "Наука", 1964.
- Чернов В.М. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных железисто-кремнистых формаций Карелии. Изд-во "Наука", 1964.
- Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. ИИЛ, 1950.

Кристаллические сланцы восточного склона Среднего Урала залегают в ядре Сысертско-Ильменогорского антиклинория и представляют большой интерес с точки зрения их перспективности на поиски метаморфических месторождений графита, граната, кианита. Эта толща была довольно подробно изучена Г.А.Кейльманом (1958), который назвал ее Шумихинским комплексом и датировал в широком интервале ($pt_2 - pz$).

Позднее А.А.Пронин (1959) отнес эти глубокометаморфизованные породы к ильменогорско-мурзинской свите, возраст которой считал еще более древним ($A - pt$). Более дробно эти толщи не расчленялись. Учитывая ранее открытые метаморфические месторождения графита, кианита, граната в гнейсах и сланцах в отдельных точках Восточного склона Урала, для дальнейших поисков этих месторождений необходимо более тщательное изучение и расчленение толщи кристаллических сланцев. Лишь при детальной геологической съемке Вишневогорской антиклинали, являющейся основной частью Сысертско-Ильменогорского антиклинория, проведенной в 1956-1962 гг. тематической партией Московского геолого-разведочного института, в которой принимал участие автор статьи, удалось расчленить эту немую толщу кристаллических сланцев на ряд свит, горизонтов и пачек, сложенных пластами различных по составу пород. При изучении и сопоставлении многочисленных стратиграфических разрезов в нижней части толщи, которая параллелизуется с Шумихинским гнейсовым комплексом, было отмечено закономерное ритмичное чередование различных по составу пород (Роненсон, 1959; Роненсон, Левин, Панков, 1961). Эта часть толщи названа вишневогорской свитой.

Всего в разрезе вишневогорской свиты выделено 20 ритмов (горизонтов), каждый из которых отвечает одному полному или неполному набору пород (рис.1). Полный ритм или горизонт обычно состоит из 6 элементов ритмов или пластов (рис.2). Горизонты (ритмы) отличаются друг от друга выпадением из разреза одного или нескольких элементов ритмов (пластов) или преобладанием тех или иных элементов ритма. Это облегчает прослеживание отдельных горизонтов и корреляцию разрезов (Роненсон, 1962).

В западной части исследованного района вишневогорская свита сложена относительно слабометаморфизованными сланцами. Для них ха-

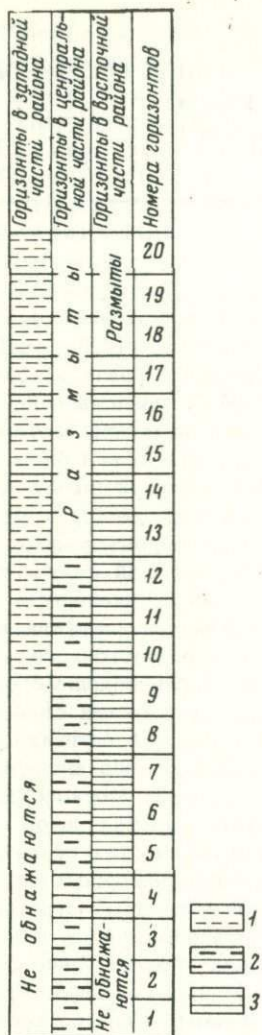


Рис.1. Схема стратиграфического расчленения вишневогорской свиты на горизонты
1 - породы низкой степени метаморфизма; 2 - породы средней степени метаморфизма; 3 - породы высокой степени метаморфизма

рактерна мелкозернистая или тонкозернистая структура и тонкосланцевая текстура. В пределах каждого ритма в этой части района выделяются следующие разновидности пород (элементы ритма, снизу - вверх): а) мусковит-хлоритово-кварцевые сланцы, б) мусковит-кварцевые сланцы, с) микрокварциты, d) кварцево-хлоритовые сланцы, e) актинолит-кварцево-хлоритовые сланцы, f) хлорит-кварцево-кальцитовые сланцы.

Перечисленные разновидности пород неоднократно повторяются в разрезе свиты, образуя характерную ритмическую слоистость разрезов.

При прослеживании пластов по простиранию с северо-запада на юго-восток, по мере приближения к осевой, более глубоко эродированной части вишневогорской антиклинали, наблюдается постепенное изменение внешнего вида и состава кристаллических сланцев. Они становятся мелкозернистыми и среднезернистыми, более толстоплитчатыми, часто грубосланцеватыми. В них исчезает хлорит, уменьшается количество кварца, в то же время появляется кислый плагиоклаз (олигоклаз), биотит, ставролит. Вместе с тем строение разрезов и порядок чередования пород остаются прежними.

Хлорит-мусковитовые сланцы переходят в слюдяно-полевошпатовые сланцы. В последних хлорит и мусковит почти полностью замещаются светло-бурым биотитом; появляются лапчатые пойкилобласты олигоклаза. Из второстепенных минералов встречаются гранат, алмадин, гетит замещается магнетитом.

Мусковит-кварцевые сланцы остаются почти без изменения как по внешнему облику, так и по минеральному составу. Появляются лишь в незначительном количестве новообразования биотита, кислого олигоклаза и силлиманита. Силлиманит выделяется в виде тонких иголок при замещении мусковита биотитом.

Микрокварциты углистые и железистые переходят в кварциты, иногда графитовые, которые состоят в основном из сплошного

Таблица 1

Количественные соотношения породообразующих минералов в западной части района (в объемн.%)

Элементы ритмов	Колич. шлифов	Кварц	Плагиоклазы	Кали-натровые полевые шпаты	Мусковит	Биотит	Хлорит	Амфиболы
a	9	66,2	15,2	0,7	4,3	9,2	1,3	Нет
б	2	54,0	5,0	Следы	15,0	14,0	Следы	"
с	5	86,3	0,6	"	3,4	Следы	"	"
d	10	39,1	19,9	"	Следы	19,3	1,6	Следы
e	3	54,7	21,0	"	Нет	0,3	0,7	21,0
f	2	40,0	24,5	"	"	Следы	Следы	2,5

гранобластового агрегата почти изометричных зерен кварца. Мелкочешуйчатый графит распределен в породе в виде неравномерной вкрапленности. Из второстепенных минералов постоянно встречаются магнетит и апатит.

Кварцево-хлоритовые сланцы переходят в кварцево-биотитовые со ставролитом. Последние состоят из кварца, плагиоклаза № 20-22 и оранжево-бурого биотита.

Ставролит, который является характерным минералом для этих пород, присутствует в виде бурых в штуфе и ярко-желтых в шлифе порфириобластов, часто в ассоциации с биотитом. Иногда в сланцах встречаются порфириобласты граната-альмандина. Присутствие ставролита и граната придает этим породам узловатую или линзовидно-узловатую текстуру. Из второстепенных минералов присутствуют постоянно магнетит, апатит.

На контакте с дайками гранитов или аплитов в сланцах этой группы появляется кордиерит. В крупных выделениях кордиерита ставролит и кварц встречаются в виде включений.

Актинолит-кварцево-хлоритовые сланцы переходят в кварцево-полевошпат-актинолитовые сланцы, которые отличаются присутствием многочисленных пойкилобласт в штуфе бледно-зеленого актинолита и синевато-зеленой обыкновенной роговой обманки. Пойкилобласты актинолита и обыкновенной роговой обманки образуют среди кварца и плагиоклаза № 22-30 самостоятельные прослои.

кристаллических сланцах вишневогорской свиты

Пироксены	Кордиерит	Гранаты	Силлиманит	Ставролит	Кальцит	Магнетит	Графит	Прочие минералы
Нет	Нет	2,0	Следы	Следы	Нет	Следы	Нет	1,1
"	"	0,5	11,5	"	"	"	Следы	-
"	Следы	Следы	2,6	"	"	"	7,0	1,0
"	5,6	5,1	0,3	7,6	"	0,9	Нет	0,6
0,7	Нет	Следы	Нет	Нет	Следы	Следы	"	1,6
24,0	"	8,0	"	"	"	"	"	1,0

Хлорит-кварцево-кальцитовые сланцы переходят в диопсид-кварцево-плагиоклазовые сланцы, состоящие из кварца, плагиоклазов № 59-74 и беспорядочно ориентированных пойкилобласт диопсида. Последний встречается часто в диабловом сростании с гранатом, гроссуляром - андрадитового ряда.

Средний минеральный состав перечисленных кристаллических сланцев приведен в табл.1; средний химический состав - в табл.2.

Дальнейшее прослеживание пластов по простиранию позволило установить переход этих сланцев в среднезернистые и крупнозернистые гнейсы и амфиболиты с массивной или гнейсовидной текстурой, с большим содержанием плагиоклаза, биотита, обыкновенной роговой обманки и др. Вместе с тем, закономерности строения разрезов остались прежними. В них также устанавливается шесть чередующихся в том же порядке групп пород.

Слюдяно-полевошпатовые сланцы переходят в гнейсы биотитовые и лейкократовые, которые состоят из плагиоклаза № 22-32, кварца и биотита. Из второстепенных минералов отмечаются кали-натровый полевой шпат, магнетит, иногда гранат-альмандин.

Мусковит-кварцевые сланцы переходят в гнейсы силлиманит-гранат-биотитовые. Последние отличаются своеобразной серовато-сиреневой окраской и обязательным присутствием помимо главных породообразующих минералов кварца и кислого олигоклаза: розового или красного гранат-альмандина и силлиманита или кианита. Силлиманит встре-

чается в виде крупных монокристаллов, которые образуются при собирательной перекристаллизации мелких иголок силлиманита.

Кварциты графитовые. По простирацию иногда переходят в графит-биотитовые гнейсы, в которых графит присутствует в виде червевидных параллельных образований, часто в параллельном срастании с биотитом. Состав плагиоклаза в графит-биотитовых гнейсах колеблется в пределах № 28-32.

Кварцево-биотитовые сланцы со ставролитом переходят в гнейсы гранат-биотитовые и гнейсы биотитовые меланократовые, которые имеют, по сравнению с другими гнейсами, более темную окраску. Помимо кварца, плагиоклаза № 25-32, биотита, часто присутствует розовато-красный гранат-альмандин. Мелкие чешуйки биотита ориентированы параллельно слоистости гнейсов. С биотитом часто ассоциируют магнетит, апатит, сфен.

Кварцево-полевошпат-актинолитовые сланцы переходят в амфиболиты и гранатовые амфиболиты. Они состоят преимущественно из зеленой обыкновенной роговой обманки и среднего плагиоклаза-андезина № 40. Кварц и гранат-альмандин встречаются как второстепенные минералы.

Диопсид-кварцево-плагиоклазовые сланцы переходят в диопсид-плагиоклазовые гнейсы. В состав последних входят основные плагиоклазы № 54-80 и моноклинный пироксен-диопсид. Иногда присутствуют кварц, гранат (гроссуляр-андрадит), скаполит. В пироксен-плагиоклазовых гнейсах нередко встречаются линзы мраморов и кальцифилов.

* Средний минералогический и химический составы гнейсов и амфиболитов приведены в табл. 3 и 4.

В восточной части Вишневогорского района, в зоне развития серии продольных разломов, гнейсы и амфиболиты приобретают неравномернозернистую грубозернистую бластокатакlastическую и blastомилонитовую структуры. В гнейсах биотит замещается хлоритом, олигоклаз-альбитом. В амфиболитах обыкновенная роговая обманка переходит в актинолит и хлорит; плагиоклаз частично замещается эпидотом и кальцитом. Однако строение разреза в целом и здесь остается прежним. Закономерное строение разреза, выдержанное на площади, и изменение по простирацию петрографического состава пород можно видеть на примере десятого горизонта, прослеженного во всех частях района (см. рис.2).

Детальное петрографическое изучение кристаллических сланцев и прослеживание изменений их состава по простирацию позволили установить в них ряд последовательных парагенетических минеральных ассоциаций, которые указывают на изменение условий метаморфизма.

Главные минералы в этих сланцах: кварц, хлорит, мусковит, актинолит, кальцит, гетит. Для каждой разновидности породы (элемента ритма) характерны свои сочетания минералов: 1) кварц + хлорит + мусковит + гетит, 2) кварц + мусковит + гетит, 3) кварц + графит + гетит, 4) хлорит + кварц + гетит, 5) хлорит + актинолит + кварц + кальцит + гетит, 6) кальцит + кварц + актинолит + хлорит + гетит.

Таблица 2

Средний химический состав кристаллических сланцев вишневогорской свиты западной части района

Эле- мен- ты аналит- рит- мов	Коли- лич. ана- лизов	Ед. изм.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	Сум- ма
		Вес. %	70,3	0,61	10,94	1,56	5,26	3,07	1,97	3,96	1,26	0,96	Не опр.	Не обн.	99,79
a	2	Мол. колич.	1,170	0,008	0,107	0,010	0,072	0,076	0,035	0,064	0,014	0,053	Не обн.	-	-
		Вес. %	69,0	0,006	16,42	0,32	3,30	2,27	1,60	1,86	2,88	1,26	Не обн.	0,64	99,55
b	2	Мол. колич.	1,149	0,74	0,161	0,002	0,046	0,056	0,029	0,030	0,031	0,070	-	0,015	-
		Вес. %	57,02	0,89	20,56	2,42	6,05	3,65	2,08	1,76	2,36	1,34	-	0,18	99,31
d	2	Мол. колич.	0,959	0,010	0,202	0,015	0,084	0,091	0,038	0,028	0,025	0,075	-	0,027	-

Примечания. 1. Химические анализы выполнены в геохимической лаборатории МГРИ

Л.В. Букасовой, Г.В. Соколовой и М.О. Степан.

2. Группы с, е не анализировались.

Таблица 3

Соотношение породобразующих минералов в кристаллических сланцах

Элем. рит- мов	Колич. шли- фов	Кварц	Пла- гио- кла- зы	Кали- натр. полевые шпаты	Ска- по- лит	Мус- ко- вит	Био- тит	Хлорит
a	17	27,2	55,2	3,6	Нет	0,3	11,4	0,7
b	25	35,6	29,4	0,8	"	1,2	21,7	Следы
c	37	73,3	11,3	1,1	"	1,4	6,1	"
d	22	30,1	42,8	1,8	"	0,3	21,2	0,3
e	32	5,7	45,8	Следы	"	Нет	1,6	0,2
f	14	3,4	17,2	"	15,0	"	2,4	Нет

Перечисленные парагенетические минеральные ассоциации типичны для низкой степени метаморфизма и по схеме Ф.Д.Тернера (1961) соответствуют кварц-альбит-мусковит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев.

Типичным минералом-индикатором этой степени метаморфизма является хлорит: бледно-зеленый, оптически положительный с отрицательным удлинением, $n'_g = 1,620-1,624$; $n'_p = 1,616-1,618$.

Переход к следующей степени метаморфизма знаменуется появлением в сланцах биотита и ставролита.

Характерные парагенетические минеральные ассоциации: а) кварц + плагиоклаз № 20-24 + биотит + магнетит, б) кварц + мусковит + плагиоклаз № 16-20 с силлиманитом + магнетит, в) кварц + графит + биотит + магнетит, г) биотит + ставролит + кварц + плагиоклаз № 20-24 + магнетит, д) актинолит или сине-зеленая роговая обманка + плагиоклаз № 22-30 + кварц + магнетит, е) диопсид + плагиоклаз № 59-74 + кварц + кальцит + магнетит.

Эти парагенетические минеральные ассоциации типичны для средней степени регионального прогрессивного метаморфизма и по схеме Ф.Д.Тернера соответствуют ставролит-кварцевой субфации фации альмандиновых амфиболитов.

Биотит светло-коричневый развивается за счет хлорита и мусковита, иногда с выделением тонких иголок силлиманита, показатель преломления биотита: $n_g = n_m = 1,618$.

Ставролит ($n'_g = 1,750$; $n_m = 1,742$; $n'_p = 1,739$) обычно ярко-желтый образуется за счет хлорита, кварца и магнетита. Внутри ставролита иногда заметны реликты хлорита. Совместно со ставролитом часто встречается и альмандин ($n = 1,804$). Как ставролит, так и альмандин кристаллизуются в виде крупных порфирибластов. Гнейсы и ам-

вишнегорской свиты центральной и восточной частей района (в объемн.%)

Пирок- сены	Амфи- болы	Кор- дие- рит	Гра- нат	Сил- лима- нит	Каль- цит	Маг- не- тит	Гра- фит	Прочие минералы
Нет	Нет	Нет	0,8	Следы	Нет	0,2	Нет	0,6
"	"	0,4	3,8	6,3	"	Следы	"	0,8
"	Следы	0,4	0,7	0,9	"	"	3,7	1,1
"	"	Следы	2,0	Нет	"	0,6	Следы	0,9
1,4	41,1	Нет	0,5	"	Следы	0,7	Нет	3,0
37,6	6,5	"	0,2	"	14,3	0,3	"	3,1

фиболиты, распространенные в центральной и восточной частях района, формируются в условиях еще более высокой температуры и давления, соответствующих силлиманит-альмандиновой субфации фации альмандинных амфиболитов.

Главными породобразующими минералами этих пород являются кварц, плагиоклаз, биотит, альмандин, кианит или силлиманит, обыкновенная роговая обманка, диопсид. Для каждой разновидности пород (элемента ритма) характерны следующие парагенетические минеральные ассоциации: а) плагиоклаз № 22-32 + кварц + биотит + магнетит, б) плагиоклаз № 14-24 + кварц + биотит + кианит (силлиманит) + альмандин с магнетитом, в) кварц + плагиоклаз № 30 + биотит + графит + магнетит, г) плагиоклаз № 25-32 + кварц + биотит + альмандин + магнетит, д) обыкновенная роговая обманка + плагиоклаз § 29-40 + кварц с альмандином, биотитом, е) диопсид + плагиоклаз № 54-80 + гроссуляр + кальцит.

Биотит в гнейсах обычно коричневый, с ясным плеохроизмом, $n'_g = n'_m = 1,640-1,649$, $2 V_{Np} = 5^\circ$.

Альмандин ($n = 1,792-1,804$) встречается довольно часто как в гнейсах, так и в амфиболитах. Внутри бледно-розовых или бесцветных порфирибластов альмандина отмечаются многочисленные включения кварца и плагиоклаза.

Кианит присутствует в виде бесцветных удлиненно-пластинчатых кристаллов и обычно тяготеет к кварцевым прослойкам гнейсов. Показатели преломления кианита: $n'_g = 1,729$; $n'_m = 1,721$; $n'_p = 1,715$. Оптически отрицательный: $2 V = 70-80^\circ$. Угасание косое.

Силлиманит образует бесцветные монокристаллы. Показатели преломления силлиманита: $n'_g = 1,672$; $n'_p = 1,651$. Оптически положительный, $2 V = 25-30^\circ$. Угасание прямое.

Таблица 4

Средний химический состав кристаллических сланцев вишневогорской

Элем. рит - мов	Колич. шли- фов	Ед. изм.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
a	1	Вес.%	63,74	0,94	13,95	2,93	4,30	0,07
		Мол. колич.	1,061	0,012	0,137	0,018	0,060	0,001
b	1	Вес.%	63,54	0,74	15,54	2,00	4,97	0,05
		Мол. колич.	1,058	0,009	0,152	0,012	0,070	0,001
c	2	Вес.%	87,90	0,09	4,67	1,00	0,47	0,06
		Мол. колич.	1,498	0,001	0,046	0,006	0,007	0,001
d	3	Вес.%	63,83	0,63	16,72	2,40	3,11	0,11
		Мол. колич.	1,064	0,008	0,164	0,015	0,043	0,001
e	3	Вес.%	46,56	1,22	15,58	10,13	4,99	0,33
		Мол. колич.	0,775	0,015	0,153	0,063	0,070	0,004
f	1	Вес.%	46,14	0,49	14,84	3,56	3,07	0,26
		Мол. колич.	0,768	0,006	0,145	0,023	0,043	0,004

Примечание. Химические анализы выполнены в геохимической

Обыкновенная роговая обманка является породообразующим минералом амфиболитов. Плеохроизм ее резкий от буровато-зеленого по N_g до светло-зеленого по N_p . С: $N_g = 12-20^\circ$. $2V_{N_p} = 60-70^\circ$. Показатели преломления: $n'_g = 1,673-1,693$; $n'_p = 1,640-1,679$.

Диопсид обычно образует бледно-зеленые неправильные и изометричные зерна, промежутки между которыми выполнены скаполитом, кальцитом. Плеохроизм слабый. С: $N_g = 37-43^\circ$. $2V_{N_g} = 52-62^\circ$. Показатели преломления: $n'_g = 1,713$, $n'_m = 1,702$ и $n'_p = 1,685$.

Скаполит встречается, как правило, в скаполитово-диопсидовых породах и образует бесцветные ксеноморфные выделения между зернами диопсида. Показатели преломления: $n'_o = 1,571$, $n'_e = 1,547$.

В экзоконтактовых ореолах гранитоидных и щелочных интрузий гнейсы и амфиболиты обычно мигматизированы: пронизаны многочисленными послойными кварцево-полевошпатовыми прожилками. При переходе гнейсов в биотитовые мигматиты происходит перекристаллизация с укрупнением зерен, замещение плагиоклаза № 20-32 альбит олигоклазом № 9-10 и кали-натровым полевым шпатом. Гранат и кианит в гнейсах при мигматизации замещаются биотитом и мусковитом.

свиты в центральной и восточной частях района

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	ZrO ₂	Сумма
3,60	1,72	2,42	5,37	Не обн.	0,11	0,48	0,07	99,70
0,089	0,030	0,039	0,057	-	0,001	0,011	0,04	-
3,26	0,71	2,81	4,75	0,76	Не обн.	0,88	-	100,01
0,081	0,013	0,045	0,051	0,042	-	0,020	-	-
0,64	1,28	0,75	1,13	0,48	0,25	0,99	0,06	99,77
0,016	0,023	0,012	0,012	0,027	0,001	0,023	0,001	-
2,55	1,90	3,41	3,61	0,95	Следы	0,35	0,03	99,70
0,064	0,034	0,055	0,038	0,053	-	0,008	-	-
7,02	8,23	3,09	1,24	0,60	0,12	0,73	-	99,84
0,174	0,147	0,050	0,013	0,033	0,001	0,017	-	-
6,60	4,19	1,08	0,64	0,32	0,34	1,38	0,04	99,61
0,164	0,378	0,018	0,007	0,018	0,002	0,032	-	-

лаборатории МГРИ Л.В.Букасовой, Г.В.Соколовой и М.О.Степан.

При мигматизации амфиболитов средний плагиоклаз раскисляется, обыкновенная роговая обманка замещается биотитом. В диопсидово-плагиоклазовых и скаполитово-диопсидовых породах диопсид замещается обыкновенной роговой обманкой. Последняя, в свою очередь, замещается биотитом.

В восточной части района в составе гнейсов и амфиболитов значительную роль играют гистерогенные минералы: хлорит, мусковит, актинолит, эпидот, альбит и др.

При изменении биотитовых гнейсов биотит интенсивно замещается бледно-зеленым оптически отрицательным хлоритом. Последний часто содержит игольчатые кристаллики рутила. Титан, растворенный в биотите, выпадает при хлоритизации в виде рутила, и это является хорошим доказательством регрессивной природы замещения.

Плагиоклаз раскисляется и замещается альбитом и листочками мусковита. Кроме того, крупные зерна плагиоклаза и кварца по краям гранулируются и перекристаллизовываются. Таким образом, гнейсы постепенно переходят в мелкозернистую светлую слюдяно-полевошпатовую породу. Если в гнейсе присутствует гранат, то он при регрессив-

ном метаморфизме, переходит в хлорит, биотит. Силлиманит или кианит обычно замещаются мелкочешуйчатым мусковитом.

Интересно отметить, что в биотитовых меланократовых и гранат-биотитовых гнейсах как плагиоклаз, так и гранат замещаются зелено-вато-бурым биотитом. Эти гнейсы в конечном итоге превращаются в плотную темно-серую мелкозернистую кварцево-биотитовую породу.

В амфиболитах явления регрессивного метаморфизма проявляются в образовании актинолита, серицитизации плагиоклаза. Обыкновенная роговая обманка замещается не только актинолитом, но и оптически отрицательным хлоритом, биотитом и эпидотом. В некоторых шлифах отмечается интенсивное замещение обыкновенной роговой обманки актинолитом с выделением мелкозернистого кальцита. Амфиболиты при диафторезе постепенно переходят в слюдяно-актинолитовые и далее в актинолито-слюдяно-кальцитовые породы. В диопсидово-полевошпатовых и скаполитово-диопсидовых породах скаполит замещается тонкочешуйчатым мусковитом; диопсид-актинолитом, хлоритом, кальцитом. Таким образом, при регрессивном метаморфизме в породах вновь возникают минеральные ассоциации, характерные для фации зеленых сланцев.

В заключение следует еще раз подчеркнуть, что несмотря на различный характер метаморфизма, в различных частях района сохраняется закономерное повторение всех перечисленных разновидностей пород. Отдельные части (элементы ритма), составляющие горизонты, постепенно изменяют свой облик по простиранию, не нарушая ритмичного строения толщи (см. рис.2).

ВЫВОДЫ

1. Вишневогорская свита представляет ритмически слоистую толщу, состоящую из ряда горизонтов или ритмов. Каждый полный горизонт или ритм состоит из шести пластов или элементов ритма, различных по составу пород.

2. В пределах распространения вишневогорской свиты кристаллических сланцев наблюдается различный метаморфизм: прогрессивный региональный метаморфизм разных ступеней в западной и центральной частях района, контактовый метаморфизм вблизи интрузий и регрессивный динамометаморфизм в восточной части района.

3. По простиранию каждого пласта (элемента ритма) отмечается различный петрографический состав в различных частях района, что связано с различным характером метаморфизма.

4. Зная парагенетические ассоциации минералов на каждой ступени метаморфизма, можно мысленно "снимать" наложенный метаморфизм и проводить корреляцию разрезов на основе выявленных закономерностей строения толщи. Только этим путем можно правильно проводить геологическую съемку немых толщ различной степени метаморфизованных кристаллических сланцев и правильно проводить поиски месторождений полезных ископаемых.

5. Стратиграфическое расчленение глубокометаморфизованных сланцев в районе Вишневых гор может служить примером для картирования и других районов, сложенных метаморфизованными немymi кристаллическими сланцами.

Литература

- Кейльман Г.А. Новые данные о геологическом строении района Сысертской гранитной интрузии. - Сов. геология, 1958, № 6.
- Пронин А.А. Основные черты тектоники восточного склона Среднего Урала. - Труды ГГИ, УФ АН СССР. Свердловск, 1959, вып. 32.
- Роненсон Б.М. Основные черты геологического строения северной части Вишневых гор. - Изв. высш. уч. зав., серия "Геология и разведка", 1959, № 1.
- Роненсон Б.М. Геологические предпосылки методики детальной геологической съемки кристаллических комплексов. - Материалы по геологии полезн. ископ. Урала, 1962, вып. 10.
- Роненсон Б.М., Левин В.Я., Панков Ю.Д. Щелочной комплекс Ильменских и Вишневых гор. - В кн. "Путеводитель экскурсии Вишневые горы - Карабаш-Ильменские горы". Свердловск, 1961.
- Тернер Ф.Д. Пересмотр метаморфических фаций. Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Изд-во АН СССР, 1961.

Подмосковные бокситы распространены в южной краевой части Московской синеклизы Русской платформы. Бокситы залегают среди песчано-глинистых отложений, главным образом на размытой и закарстованной поверхности упинского известняка, реже на малевко-муравнинских отложениях турнейского возраста нижнего карбона и еще реже на верхнедевонских озерско-хованских отложениях. Стратиграфически они начинаются бобриковским горизонтом визейских отложений.

Угли залегают в песчано-глинистых визейских отложениях стратиграфически выше бокситов. Гипсометрически залежи углей в районах, удаленных от краевой части синеклизы, спускаются значительно ниже положения бокситовых залежей, особенно в районах Москвы и Ржева (рис. 1, 2, 3).

В структурном отношении бокситовые залежи тяготеют к подошве северного склона Воронежской антеклизы, граничащего с южным склоном Московской синеклизы. Бокситы не вскрыты в более глубоких частях синеклизы, где господствуют залежи углей. По направлению к центру Московской синеклизы они фациально замещаются песчано-глинистыми отложениями, обогащенными глиноземом и местами содержащими свободный глинозем (Швецов, 1938). Эти отложения протягиваются от южного склона к северо-западному склону Московской синеклизы и объединяют фацию бокситов и углей на значительном протяжении синеклизы и соединяют подмосковные бокситы с тихвинскими и боровичскими бокситовыми месторождениями.

Известные в настоящее время нижнекаменноугольные бокситы Русской платформы находятся в парагенезисе с углями, который проявлен на многих платформах мира и имеет планетарный характер.

Ю.К. Горецкий (1958) пришел к выводу, что главнейшими областями бокситообразования мира в каменноугольный и пермский периоды явились древние докембрийские или каледонские платформы со слабым проявлением верхнепалеозойских фаз складчатости. На этих платформах происходило медленное прогибание и накопление угленосных отложений в прибрежных зонах трансгрессирующих бассейнов. Из наиболее крупных областей бокситонакопления Ю.К. Горецким выделены следующие.

1. Китайская область карбонового и пермского бокситообразования на территории Китайской докембрийской платформы с месторождениями

Юньнаньской и Туйчжоуской провинций, Юго-Восточной Маньчжурии и Кореи.

II. Северо-Европейская область карбонового бокситонакопления, охватывающая территорию северной части докембрийской Русской платформы. В эту область включены Северо-Онежский и Тихвинский бокситоносные районы и частично Каледонская платформа Западной Европы.

III. Северо-Американская область карбонового бокситонакопления, охватывающая территорию Северо-Американской докембрийской и Каледонской платформ с бокситоносными районами Пенсильванского и Западного угленосных бассейнов.

IV. Африканская область бокситонакопления, связанная с верхнепалеозойскими угленосными отложениями района Уганды.

V. Сибирская платформа в связи с отложениями нижних горизонтов тунгусской свиты, весьма близки по условиям формирования к бокситоносным отложениям Северной Америки и Китая. Пятый пояс выделен предположительно.

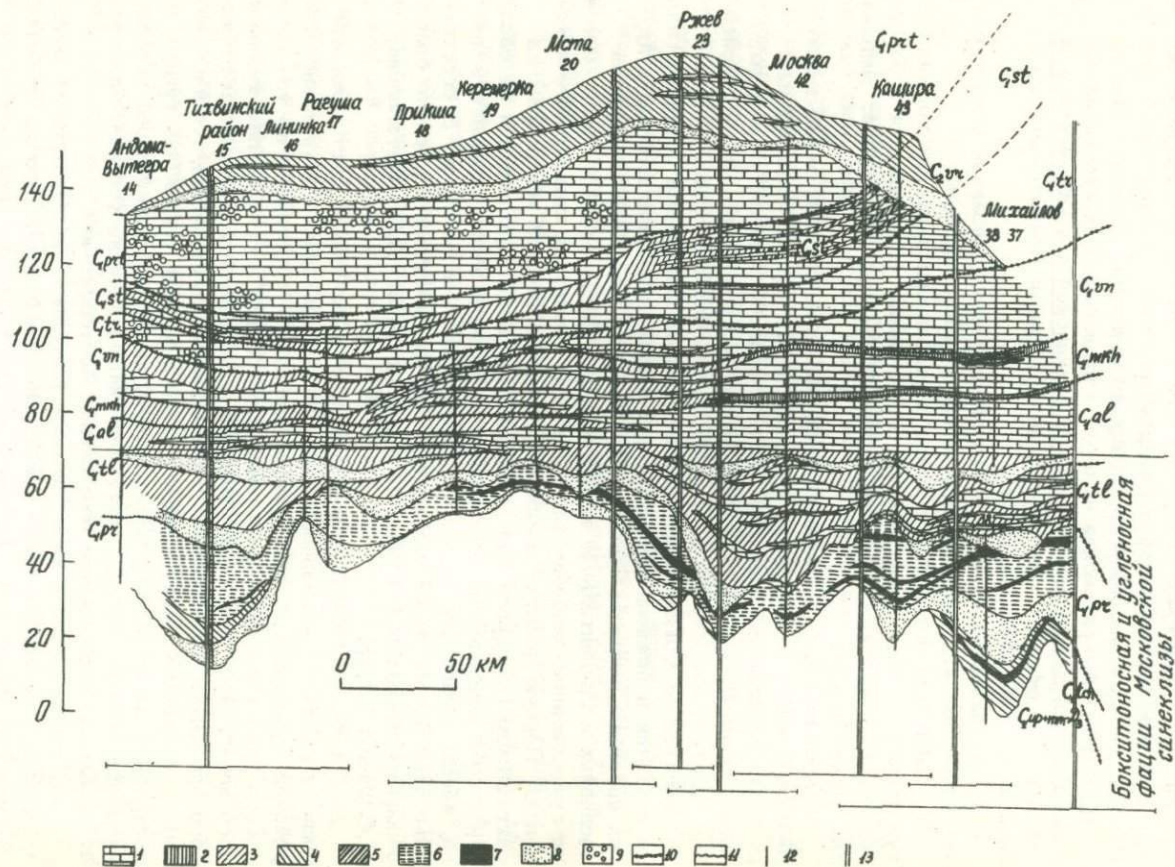
К этим поясам мы позволим себе добавить шестой, охватывающий Центральную-Европейскую бокситовую область Русской платформы с месторождениями Воронежской антеклизы и Московской синеклизы, а также, возможно, область южной части Русской платформы - территории Припятского прогиба и Днепровско-Донецкой впадины.

Парагенезис бокситов и углей на Русской платформе особенно сильно проявлен в нижнем карбоне. Вмещающими породами для тех и других являются песчано-глинистые отложения. Поэтому исследование последних и сравнительная характеристика фаций углей и бокситов имеют существенное значение для выявления причин их совместного нахождения. Первую попытку анализа этого парагенезиса мы делаем на фактическом материале сравнительно небольшой территории и не обольщаем себя надеждой на окончательное решение этого сложного вопроса, необходимого для научного прогноза поисков бокситов. В перспективе этот вопрос необходимо решать на фактическом материале более обширных территорий с учетом прошлых работ Л.В. Пустовалова, М.С. Швецова и др.

Еще в 1933 г. Л.В. Пустовалов писал: "Бокситовые месторождения южного крыла Подмосковского бассейна, Тихвинского и Журавлинского районов представляют собой одновременные и однотипные по условиям своего происхождения образования и относятся к отложениям алюминиевого века". Этот век автор связывал с палеогеографией нижекарбонового времени и писал далее: "...не может быть сомнений, что и в ближайший к угленосному веку отрезок времени климат также был теплый и достаточно влажный. Другими словами, непосредственно перед накоплением угленосных пород существовали климатические условия, благоприятствовавшие образованию бокситовых месторождений".

Так, одинаковыми климатическими условиями Л.В. Пустовалов объединил образование бокситоносной и угленосной фаций, что мы попытаемся доказать имеющимися теперь у нас фактическими данными.

В нашу задачу входило проанализировать и установить сходство и различие в минеральном составе бокситоносной и угленосной фаций отдельных районов Подмосковья и выяснить причины их сходства.



Для этого мы кратко коснемся характеристики этих фаций по материалам, полученным до 1941 г. при разведке участков в Подмосковье под руководством М.С.Сошниковой и при ревизионных работах, проведенных в тех же районах в 1945 г. автором статьи.

БОКСИТОНОСНАЯ ФАЦИЯ НИЖНЕВИЗЕЙСКОГО ВОЗРАСТА

В состав данной фации нижнего карбона входят: 1) бокситовые породы и бокситы гидроксидного генезиса; 2) охристо-глинистые породы, являющиеся размытыми и переотложенными дебокситизированными деградированными латеритными продуктами выветривания; 3) каолинистые глины с гнездами бокситов; 4) песчаные породы с гнездами и обломками бокситов.

Породы бокситоносной фации залегают под угленосной фацией нижнего карбона, выполняя размытую поверхность главным образом турнейских карбонатных и реже глинистых пород. Бокситоносная фация обнаружена во многих пунктах южной краевой части Московской синеклизы административно в пределах: Тульской, Рязанской, Липецкой, Калужской, Смоленской, Орловской и в других прилегающих областях. Наибольшее число известных участков относится к Тульской области — Шекинский, Советский, Лазаревский, Дедиловский, Воловский и другие районы.

В структурном отношении основная часть участков бокситов Подмосковья приурочена к возвышенности, расположенной к югу от Черев-

Рис.1. Распространение бокситоносной и угленосной фаций в Московской синеклизе (по данным М.С.Швецова, 1938)

1 — нормальные морские известняки; 2 — мелкозернистые известняки с ризоидами стигмарий и следами осушения (прибрежные и континентальные); 3 — песчано-глинистые породы, иногда с морской фауной, иногда с тонкими линзами угля и следами осушения (чередования прибрежно-морских и континентальных осадков); 4 — песчано-глинистые породы. В верхней части профиля красноцветные, морские, но без фауны. В нижней части профиля мало изучены (на юге), на севере немые континентальные отложения; 5 — морские глины с фауной без песков; 6 — песчано-глинистые породы, обогащенные Al_2O_3 , иногда содержащие свободный Al_2O_3 — боксит, а также значительные пласты угля; 7 — угли; 8 — пески, реже континентальные первые осадки опускавшейся суши; 9 — доломиты и доломитизированные известняки; 10 — разрез Андомы-Вытегры, по данным Бархатовой; 11 — размыты (показаны лишь более крупные); 12 — скважины или разрезы. Индексировка скважин по авторам с изменениями и дополнениями М.С.Швецова; 13 — сокращенные участки профиля, не содержащие фактических данных.

пещко-Щекинско-Лоторической депрессии, являющейся мелкой структурой, тяготеющей к нижней части северного склона Воронежской антеклизы и к самой верхней части южного склона Московской синеклизы.

Фациальный состав визейских пород, залегающих непосредственно на поверхности упинского известняка в пределах возвышенности, неодинаков.

Так, в северной части, ближе к Щекинской депрессии широким распространением пользуются глинистые отложения с прослоями угля и колчеданов, под которыми бокситы не установлены. Непосредственно на размытой поверхности известняка залегают каолиновые глины и угли угленосной фации, обогащенные глиноземом. Несколько южнее, у пос. Курова, на склоне глубокого карста каолиновые глины сменились породами бокситоносной фации; на дне карста их не оказалось. Здесь — на склоне карста — бокситы залегают под песками угленосной фации, прикрываемыми каолиновыми глинами с углями и колчеданами в основании. Таким образом, здесь в распределении фаций играли роль и более мелкие структуры южного склона Московской синеклизы.

У деревни Сатинки Щекинского района бокситы залегают в мелких вторичных карстовых углублениях склона глубокого карста упинского известняка под каолиновыми глинами с прослойками углей. Форма залежей бокситов линзовидная.

Несколько южнее подобное залегание бокситов наблюдается на участке Каменный лог. В Лазаревском районе у деревни Шенуровка бокситы с охристо-глинистыми породами лежат на склонах и в глубоких частях карстов упинского известняка под каолиновыми глинами бокситовой фации, включающими обломки бокситов. Бокситовые линзы и гнездообразные залежи Шенуровского участка протягиваются в виде длинной и узкой полосы параллельно правому берегу р.Упы. Ложем для пород бокситовой фации служат карсты в долинообразных углублениях известняка; не исключено, что это погребенные долины древних рек. В плане бокситовые залежи имеют неправильную конфигурацию с заливообразными контурами, напоминающими растекающиеся потоки.

В Воловском районе на Никитском участке бокситовые залежи приурочены к трем глубоким карстам упинского известняка. В плане они имеют неправильную форму с изрезанными извилистыми контурами.

Бокситовая фация нередко сопровождается железорудной фацией, состоящей из охристо-глинистых пород и плотного бурого железняка с гипсом, облегающего подстилающий известняк плотным пащирем.

В таком сочетании и парагенезисе с углистой фацией бокситовая фация находится в северо-западных районах — в Тихвинском, Боровичском и других месторождениях, а также в Предуралье на Журавлинском месторождении.

Гидрохимические продукты бокситоносной фации образуют полезные ископаемые, состав и условия залегания которых мы разберем по материалам южной части Московской синеклизы.

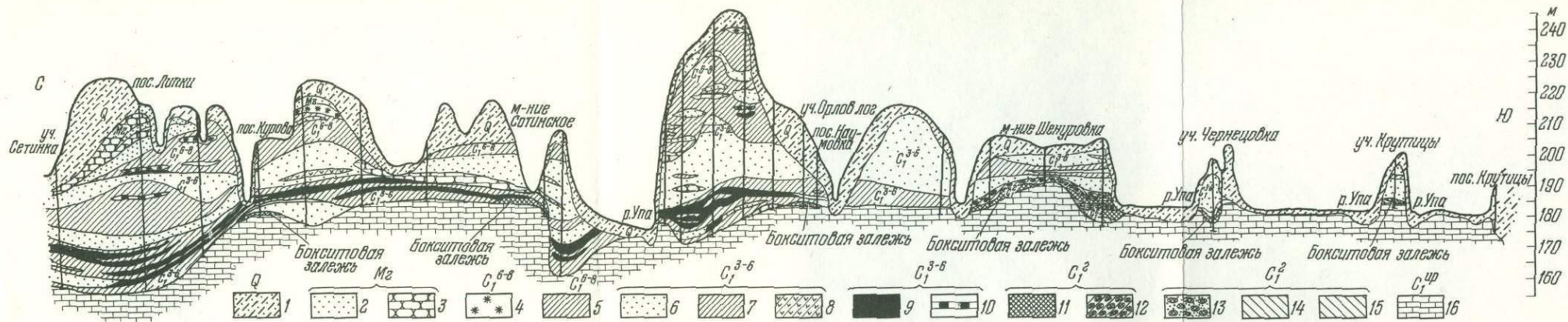


Рис. 2. Распространение бокситоносной и угленосной фаций в Южном крыле Московской синеклизы

1 - суглинок; 2 - песок; 3 - песчаник; 4 - бурый железняк; 5 - 8 - угленосная фация нижнего карбона визейского яруса: 5 - песчано-глинистая порода; 6 - песок; 7 - глина; 8 - глина сажистая; 9 - уголь; 10 - колчедан; 11-14 - бокситоносная фация нижнего карбона визейского яруса: 11 - боксит и бокситосодержащие породы; 12 - охристо-глинистая порода с гнездами бокситов; 13 - песок с включениями обломков бокситосодержащих пород; 14 - глина; 15 - глина с включениями обломков бокситосодержащих пород; 16 - упинский известняк нижнего карбона турнейского яруса.

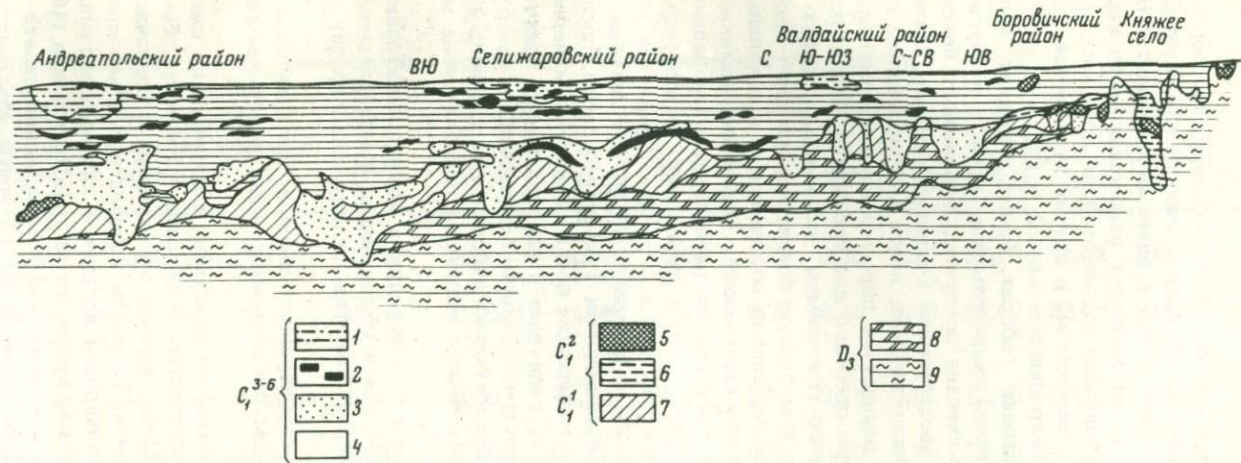


Рис. 3. Распространение бокситоносной и угленосной фаций в Северо-Западном крыле Московской синеклизы (по материалам Северо-Западного геологического управления)

I - угленосная фация нижневизейского возраста C_1 : 1 - песчано-глинистые отложения, 2 - угли, 3 - пески, 4 - глины и алевроиты; II - бокситоносная фация нижневизейского возраста C_1 : 5 - бокситы; 6 - песчано-глинистые отложения, 7 - глина; III - подстилающие породы верхнего девона: 8 - доломиты, 9 - пестроцветные глины

Гидрохимические бокситы и бокситосодержащие породы бокситоносной фации

Гидрохимические бокситы и глинистые бокситосодержащие породы того же генезиса залегают главным образом в непосредственной близости к поверхности упинского известняка турнейского возраста. На его закарстованной поверхности они занимают склоновые части карста и иногда его дно. В одних случаях они отделяются от поверхности известняка глиной, обогащенной глиноземом, в других железистой коркой, состоящей из минералов гидроокислов железа и гипса.

В минеральный состав их входят: гиббсит, бемит, каолинит, галлуазит, аллофан с примесью цеолитов, гидрокальцита, алунита и другие.

По внешнему виду гидрохимические продукты, куда входят бокситы и бокситосодержащие породы, неоднородны. Отдельные гнезда, прожилки, линзы в них сложены довольно чистым, почти молочно-белым гиббситом и бемитом, имеющими зернистую, порошокватую и столбчато-волокнистую форму, характерную особенно для прожилков. Эти обособления чистого вещества, богатого глиноземом, включены в рыхлую бесструктурную землистую или комковатую бокситосодержащую массу белого, желтоватого, серого цвета, сильно обогащенную включениями новообразований глинистых минералов, имеющих глинистое, каменистое, восковидное сложение. Цвет их чрезвычайно разнообразный — зеленовато-серый, желтый, кремовый, почти черный, сиреневый. По составу они относятся преимущественно к каолиниту и галлуазиту. Среди них встречается медово-желтый, клеевидный с прозрачными краями аллофан. На отдельных участках, например Милененском Тульской области, последний является распространенным минералом среди глинистых минералов; здесь, как и на других участках, галлуазит и аллофан имеют брекчиевидную форму, обусловленную растрескиванием затвердевшего аморфного вещества при высыхании и последующим заполнением трещинок глинистым и железистым веществом. Более подробное описание этих минералов автором дано ранее.

Бемит в бокситах Подмосковья был обнаружен нами сравнительно недавно. Это открытие позволяет найти общие черты в минеральном составе подмосковных и тихвинских бокситов, содержащих гиббсит и бемит.

Бемит, по данным рентгено-структурного анализа, выполненного в Тартуском университете Утсалом, на дифрактограмме имеет два рефлекса $6,216$ и $6,456 \text{ \AA}$.

По всем признакам гидрохимические продукты, состоящие из смеси наиболее часто встречающихся глинистых минералов — гиббсита, бемита, каолинита, галлуазита, аллофана, выпали из раствора с различной концентрацией алюминия и кремния. Глинозем попал в раствор при химическом разложении и выщелачивании латеритов кислыми водами. Кислая среда возникла, как в свое время писал И.В. Пустовалов (1933) в упомянутой выше литературе, при окислении и разложении пирита с образованием серной кислоты. Действием ее на пириты объяснялось и выщелачивание глинозема с образованием алунита и аллофана.

Таблица 1

Химический состав гидрохимических бокситов и глин Шенуровского участка

Минеральный состав бокситов и глинистой породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	SO ₃	H ₂ O общ.	П.п.п.	Сумма	$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$
Аллофан-гипсбитовый	9,40	0,00	54,90	0,00	0,70	0,30	0,20	12,70	31,92	100,12	5,8
Аллофан-галлуазит-гипсбитовый	16,36	0,00	45,44	1,16	0,27	0,46	0,00	14,60	22,04	100,33	2,72
Галлуазит-бемит-гипсбитовый	20,0	0,00	44,62	0,58	0,51	0,14	0,85	12,70	18,70	98,10	2,20
Галлуазит-каолинит-бемит-гипсбитовый	26,62	0,00	39,12	1,08	0,90	0,68	0,34	13,10	18,10	99,94	1,40
Гипсбит-галлуазит-каолинитовый	33,20	0,00	36,94	0,78	0,13	0,14	0,14	15,20	13,20	99,73	1,40
Каолинит-гидрогетит-галлуазитовый	32,08	0,00	31,25	10,15	0,92	0,64	0,14	12,20	12,12	99,50	0,9

Надо полагать, что при миграции растворенного вещества глинозем, в зависимости от концентрации его в растворе, выпадал либо в виде минералов свободного глинозема, либо соединялся с кремнеземом и выпадал в форме глинистых минералов. В пути миграции вещества – глинозем, железо, находящиеся совместно в латеритах, разделились. Железо в сульфатной форме опустилось ниже глинозема к самой поверхности известняка, где при изменении физико-химической среды с кислой на щелочную выпало в виде гидроокислов, а SO_4 взаимодействовал с кальцием известняка с образованием гипса. Нельзя не отметить отсутствие титана в местных гидрохимических продуктах. Это свидетельствует о том, что титан не мог мигрировать вместе с глиноземом, так как для его растворения и миграции нужна сильно кислая среда (Яковлева, 1958). Алюминий и железо гидрохимических продуктов переносились при более высоком рН кислой среды, около 5.

По минеральным ассоциациям среди гидрохимических продуктов выделяются следующие разновидности: 1) аллофан-гипбситовые; 2) аллофан-галлуазит-гипбситовые; 3) галлуазит-бемит-гипбситовые; 4) галлуазит-каолинит-бемит-гипбситовые; 5) каолинит-гидрогетит-галлуазитовые; 6) гипбсит-галлуазит-каслинитовые.

Химический состав бокситов согласуется с ассоциацией данных глинистых минералов. Содержание глинозема повышается в разновидностях, обогащенных гипбситом и бемитом, и соответственно понижается в них в связи с концентрацией других глинистых минералов (табл. 1).

Охристо-глинистые породы бокситоносной фации

Охристо-глинистые породы бокситоносной фации Подмосковья относятся к делювиально-пролювиальным долиново-карстовым отложениям. Они связаны с размывом латеритной коры выветривания и переотложением ее железисто-глиноземистых продуктов на размывтую поверхность упинских известняков и более редко других пород. Об этом убедительно свидетельствует их обломочное строение, наличие конгломерата и других обломочных структур. Обломочное строение в них проявляется иногда слабо вследствие глубокой их переработки сернокислыми водами. Последние обусловили дебокситизацию латеритов. Именно им обязана вторичная концентрация глинозема и железа, имеющаяся в гидрохимических продуктах (рис. 4).

Охристо-глинистые латериты пользовались широким распространением не только в нижневизейское время нижнего карбона, но и даже в конце верхнего девона. Латеритам обязано широкое распространение железистых продуктов на Русской платформе.

Л.В.Пустовалов (1933) их включает в окисленную зону и о них пишет так: "... залегают между двумя толщами пород, несущих в основном восстановительный комплекс минералов, – такая зона должна прежде всего рассматриваться вне зависимости от нахождения в ней конгломерата или других грубообломочных пород как зона континентального геохимического противоречия, т.е. как результат континентального

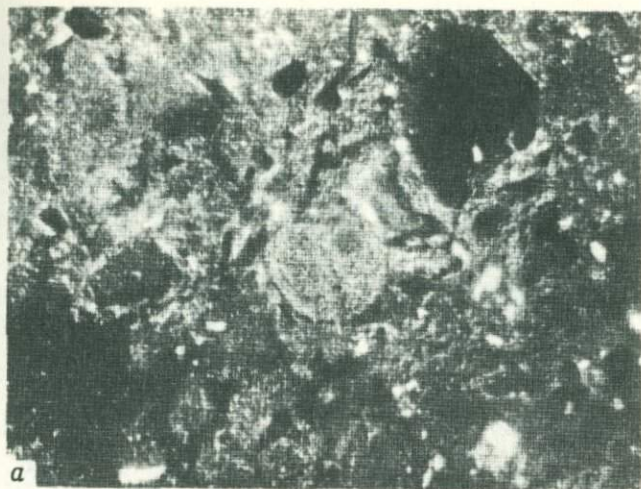


Рис. 4. Шлиф и штуфные образцы боксита и бокситосодержащих пород
 а-брекчиевидное строение охристо-глинистых пород бокситоносной фации, выполнявших карсты упинского известняка. Никитский участок Тульской области, увел. 20 с анализатором; б-прожилки гипбсита с бемитом, пересекающие охристо-глинистую породу бокситоносной фации. Шенуровский участок Тульской области, штуф в натур. вел.; в-гипбсит-бемит-галлуазит-каолинитовая порода бокситоносной фации. Шенуровский участок Тульской области. Штуф в натур. вел.

Химический состав охристо-глинистых

№ обр.	Место взятия образца	Характеристика	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃
181	Шенуровский участок, шурф 2	Охристо-глинистая порода с реликтами обломочной структуры	27,10	Не опр.	18,45
101	То же	То же	40,24	"	18,02
85	Шенуровский участок, штрек 4	"	36,89	"	25,61
144	Сатинский участок, обнажение	"	31,62	0,47	12,83
136	Сатинский участок, скв. 21, глуб. 26 м	"	55,20	Не опр.	2,38
9	Чернецовский участок, скв. 48, глуб. 14 м	"	20,04	"	38,65
195	Сатинский участок, обнажение	Глина серовато-зеленая чешуйчатая	57,40	0,00	17,52
200	Качанский участок, обнажение	Глина зеленая чешуйчатая, сухаристая	40,0	Следы	30,91
187	Шенуровский участок,	Глина фиолетово-серая, плотная	58,60	0,00	22,56
6	Шенуровский участок, сев. стенка штрека № 4	Глина зеленовато-серая, вязкая	61,13	0,26	20,03
110	Скв. 10, Шенуровский участок	То же	47,26	Не опр.	29,37
65	Шенуровский участок, обнажение	Глина серовато-зеленая, вязкая	32,42	"	18,84

режима и, следовательно, как образование древней суши". И далее он связывает появление окисленной зоны с континентальным перерывом. Это прозорливое научное предвидение оправдалось в настоящее время открытием ряда бокситовых месторождений (Северо-Онежское, Белгородское, Подмосковное), образование которых связано с континентальным перерывом в конце верхнего девона и в начале визейской эпохи нижнего карбона.

О широком распространении охристых и охристо-глинистых пород не только в Подмосковье, но и в Тихвинском, Журавлинском районах писали многие. Л.В.Пустовалов писал о наличии в них общего комплекса пород, состоящих из бокситов, железных руд с содержанием Fe₂O₃ около 66%, иногда огнеупорных глин, получивших от С.Ф.Малявкина название "рудного горизонта". А.Н.Волков называл этот комплекс латеритами и связывал их с древней, погребенной корой выветривания, залегающей *in situ* (1934).

В настоящее время наличие латеритов установлено в пределах Воронежской антеклизы как на протерозойских породах кристаллического фундамента, так и на девонских осадочно-эффузивных породах. Кратко коснемся характеристики дебокситизированных латеритных продуктов южного крыла Московской синеклизы.

продуктов и глин бокситоносной фации

Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	П.п.п.	Сумма
29,87	0,80	1,48	0,90	0,16	0,10	11,42	11,20	100,98
25,10	Не опр.	1,25	0,79	Не опр.	0,44	7,24	8,48	101,56
10,39	"	Не опр.	Не опр.	"	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
35,22	"	"	"	"	"	7,16	9,60	96,99
22,01	"	0,30	0,50	"	0,28	5,80	14,58	101,06
20,01	"	Не опр.	Не опр.	"	Не опр.	12,86	8,8	100,44
3,89	"	0,78	0,76	"	0,89	8,10	8,70	98,04
3,09	"	0,27	0,21	"	0,0	12,70	12,60	99,70
2,14	"	0,78	1,41	"	0,27	4,60	6,90	97,16
3,12	"	Не опр.	Не опр.	"	Не опр.	7,14	7,58	99,23
3,97	"	"	"	"	"	Не опр.	19,02	99,62
5,20	"	"	"	"	"	3,20	20,24	79,90

В минеральном составе охристо-глинистых пород принимают участие глинистые минералы, такие как каолинит, галлуазит, минералы гидроокислов железа, минералы свободного глинозема, цеолиты, кварц, магнетит, турмалин, апатит, циркон (табл.2). Минералы свободного глинозема в охристо-глинистых породах нередко образуют вторичные прожилки (см. рис. 4).

Химический состав охристо-глинистых пород характеризуется колебанием Fe₂O₃ от 10 до 35% в зависимости от степени их выщелачивания (см. табл. 2).

Гранулометрический состав охристо-глинистых пород очень неоднороден. В брекчиевидных охристо-глинистых породах карстов преобладают обломочки размером более 0,5 мм. Землистые массы их сложены преимущественно алевритовыми частицами, представленными изотропными глинистыми минералами. В отдельных образцах (60, 73), кроме алевритовых частиц в охристо-глинистых породах содержится до 29% илистых, а в наиболее тонкой фракции с d 0,001 мм - гелевых частиц (табл. 3). Наличие тонких илистых частиц свидетельствует о возможном привносе вещества частично во взвешенном состоянии. Гель мог образоваться в стадии эпигенеза при дебокситизации латеритных продуктов в связи с выщелачиванием из них глинозема. Наличие алев-

Таблица 3

Гранулометрический состав охристо-глинистых пород и глин
бокситовой фации (в %)

Место взятия пробы	№ пробы	Размер частиц, мм						
		0,25- 0,5	0,25- 0,10	0,10- 0,05	0,05- 0,01	0,01- 0,005	0,005- 0,001	меньше 0,001
Охристо-глинистые породы								
Шенуровский участок								
Шурф 66	49	0,15	3,27	23,09	23,50	12,82	19,99	17,18
Штрек 2 шурфа 66	48	9,42	1,01	25,88	30,13	12,06	13,67	7,83
То же	52	Нет	0,25	51,85	19,82	10,30	8,42	9,36
Шурф 2	60	0,43	0,92	6,54	21,15	13,63	28,95	28,38
То же	68	Нет	0,17	38,85	9,45	10,12	23,01	18,40
Штрек 3 шурфа 66	73	"	0,32	4,50	31,49	15,02	19,89	28,78
Глины бокситовой фации								
Шенуровский участ- ток								
Обнажение 1	194	Нет	Нет	3,94	13,18	8,29	26,37	48,22
Обнажение 2	174	0,56	0,44	1,31	7,56	6,91	27,31	56,19
	175	Нет	20,03	22,42	15,86	9,35	10,96	21,38
	177	"	3,30	22,48	12,26	4,10	10,43	47,49
Никитский участок								
Скв. 48	8	1,55	0,20	2,05	18,65	16,50	24,91	36,14
Скв. 40	14	Нет	0,14	10,77	18,92	11,45	21,26	47,46
Скв. 46	20	0,26	0,33	7,49	28,34	12,17	22,58	23,83
Скв. 53	30	0,15	1,15	0,58	28,39	12,87	32,43	24,43

ритовых частиц и более крупных обломочков свидетельствуют о механическом переотложении латеритных продуктов делювиально-пролювиальным путем, о чем также свидетельствует их недифференцированность по крупности. Судя по всему, характер охристо-глинистых пород был predetermined размывом коры выветривания. Этот размыв и переотложе-

ние происходили в начале визейской эпохи, что подтверждают обнаруженные в них по нашей просьбе М.А. Юшко и С.Н. Наумовой нижнекаменноугольные споры и пыльца. Подробнее об этом нами было опубликовано ранее (Трубина, 1958).

Каолинит-галлуазитовые глины бокситоносной фации

Глины бокситоносной фации имеют зеленый и желтовато-бурый цвет, чешуйчатое строение. Они покрывают и подстилают бокситовые залежи и лишь иногда встречаются среди охристо-глинистых пород. В них нередко включены обломки гидрохимических продуктов. В состав этих глин входят преимущественно каолинит и галлуазит. От охристо-глинистых пород они отличаются не только внешним обликом, но и значительно большим содержанием кремнезема и меньшим гидроокислов железа, что видно при сопоставлении их химических анализов в табл. 2. Если в охристо-глинистой породе содержание окиси железа колеблется от 10,39 до 35%, то в глинах содержание окиси железа колеблется от 2,14 до 5,20%.

Сопоставление данных таблиц свидетельствует о сходстве глин и охристо-глинистых пород по содержанию глинозема, окиси магния и окиси кальция.

В гранулометрическом составе глины преобладают илистые и гелевые частицы.

В отдельных пробах тонкие частицы от общего состава легкой фракции составляют 75%, в то время как алевритовые — около 25%. Среди более крупных фракций имеются обломочки боксита, что свидетельствует о более позднем образовании этих глин.

Минеральный состав тяжелых фракций этих пород несколько различен.

При сравнении данных табл. 4 и 6 можно заметить, что глины бокситовой фации имеют более разнообразный состав тяжелой фракции, чем охристо-глинистые породы (см. табл. 4 и 6). Однако состав глинистых минералов в той и другой породе одинаковый, т. е. галлуазит-каолинитовый, что свидетельствует об общности пород бокситовой фации.

Песчаные породы бокситоносной фации

Песчаные породы бокситоносной фации состоят из песка с примесью глинистого вещества и обломков боксита. В глинистой фракции песка с диаметром частиц меньше 0,01 мм и удельным весом меньше 2,8 установлено: каолинита — 40, гиббсита — 1, кварц — 28, галлуазита и аллофана — 31%. Более крупные фракции ($d = 0,01-0,25$ мм) с удельным весом больше 2,8 обогащены гидрогетитом, магнетитом, гематитом, рутилом, цирконом (табл. 5).

Таблица 4

Минеральный состав фракций охристо-глинистых пород бокситоносной фации

№ обр.	Место взятия образца	Краткая характеристика породы	Фракция			
			d = 0,01 мм, уд.вес < 2,8	%	d = 0,01-0,25 мм, уд.вес > 2,8	%
1	2	3	4	5	6	7
36	Сатинский участок, в карсте упинского известняка	Охристо-глинистая порода желтовато-бурая слабо цементированная	Каолинит и изотропный минерал с показателем преломления галлуазита	40	Гидрогетит	95
			Сростки каолинита с гиббситом	5	Гиббсит и каолинит, пропитанные гидроокислами железа	4
			Кварц с различной степенью окатанности	29	Апатит Циркон Лейкоксен Магнетит Гематит	1
161	Качанский участок на размытой поверхности	То же	Каолинит	30	Гидрогетит	93
			Глинистые частицы ожелезненные, галлуазитового состава	50	Магнетит Турмалин Лейкоксен	5

1	2	3	4	5	6	7
			Сростки гиббсита с каолином	10	Галлуазит и каолинит с включениями рудных частичек	1
			Кварц	10		
49	Шенуровский участок, шурф 66	Охристо-глинистая порода с тонкими прожилками гиббсита, содельными включениями глинистых минералов	Сростки каолинита, галлуазита и гибсита	10	Гидрогетит	90
			Каолинит	40	Магнетит	4
			Галлуазит	30	Гематит	1
			Аллофан в форме изотропных частичек	10	Лейкоксен Циркон	5
			Глинистое вещество, слабо просвечивающееся	10	Оруденелое глинистое вещество изотропное	

Таблица 5

Минеральный состав фракций песчаных пород бокситоносной фации

№ обр.	Место взятия образца	Краткая характеристика породы	Фракции			
			d < 0,01 мм, уд. вес < 2,8	%	d = 0,01–0,25 мм, уд. вес > 2,8	%
1	2	3	8	5	6	7
72а	Шенуровский участок, штрек 3	Песчано-глинистая порода зеленоватая	Кварц	28	Гематит и магнетит	40
			Каолинит	41	Гидрогетит	35
			Галлуазит и аллофан	31	Пироксен Циркон, рутил Кварц оруденелый	10 5 10
43с	Шенуровский участок, штрек 3	Песок светлый тонкозернистый глинистый	Кварц	90	Гидрогетит	5
			Каолинит	8	Гематит	3
			Полевой шпат	1	Турмалин	5
			Мусковит	0,5	Циркон, рутил	47
					Дистен	3
					Лейкоксен	25
		Гидрохлорит	0,5	Ильменит	9	
				Гранат	0,5	
				Мусковит	2,3	
				Роговая обманка	0,2	
167а	Качанский участок, шурф 1, штрек 1	Песчаник желто-бурый тонкозернистый, глинистый	Кварц, хорошо окатанный иногда с включениями апатита	95	Гидрогетит	85
					Циркон	5
					Роговая обманка	2

1	2	3	4	5	6	7
			Галлуазит	1	Турмалин	2
			Каолинит	4	Биотит	1
					Кварц оруденелый	5
1516	Качанский участок, расчистка 9	Песок светло-серый, тонкозернистый, глинистый	Кварц	90	Магнетит	45
			Каолинит	8	Турмалин	30
			Аморфное глинистое вещество	2	Пироксен	10
					Циркон, цоизит	5,2
					Кварц оруденелый	2,8
62	Сатинский участок	Песок светлый, тонкозернистый, глинистый	Кварц	85	Магнетит	60
			Каолинит	5	Турмалин	10
			Галлуазит	5	Циркон	15
			Аллофан	4	Пироксен, амфибол	2,5
			Гидрокальцит	1	Кварц	12,5

УГЛЕНОСНАЯ ФАЦИЯ

В состав угленосной фации южного крыла Московской синеклизы входят каолиновые глины, угли и кварцевые пески. Каолиновые глины угленосной фации имеют в большинстве случаев темно-серую и синевато-серую окраску, большую вязкость и пластичность. В составе глин иногда наблюдаются растительные остатки. Глины обогащены глиноземом и обладают огнеупорностью. Особенно сильной огнеупорностью обладают сухаристые глины, в которых отсутствует пластичность. Огнеупорные свойства этих глин отмечались еще в 1938 г. М.С.Швецовым. В профиле через Михайлов, Каширу, Москву, Ржев, Тихвин и другие районы песчано-глинистые отложения, в том числе и огнеупорные пластичные и сухаристые глины протягиваются почти через всю Московскую синеклизу от Михайлова на южном крыле до Тихвинского района на северо-западном крыле синеклизы (Швецов, 1938). В химическом составе пластичных глин сравнительно немного кремнезема (40-43%), глинозема около 35%, двуокиси титана от 1 до 3%, окиси железа до 1%, окиси магния и окиси кальция меньше 1%. Огнеупорные глины содержат свободный глинозем, о котором в 1938 г. упоминал М.С.Швецов. Сухаристые глины приурочены к нижней части угленосной свиты и являются стратиграфическими аналогами бокситов краевых частей Московской синеклизы (Подмосковных, Тихвинских и Боровичских). К этим глинам в отдельных районах приурочены линзы углей. В таких случаях угленосная свита состоит из чередующихся пластов темных глин, среди которых нередко выделяются более светлые огнеупорные глины, богатые серным колчеданом, линзы угля и пласты песка и песчаников серого и желтого, реже белого цвета. В отложениях продуктивной свиты имеются залежи бурых железняков (район Липецка).

В легкой фракции глин угленосной фации (обр. 20) содержится: каолинита 65%, тонкоагрегатного галлуазита - 15, кварца 10%. В другом образце (обр. 24) содержится: монотермита - 80, кварца - 15, углистых частиц - 5%. Легкая фракция некоторых образцов глин состоит в основном из каолинита и углистых частичек (табл. 6).

В образце № 9 в легкой фракции глины содержится углистое вещество, кварц, мусковит, гиббсит и мало каолинита. В тяжелой ее фракции наблюдается гидрогетит с каолинитом, роговая обманка, пироксен, циркон, турмалин, дистен.

Уголь в угленосной свите приурочен в основном к каолиновым глинам. Распределение угля в угленосной толще неравномерное. Максимальные скопления их приурочены к нижним и средним частям свиты. К верхней приурочены тонкие и быстро выклинивающиеся прослойки. В отдельных районах в верхней части угленосной свиты угли отсутствуют. Угленакопление было, очевидно, территориально прерывистое и пласты угля имеют линзовидную и гнездовидную форму. Прослой угля часто расщепляются; между ними наблюдаются глины или пески. Иногда расщепленные линзы соединяются в одну на небольшом расстоянии. Число линз и прослоев в отдельных разрезах составляет 2 - 4, иногда 5. Расстояния между ни-

Таблица 6

Минеральный состав фракций пород бокситоносной и угленосной фаций Никитского участка

№ обр.	Место взятия образца	Краткая характеристика породы	Фракции			
			d = 0,01 мм, уд. вес < 2,8	%	d = 0,01-0,25, уд. вес > 2,8	%
1	2	3	4	5	6	7
Породы бокситоносной фации						
30	Скв. 53, глубина 24,7 м, под бокситовой залежью	Глина, серовато-зеленая, пластичная	Каолинит	50	Гидрогетит	90
			Галлуазит	40	Каолинит ожелезненный	9
			Кварц	8		
			Гиббсит	2	Дистен, турмалин, циркон	1
14	Скв. 40, глубина 22,35 м	Глина желтая, пластичная, сильно охристая	Каолинит	65	Гидрогетит	97
			Галлуазит	30	Кварц ожелезненный	2
			Кварц	4	Лейкоксен, циркон, турмалин	
			Гиббсит	1		1
1	Шурф 11, глубина 4,9 м	Бокситовая порода желтоватого цвета, рыхлая	Гиббсит	50	Гидрогетит	99
			Каолинит	15	Рутил	0,5
			Галлуазит	20	Гранат	0,3
			Аллофан	14	Турмалин	0,2
			Цеолиты	1		
Породы угленосной фации						
9	Скв. 48, глубина 14 м над бокситовой залежью	Глина темная с углистыми частичками	Углистое вещество с каолинитом	80	Гидрогетит с каолинитом	81
					Сруделеная слюда	15

1	2	3	4	5	6	7
			Кварц	10	Турмалин, циркон,	
			Мусковит	8	дистен	4
			Гиббсит	2		
24	Скв.46, глубина 26-29 м	Глина углистая с желто-бурыми пятнами	Монотермит	80	Гидрогетит	98
			Кварц	15	Роговая обманка	1
			Углистые частицы	5	Кварц с гидрогетитом	1
20	Скв.46, глубина 32 м	Глина светло-бурая, ожелезненная	Каолинит	65	Гидрогетит	93
			Углистые частички	5	Роговая обманка	2
			Гидрослюда	5	Гидрохлорит	3
			Кварц	10	Пироксен	1
			Тонкоагрегатное вещество (галлуазит?)	15	Циркон	0,5
					Турмалин	0,5
27	Скв.46, глубина 33,5 м	Глина зеленовато-бурая	Тонкоагрегатное вещество (галлуазит)	60	Гидрогетит	90
			Хлорит	4	Сростки гидрогетита с кварцем	9
			Цеолиты	1	Гидрохлорит ожелезненный	1
			Кварц	34		

ми 2–5–10 м. Мощность угленосной толщи меняется примерно от 10–20 до 60 м. В сторону центра Московской синеклизы уголь выклинивается.

Пески в разрезе приурочены главным образом к основанию угленосных отложений, имеют желтую, реже белую окраску, среднюю окатанность. По минеральному составу они в основном кварцевые, иногда обогащены каолином, или карбонатными частичками. В тяжелой фракции их наиболее часто присутствуют: турмалин, циркон, дистен, гематит, мусковит. Эти минералы часто обнаруживаются и в бокситовой фации. К редко встречающимся минералам в песках фации углей М.С.Швецовым отнесены – силлиманит, полевые шпаты, цоизит, клиноцоизит, титанит, роговая обманка, биотит, хлорит, мусковит, корунд, эпидот, цейлонит, анатаз, апатит, ильменит и др. Некоторые из упомянутых минералов нами не были обнаружены. К таким относятся – эпидот, клиноцоизит, цейлонит, силлиманит. Остальные минералы встречались и в бокситовой фации.

ВЫВОДЫ

1. Итак, парагенезис бокситоносной и угленосной фаций нижнекарбонных отложений Московской синеклизы (часть южного крыла) устанавливается в основном по обогащенности глиноземом, по распространению в той и другой фациях каолинита и постоянно встречающимся в них акцессорным минералам. В бокситовой фации, кроме каолинита, широко распространены галлуазит и аллофан, но эти минералы вторичные и связаны с гидрохимической переработкой латеритных продуктов выветривания.

2. По распределению глинистых минералов в нижневизейских отложениях мы вправе подтвердить благоприятную для бокситообразования палеогеографическую обстановку того времени, предполагаемую Л.В.Пустоваловым, – как латеритную с развитием пышной растительности и зональной коры выветривания с верхней зоной свободного глинозема в пределах Русской платформы, в том числе Воронежской антеклизы. Здесь мог формироваться бокситоносной профиль выветривания на протерозойских и девонских породах основного состава. Размыв его сопровождался последовательным переотложением на предварительно сильно денудированную и закарстованную поверхность турнейских пород: в начале – продуктов верхней зоны выветривания – охристо-глинистых пород с минералами свободного глинозема, вошедших в состав бокситовой фации; потом – средней каолинитовой зоны, продукты которой вошли в состав угленосной фации, и – в последнюю очередь размывалась гидрослюдистая зона, продукты выветривания которой вошли в состав тульской толщи, покрывающей угленосную. О размыве латеритной коры выветривания в начале визейской эпохи в свое время писал М.С. Швецов (1938): "Более интересны в этом отношении те материалы, которые переносились в коллоидальном или химически растворенном состоянии и, прежде всего, Al_2O_3 , в меньшей степени Fe_2O_3 и TiO_2 . Кора этих продуктов континентального латеритного выветривания кристаллических пород к северу и северо-западу от нашего бассейна была

сорвана в период послечернышенского поднятия на больших пространствах и более энергично, чем ранее, в результате того, что это поднятие было более значительным, чем предшествовавшие. Огромное количество этих продуктов выветривания кристаллических пород поступило в речные воды и было перенесено на юг и юго-восток в область дельты". Далее он считал, что глинозем выпал из раствора быстрее, чем кремнезем и железо с образованием бокситов района Тихвина, несколько южнее с выпадением его он связывал сухарные глины Боровичей и на юге спорадические слои или линзы, со свободным глиноземом среди каолиновых глин. Однако такой путь переноса глинозема с севера и северо-запада в южную часть Московской синеклизы в растворенном состоянии реками слишком длинен. На таком длинном пути глинозем мог быть осажден совместно с кремнеземом в виде каолинита. Речные воды, да и морские содержат больше кремнезема, чем глинозема. Перенос латеритных продуктов выветривания в южную краевую часть синеклизы был значительно более коротким: с северного склона Воронежской антеклизы. Иначе разве могли так четко и закономерно распределиться продукты выветривания размытых зон при переносе вещества на далекие расстояния. В самом деле, судя по всему характеру визейских отложений, мы видим отчетливую тенденцию последовательного размыва зональной коры выветривания. Это просто перевернутая кора выветривания. Но не только в этом дело. Закономерное распределение кластического материала говорит о преимущественно механическом переносе вещества, а не только в одном химическом растворенном виде, как предполагалось раньше.

3. По взаимному стратиграфическому и территориальному расположению различных переотложенных продуктов выветривания в южной части Московской синеклизы можно восстановить зональность размытой коры выветривания. По распределению бокситов в более верхних частях южного склона, а углей ниже гипсометрически и несколько дальше к центру Московской синеклизы и в то же время по выклиниванию их в этом направлении, можно судить о большей вероятности сноса вещества именно с юга, т.е. с северного склона Воронежской антеклизы, а не с северо-запада и не с севера Балтийского щита. М.С.Щецов в свое время не был полностью убежден в переносе вещества в южную часть Московской синеклизы с Балтийского щита, так как в своем труде (1948) он писал так: "очень показательны и убедительно нарастание накоплений Al_2O_3 в продуктивной толще по мере движения с юга на север при параллельном убывании и даже исчезновении на севере угольных пластов". В свое время, когда возникло мнение о смыве коры выветривания с Балтийского щита, не было еще данных о развитии коры выветривания в пределах Воронежской антеклизы. В данное время имеется много фактов о развитии латеритной бокситоносной коры выветривания в конце верхнего девона и начале визейской эпохи. Пример того — бокситы Воронежской антеклизы. В это же время развивалась бокситоносная кора выветривания на основных эффузивных протерозойских породах и на северо-западе в пределах Ветреного пояса (Трубина, 1958). С размывом ее

связано накопление бокситов в краевой части Северо-Онежской впадины, входящей в состав северо-западной части Московской синеклизы. Перенос размытых продуктов выветривания там происходил на небольшое расстояние. На юге Московской синеклизы она могла развиваться в пределах островов Упинского и Чернышенского морей. Море было теплое, с образованием кораллов. Островками могли служить выступы кристаллического фундамента. В раннем карбоне область сноса близко подходила к Плавскому району Тульской области, к Калуге, Рязани и Рязску. Об этом можно говорить теперь более уверенно, ссылаясь на последние исследования фундамента, вскрытого недавно глубоким бурением. В более ранний период такие фактические данные, подтверждающие эти выводы, отсутствовали.

Конечно, такие выводы могут вызвать и теперь возражения. Ведь, северный склон Воронежской антеклизы, сложенный кристаллическими породами фундамента, прикрыт девонскими осадками. Поэтому как будто бы и нельзя ожидать размыва кор выветривания кристаллического фундамента. Однако надо иметь в виду, что как додевонская, так и докаменноугольная поверхность кристаллического фундамента была неровной. В ее пределах имелись погружения и возвышенности (Утехин, 1962) и часть возвышенностей была обнаженной; это доказывается последними данными глубокого бурения.

В пределах этой структуры визейские отложения угленосной фации залегают на коре выветривания кристаллических пород и отложениях бокситовой фации. Этот факт представляет большой интерес, так как показывает, что до отложения бобриковского горизонта, с которым связана бокситоносная фация, кора выветривания уже существовала.

Довизейский рельеф резко неровный с амплитудой колебаний поверхности до 80 м (Швецов, 1948) и надо полагать, что он мог быть создан не только довизейскими эрозионными процессами, но и тектоникой. Предполагают, что в пределах Тулы в кристаллическом фундаменте тогда выделялась глыба, приподнятая в рельефе примерно на 35 м (Преображенский, 1953); причем на ее поверхности не отлагались малевко-муравнинские глины. Наличием ее автор объяснял разрозненность и изолированность выходов этих пород; тектоническими дислокациями он объяснял большие падения чернышенских и упинских слоев к югу от Тулы и в районах Черепети.

Если прав автор и если поверхность кристаллических пород была обнажена здесь в раннем визе, то на ней могли в то время развиваться латериты. Для этого были все условия и, в первую очередь, — влажный, теплый климат.

4. Таким образом, вопрос миграции с юга на север бокситоносных и угленосных продуктов размытой ранневизейской латеритной коры выветривания (возможно, наложенной на верхнедевонскую кору выветривания) в южной части Московской синеклизы, граничащей с северным склоном Воронежской антеклизы, доказывается всеми приведенными фактическими данными.

5. Вопрос парагенезиса бокситоносной и угленосной фаций в южной части Московской синеклизы приведенными фактическими данными ре-

шается также однозначно. Та и другая связаны с размывом верхней зоны латеритной коры выветривания, формировавшейся не только в теплом климате, но при хорошем дренировании. В соответствии со сказанным ранее, очевидно, что не всякая угленосная фация находится в парагенезисе с бокситовой фацией. Там, где не было основных пород и на них бокситоносных латеритов, т.е. верхней зоны свободного глинозема латеритной коры выветривания, нельзя ожидать такого парагенезиса. Примером тому может служить угленакопление в тульское время, связанное с размывом более глубокой гидрослюдистой зоны коры выветривания, вследствие чего в этом случае не произошло отложения бокситоносной фации.

6. Гидрохимические процессы, наложившиеся на латеритную концентрацию глинозема и железа, вызвали дебокситизацию латерита и образование маложелезистого боксита. И если такой процесс имел бы широкий размах, мы вправе были бы ожидать значительных накоплений гидрохимических бокситов более высокого качества, обогащенных природными процессами.

7. Выдержанная совокупность общих черт бокситоносной фации на всей площади Русской платформы позволяет надеяться на открытие нового южного бокситового пояса в краевых частях Припятского прогиба и Днепровско-Донецкой впадины, в непосредственной близости с границами с ними склонами антиклинальных структур, сложенных основными породами.

Литература

- Аршинов В.В. Аллювиальные руды и возможность их нахождения в России. Материалы для изучения естественно производительных сил, 1916, № 6, II.
- Аншелес О.М. Микроскопические исследования глин, песков и бокситов Череповецкой губ. - Известия Геологического Комитета, 1927, № 2.
- Волков А.Н. О латеритном выветривании некоторых верхнедевонских пород в Тихвинском районе. - Труды Всес. геол.- развед. объедин., 1934, вып. 351.
- Земятчинский П.А. Железные руды центральной части Европейской России. - Труды Сиб. об-ва естествоиспытателей. 1969, т. XX.
- Малявкин С.Ф. Тихвинские бокситы. - Изв. Геол. Ком., 1935, II, № 1.
- Малявкин С.Ф. Боксит. Курс нерудных полезных ископаемых, 1934, ч.1.
- Пустовалов Л.В. Генезис липецких железных руд. - Труды Минералог. ин-та АН СССР, 1931.
- Пустовалов Л.В. Генезис и направление поисков алюминиевых руд Европейской части СССР. - Труды Всес. геол.- разв. объедин., 1933, вып. 285.
- Пустовалов Л.В. Генезис липецких и тульских железных руд в свете геохимической истории южного крыла Подмосковского бассейна. - Труды Всес. геол. объедин., 1933, вып. 285.

- Смольянинов Н.А. Журавлинское месторождение боксита. - Труды Ин-та прикладной минералогии, 1926, ч. I, № 19.
- Трубина К.Н. Древняя латеритная кора выветривания в районе Северо-Онежских месторождений бокситов. - В сб. "Бокситы, их минералогия и генезис". Изд-во АН СССР, 1958.
- Трубина К.Н. Бокситоносные отложения Подмосковского бассейна. - В сб. "Бокситы, их минералогия и генезис". Изд-во АН СССР, 1958.
- Трубина К.Н. Развитие бокситов в латеритной коре выветривания. - Очерки по металлогении осадочных пород ЛОПИ. Изд-во АН СССР, 1961.
- Утехин Д.Н. Девонские отложения территории Курских магнитных аномалий. В кн. "Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов Европейской части СССР". Госгеолиздат, 1962.
- Швецов М.С. История Московского каменноугольного бассейна в диантскую эпоху. - Труды Моск. геолого-разв. ин-та ОНТИ, НКТП, 1938, т. XX.
- Швецов М.С. Петрография осадочных пород. Госгеолиздат, 1948.

Марганцевые руды месторождения Тахтакарача детально изучались В.С. Чекуновым (1957, 1963) по образцам, отобраным из поверхностных горных выработок и штолен в пределах зоны окисления. В.С. Чекунов выделил фацию окисных руд браунит-гаусманитового состава, с поверхности окисленных. Среди окисных минералов им отмечалось присутствие в незначительных количествах родохрозита.

Дальнейшее изучение более глубоких горизонтов месторождения по образцам из керна буровых скважин позволило Е.А. Соколовой (1964) и Ю.И. Илхамову (1965) выделить фацию карбонатных марганцевых руд, сменяющую окисные руды на глубине 60–80 м. Кроме того Е.А. Соколова отметила наличие прослоев родохрозитовых руд среди окисных разностей в поверхностных выработках Западного участка. Позже Е.А. Соколова (1967) указала вообще на органическое развитие первично-окисных минералов в рудах Тахтакарачинского месторождения.

При изучении месторождения Тахтакарача в 1965–1966 гг. нам удалось установить, что карбонатные марганцевые руды имеют более широкое развитие в приповерхностных частях рудных пластов, чем предполагалось ранее.

При просмотре большого количества полированных шлифов окисных марганцевых руд месторождения браунит и гаусманит не наблюдались.

Окислы марганца на месторождении представлены главным образом вернадитом, в подчиненном количестве встречаются рамделлит и пиролюзит, являющиеся продуктом окисления первичных карбонатных руд. Представляется наиболее вероятным, что фация окисленных руд, выделенная В.С. Чекуновым, образовалась в процессе окисления первичных карбонатных руд. Их следует относить к типу окисленных (вторичных) руд.

На месторождении Тахтакарача, по условиям образования, выделяют два основных типа руд: 1) первичные (карбонатные) марганцевые и 2) вторичные (вернадитовые) марганцевые руды. По своему минералогическому составу эти генетические типы могут быть подразделены на ряд подтипов.

ПЕРВИЧНЫЕ РУДЫ МАРГАНЦА

Первичные марганцевые руды месторождения Тахтакарача вскрыты всеми буровыми скважинами на глубине более 60 м от поверхности. Реликты их встречены среди окисленных (вторичных) руд на различных участках месторождения. Первичные марганцевые руды представлены карбонатными разностями. Главными марганецсодержащими минералами являются родохрозит, манганокальцит и марганцевистый кальцит.

Макроскопически карбонатные марганцевые руды темно-серого цвета, тонкослоистые и почти не отличаются от темно-серых известняков и доломитов. Наиболее характерными отличиями руд является больший удельный вес, по сравнению с другими карбонатными породами и наличие в них послойной вкрапленности и нитевидных прожилков пирита, отсутствующего в доломитах и известняках.

В зоне окисления карбонаты марганца замещаются вернадитом и порода приобретает коричневатый оттенок различной интенсивности, благодаря которому карбонатные руды в этой зоне легко распознаются среди темно-серых рудовмещающих известняков.

Карбонатные марганцевые руды на месторождении Тахтакарача образуют тела пластообразной формы мощностью от 0,5 до 10 м, прослеживающиеся по простиранию на десятки и сотни метров. На глубине руды прослежены единичными скважинами до 150 м.

Рудный пласт представлен чередующимися прослоями, богатыми марганцевыми минералами и безрудными известняковыми. Мощность прослоев колеблется в широких пределах от 1 мм до 15 см, но чаще всего она составляет 1–3 см. Форма рудных тел и распределение содержаний марганца по простиранию и падению рудных пластов показаны на рис. 1 и 2.

Наиболее выдержанные рудные пласты Южного участка месторождения, прослеживающиеся по падению и простиранию более чем на 300 м, на других же участках – на 100–200 м, а по падению – на 100 м и более.

Содержание марганца в карбонатных рудах колеблется в широких пределах от 5 до 20–25%, составляя в среднем 15–20%.

Минералогический состав первичных марганцевых руд довольно простой. Главными минералами являются карбонаты марганца, составляющие 60–90% общей массы руды. Руды слабокремнистые с содержанием кремнезема до 10%. На Западном и особенно Северном участках кремнистость руд увеличивается, но при этом содержание марганца уменьшается. Кроме того, в рудах в переменных количествах встречаются доломит, сидерит, пирит, углистое вещество. Замечено, что в рудах, обогащенных углистым веществом, содержатся повышенные количества сидерита и пирита. Еще реже в первичных рудах встречаются марказит и халькопирит. Рентгеноструктурный анализ глинистой фракции руды указывает на наличие в ней гидрослюды и в небольших количествах каолина.

Распределение рудных и других минералов неравномерно. В рудном пласте выделяются прослои, на 70–90% состоящие из карбонатов мар-

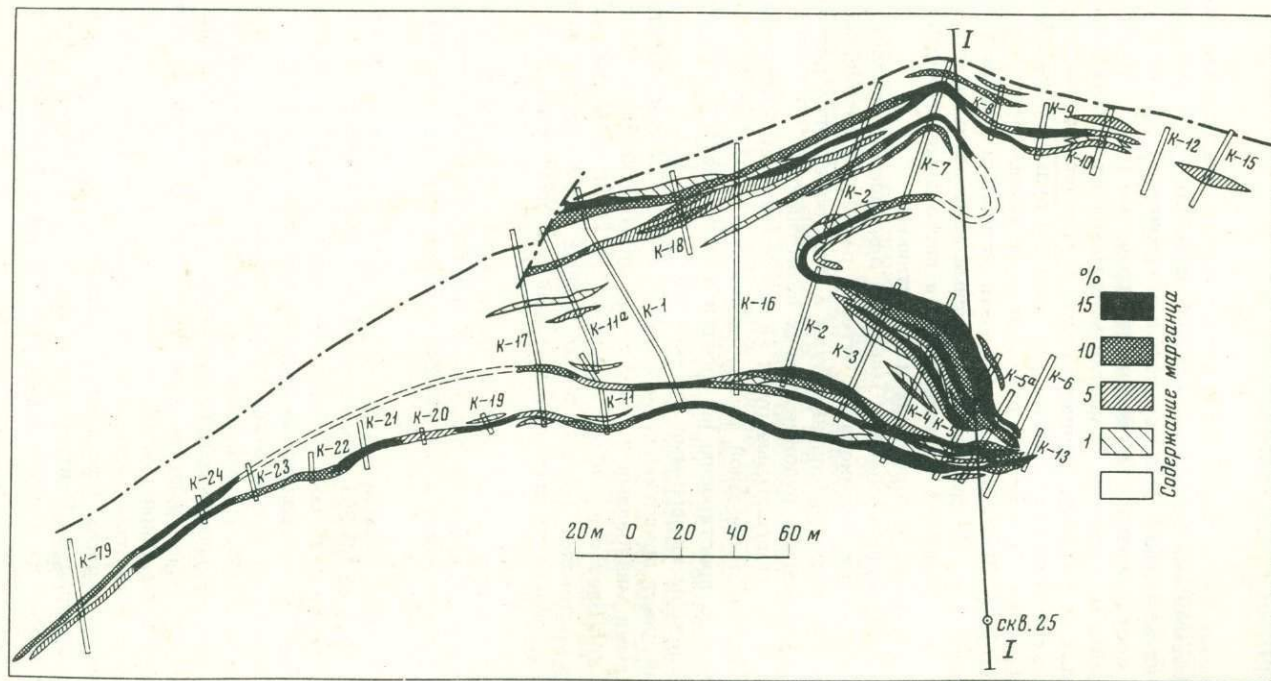


Рис. 1. Форма рудных тел и распределение марганца на поверхности месторождения Тахтакарача

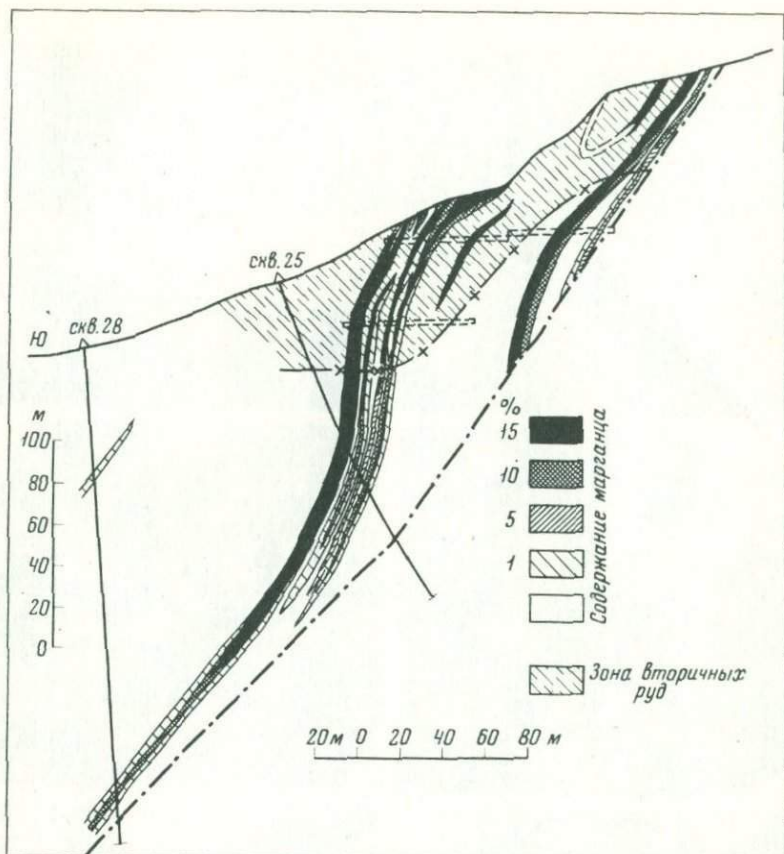


Рис. 2. Разрез по линии I—I. Распределение марганца по падению рудных тел

ганца и прослой, в которых карбонатов марганца до 30%. Окраска прослоев также колеблется от серого до темно-серого, реже черного цвета. Интенсивность окраски целиком зависит от содержания углистого вещества; оно окрашивает рудный пласт в темные тона и обуславливает тонкослоистую текстуру пород.

Под микроскопом в некоторых образцах руд выявляется микробрекчиевидная текстура (рис. 3,а). Прослой с такой текстурой имеют мощность 1–2 мм и чередуются с тонкослоистыми рудами. Полуокруглые обломки в этих прослоях состоят преимущественно из родохрозита скрытокристаллической структуры (размер зерен менее 0,02 мм). Цементированы они тонкозернистым манганокальцитовым цементом (размер зерен до 0,05 мм). Размер обломков по удлинению – десятые доли миллиметра. В некоторых участках отмечаются ступкоподобные образования родохрозита. По всей вероятности, обломки родохрозитового

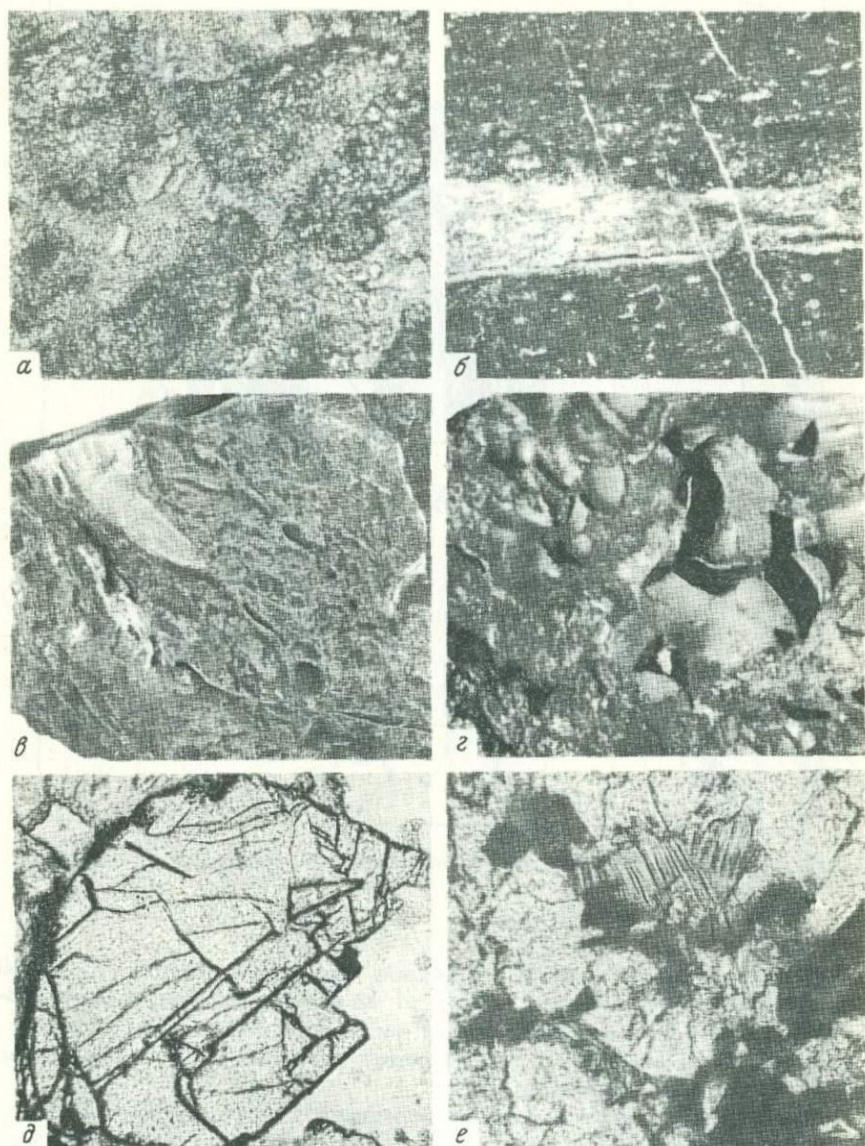


Рис. 3. Текстуры марганцевых руд и форма новообразованных минералов

а - брекчиевидная текстура родохрозит-манганокальцитово́й руды, прозр. шлиф 32/5 (Тахтакарача, скв. 25, глубина 85 м), увел. 82, без анализатора; б - микропереслаивание манганокальцитово́й руды (темное) и марганцевистого известняка (светлое), прозр. шлиф 129 (Тахта-

состава представляют собой более четко ограниченные сгустки, формирование которых происходило в стадию раннего диагенеза.

В приповерхностных участках в карбонатных рудах отмечается густая сеть малопротяженных (до 2-5 см) прожилков белого кальцита мощностью до 1 мм, редко до 2-3 мм, образующих прожилковую текстуру. Прожилковые текстуры руд характерны для участков, находящихся вблизи тектонических зон. Кальцит, очевидно, отложен из циркулирующих по трещинам вод. С глубиной количество их уменьшается.

Родохрозитовые и манганокальцитовые руды пространственно тесно связаны между собой. Внешне они ничем не отличаются друг от друга. Самыми надежными способами диагностики их являются лабораторные анализы, к которым в первую очередь относятся термический и рентгеноструктурный, дополнительным может являться окрашивание по методу, разработанному Митчеллом и дополненному Л.Е. Штеренбергом (Штеренберг и др., 1962). Этот метод мало эффективен для тонкозернистых пород при взаимном прорастании карбонатных минералов.

Родохрозитовые руды на месторождении Тахтакарача слагают наиболее богатые участки рудных пластов и окаймляются, либо переслаиваются с манганокальцитовыми рудами. Содержание марганца в них колеблется от 10 до 25%, причем богатые малокремнистые (содержание кремнезема менее 10%) и маложелезистые (FeO менее 10%) руды локализованы в известняковых породах Южного участка. В известняково-кремнистых породах руды более кремнисты (содержание кремнезема до 20%) с редким увеличением содержания железа (до 20%). Данные химического анализа руд приведены в табл. 1 (анализы № 325/5 и 738/5).

Родохрозитовые руды встречены на Южном и Западном участках. Кроме того, на Западном участке вблизи скважины 30 в поверхностных горных выработках имеются их реликты среди окисленных руд.

Минералогический состав родохрозитовых руд довольно простой. Они состоят, в основном, из тонкозернистого агрегата родохрозита, марганцевого кальцита и манганокальцита, находящихся в тесном взаимном прорастании. Для состава родохрозитовых руд характерно преобладание родохрозита над кальцитом. Пересчет карбонатной части полных химических анализов на кальцитовую и родохрозитовую составляющие (см. табл. 1, анализы № 325/5 и 738/5) показывает, что соотношение между ними равно от 1:1,5 до 1:2 и не зависит от содержания полезного компонента в руде. Максимальные содержания родохрозита 50-60%, кальцита - 30-35% от общей массы руды.

карача, скв. 25, глубина 112 м), увел. 42, без анализатора; в - содовая текстура вернадитовой руды, штуф (Тахтакарача, шт. 1), увел. 1,5; г - почкообразные натеки вернадита, штуф (Тахтакарача, шт. 1), натур. вел.; д - зерно граната в кварцево-кальцитовой жилке, прозр. шлиф 464/6 (Тахтакарача, скв. 33), увел. 154, без анализатора; е - чешуйки стильномелана в кальцитовой жилке, черное - пирит, прозр. шлиф 464/6 (Тахтакарача, скв. 33), увел. 154, без анализатора

Таблица 1

Химический состав марганцовых руд месторождения Тахтакарача

№ пробы	Тип руды	Место взятия пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MnO ₂	MgO	CaO	P ₂ O ₅	Na ₂ O	K ₂ O	S _{общ.}
325/5 *	Родохрозитовый	Штольня № 1, рас-сечка № 6	3,14	Нет	2,01	1,60	2,88	30,89	0,43	0,22	19,96	Не опр.	Нет	2,13	-
738/5 **	То же	Скв. 33	11,60	0,41	2,21	1,16	19,86	17,11	Не опр.	3,62	9,16	0,37	0,020	0,30	Не опр.
129/5 *	Мангано-кальцитовый	Скв. 25	3,50	Нет	4,11	1,43	3,02	20,95	3,04	1,48	20,94	Не опр.	Нет	0,83	-
740/5 **	То же	Скв. 33	17,72	0,32	1,4	4,13	11,09	12,0	Не опр.	3,70	16,15	0,60	0,03	0,10	Не опр.
36/5 ***	Марганцовистый известняк	Скв. 25	8,76	0,33	5,88	2,25	1,88	3,27	"	3,66	37,93	0,56	0,10	1,40	1,29
135/5 *	Вернадитовый (вернадит)	Штольня № 1	0,82	Нет	1,42	1,60		6,55	66,73	0,88	6,28	Не опр.	0,27	0,47	Не опр.
189/5 *	Вернадитовый	Штольня № 4	40,96	Нет	2,20	3,9		4,11	27,16	0,66	8,30	Не опр.	0,22	2,58	"

* Пробы анализировались в химической лаборатории ЛОПИ, аналитики Н.В. Тейхман и О.М. Чичилина.

** Пробы анализировались в Центральной лаборатории прикладной геохимии, аналитики В.В. Клюева, Э.В. Тихомирова и Н.М. Харитоновна.

*** Проба анализировалась в Тульской комплексной аналитической лаборатории ЦНИГРИ.

Таблица 1 (окончание)

№ пробы	Тип руды	Место взятия пробы	S _{сульф.}	SO ₃	C _{орг.}	CO ₂	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	П.п.п.	Сумма	Карбонатная часть			
											MnCO ₃	CaCO ₃	MgCO ₃	FeCO ₃
325/5	Родохрозитовый	Штольня № 1, рас-сечка № 6	0,97	1,30	-	34,2	0,60	1,33	Не опр.	100,66	50,09	33,81	0,29	-
738/5 **	То же	Скв. 33	Не опр.	Не опр.	Не опр.	30,9	Не опр.	0,60	30,8	97,39	28,76	16,36	7,62	21,0
129/5 *	Мангано-кальцитовый	Скв. 25	0,94	Нет	1,28	36,3	0,30	1,10	Не опр.	99,22	33,95	37,44	3,11	4,87
740/5 **	То же	Скв. 33	Не опр.	Не опр.	Не опр.	29,4	Не опр.	0,66	29,5	97,49	19,45	28,8	7,78	14,04
36/5 ***	Марганцовистый известняк	Скв. 25	"	"	"	Не опр.	0,14	Не опр.	34,08	100,10	5,30	67,63	4,49	-
135/5 *	Вернадитовый (вернадит)	Штольня № 1	0,05	Сл.	"	0,50	5,08	7,72	Не опр.	99,37	-	1,14	-	-
189/5 *	Вернадитовый	Штольня № 4	0,07	Сл.	"	5,15	1,38	3,65	"	100,34	-	11,70	-	-

В подчиненном количестве родохрозитовые руды месторождения содержат кварц, сидерит, доломит. Содержание их в среднем составляет 5-10% и только на Западном участке (бедные руды) содержание сидерита и кварца увеличивается до 20%, доломита - до 12%. Второстепенные составляющие родохрозитовых руд представлены пиритом, углистым веществом, глинистыми минералами, гранатом, содержание которых обычно не превышает 5%. Распределены они неравномерно. Еще реже встречается марказит, арсенопирит, халькопирит и стильпномелан, которые встречаются узко-локально и отмечены в отдельных образцах в виде единичных обособлений.

Родохрозитовые руды месторождения тонкослоистые (мощность отдельных прослоев не превышает 2-3 см и в среднем составляет около 0,5-1,0 см). Слоистость выявляется благодаря различной раскристаллизации и неравномерному распределению минералов. Прослои, обогащенные родохрозитом и обладающие чаще всего пелитоморфной структурой, чередуются с прослоями родохрозито-кальцитового состава тонкозернистой структуры. Родохрозитовые прослои содержат также меньшее количество рассеянной пыли углистого вещества, что обуславливает их более светлый цвет. Цвет руды обычно серый и темно-серый, а в скважине № 33 - черный.

Манганокальцитовые руды являются переходной разностью от родохрозитовых руд к известнякам. Они слагают самостоятельные пласты марганцовых руд, а также образуют ореолы вокруг родохрозитовых руд. Манганокальцитовые руды выявлены повсеместно на месторождении, а реликты их отмечались среди окисленных руд на Северном участке месторождения.

Манганокальцитовые руды по внешнему виду ничем не отличаются от родохрозитовых руд и вмещающих известняков. Макроскопически это тонкослоистые карбонатные породы (рис. 3,б) серого, темно-серого и очень редко черного цвета, вскипающие от воздействия HCl. Содержание марганца в них несколько ниже (до 15%), чем в родохрозитовых рудах. В то же время для них характерны более высокие содержания кальцита. Пересчеты карбонатной части полных химических и карбонатных анализов (см. табл. 1) свидетельствуют о том, что в манганокальцитовых рудах содержание родохрозитовой составляющей меньше, чем кальцитовой.

Руды слабокремнистые (содержание кремнезема менее 10%) на Южном и кремнистые (содержание кремнезема до 20%) на Западном и Северном участках месторождения.

Минералогический состав манганокальцитовых руд простой. Основным минералом руд является манганокальцит; марганцевистый кальцит, родохрозит, сидерит, доломит и кварц-второстепенные минералы. Кроме того, в незначительных количествах в рудах содержатся пирит, углистое вещество, гранат, глинистое вещество, еще реже встречаются марказит, арсенопирит, халькопирит, стильпномелан.

Таким образом, минералогический состав манган-кальцитовых руд отличается от родохрозитовых руд лишь составной карбоната марганца. Все остальные минералы и содержания их аналогичны.

Марганцевистые известняки являются предпоследней ступенью в ряду: родохрозитовые руды – марганцево-кальцитовые руды – марганцевистые известняки – известняки. Содержание марганца в них обычно не превышает 10%; основным минералом является марганцевистый кальцит с незначительной примесью марганцево-кальцита в более богатых разновидностях. Марганцевистые известняки фашиально сменяют пласты марганцево-кальцитовых и родохрозитовых руд по мощности и по простиранию, реже образуют самостоятельные пласты либо прослои в известняках. Химический состав их приведен в табл. 1. Пересчет карбонатной части этого анализа на элементарные карбонаты указывает на резкое преобладание кальцитовой составляющей над родохрозитовой.

В карбонатных марганцевых рудах в западной части месторождения встречены единичные прожилки кварцево-кальцитового состава с включениями граната (спессартина, стильномелана и пирита). Встречаются они только в пределах рудного пласта, и, по Н. А. Елисееву (1963), относятся к типу "альпийских жил".

ОКИСЛЕННЫЕ РУДЫ МАРГАНЦА

Окисленные руды марганца на месторождении Тахтакарача представлены вернадитовым типом.

Вернадитовые руды имеют очень широкое развитие на всей площади месторождения Тахтакарача. Образовались они в приповерхностной части за счет окисления первичных марганцевых руд и марганцевистых известняков (рис. 3, в). Реже отмечается пропитывание доломитистых известняков вернадитом и корочки натечного вернадита в зонах тектонических нарушений, образовавшихся за счет отложения их из грунтовых вод (рис. 3, г).

Глубина зоны окисления на площади месторождения колеблется в широких пределах. Так, на Южном участке горными выработками вернадитовые руды вскрыты на глубине до 90 м от поверхности по падению пласта, а в районе скважины № 30 (Западный участок) реликты первичных карбонатных руд имеются в поверхностных выработках и глубина зоны окисления в этой части месторождения, по всей вероятности, не превышает 20–30 м.

На месторождении Тахтакарача вернадитовые руды, образовавшиеся за счет окисления карбонатных минералов марганца, располагаются в приповерхностной части рудных пластов и линз и прослеживаются на глубину от 20 до 100 м по падению. Форма и размеры вернадитовых тел чаще всего наследуются от первичных руд. В результате образуются пласты и послойные линзы окисленных руд протяженностью от нескольких десятков метров до 500–600 м. Мощность их обычно несколько увеличена за счет минерализации вмещающих пород вернадитом и характеризуется большой изменчивостью, колеблясь от 0,5–1 м до 10–15 м. Кроме того, встречаются линзы и жилообразные корочки вернадитовых руд, образовавшиеся в зонах тектонических нарушений, секущих слоистость. Образование таких рудных тел происходило за счет

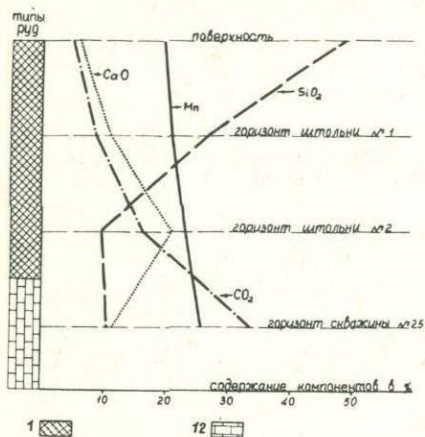


Рис. 4. Графики изменений содержания марганца, кремнезема, CaO и CO₂ в марганцевых рудах месторождения Тахтакарача с глубиной, по данным химических анализов

1 — окисленные руды, 2 — карбонатные руды

инфильтрации во вмещающие породы минерализованных грунтовых вод, циркулирующих в тектонических зонах. Такие рудные тела характеризуются значительной мощностью (до 10–15 м), но по простиранию и падению очень быстро выклиниваются. На поверхности они прослеживаются не более 100 м, по падению до 80 м. Содержание марганца в них колеблется в очень широких пределах, но чаще всего встречаются значения 5–8%. Следует добавить, что высокие (более 15%) содержания марганца характерны для линз остаточных руд.

Вернадитовые руды по своему составу более просты, чем первичные руды.

Главными минералами являются вернадит, кварц, кальцит, содержание каждого достигает 20–60% от общей массы руды. В малых количествах содержатся гидроокислы железа, рамсды. В малых количествах содержатся гидроокислы железа, рамсделлит и пиролюзит, образующие прожилки мощностью не более 2 мм вдоль трещинок в вернадите.

Графики, построенные по данным химического анализа карбонатных и окисленных руд (рис. 4), наглядно характеризуют поведение отдельных элементов в зоне окисления. В процессе окисления первичных марганцевых руд разрушаются карбонаты марганца; из руды выносятся CO₂, часть которой фиксируется в почве зоны окисления в форме новообразованного кальцита (горизонт штальни № 2). Двуокись марганца вследствие малой подвижности выносятся в небольших количествах, что обуславливает обогащение марганцем верхних горизонтов месторождения.

Таким образом, на месторождении Тахтакарача в зоне окисления марганцевых руд происходит вынос CaO, CO₂, за счет чего происходит обогащение кремнеземом. Поэтому на поверхности рудные пласты хорошо фиксируются по выходам молочно-белого кварца, содержащего включения вернадита коричневатого-черного цвета.

Изучение формы рудных тел, условий их залегания, минерального состава руд на месторождении Тахтакарача показало, что рудные образования претерпели постседиментационные изменения. Различные стадии преобразования руд и вмещающих пород устанавливаются по ряду характерных признаков: распределению минералов по площади, количественным соотношениям рудных элементов во вмещающих породах и рудах, развитых в различных частях месторождения, текстурам и структурам руд, отображающим условия и этапы формирования и перераспределения отдельных рудных компонентов. Особо важное значение имеет установление парагенетических ассоциаций минералов, каждая из которых характеризует определенный физико-химический этап в формировании марганцевых руд, а также определения многочисленных элементов-примесей, возникших в рудной толще в процессе регионального и контактового метаморфизма.

Главные рудо- и породообразующие минералы, в соответствии с выделенными парагенетическими ассоциациями и условиями нахождения, можно разделить на следующие группы: 1) минералы, образованные в процессе седиментации и диагенеза; 2) минералы, возникшие при метаморфизме, и 3) минералы, образованные в зоне выветривания. Последовательность образования минералов по стадиям рудообразования приведена в табл. 2.

Наиболее распространенными минералами руд являются минералы первой группы. В процессе седиментации и диагенеза происходило образование карбонатов марганца, кальция, железа и в незначительном количестве карбонатов магния. Возможно, в этот же период образовалась некоторая часть пирита.

Рудные минералы, слагающие первичные руды (родохрозит, манганокальцит, марганцевистый кальцит, сидерит и др.), в процессе дальнейших изменений были лишь слабо перекристаллизованы, а в некоторых участках частично замещены: родохрозит и манганокальцит — гранатом, сидерит — пиритом. В карбонатных рудах сохранились первичные тонко-слоистые текстуры. В некоторых прослоях наблюдаются округлые стяжения карбонатов марганца, обаянные своим образованием диагенетическим процессам.

Эпигенетические изменения руд на данном месторождении сливаются с дальнейшими метаморфическими преобразованиями, поэтому минеральные образования стадии эпигенеза рассматриваются в дальнейшем вместе с производными метаморфической стадии формирования месторождения. Обе стадии характеризуются широко развитыми процессами перекристаллизации руд и пород и образованием новых минералов (гранат, пирит, стильномелан, марказит и др.).

В процессе метаморфизма происходило образование второй группы минералов спессартина и стильномелана, а также перекристаллизация ранее образованных минералов. Кроме того, в участках повышенной тектонической активности формировались жилы "альпийского" типа.

Метаморфизм проявился по площади месторождения неравномерно. Руды Южного участка в стадию метаморфизма подверглись главным

Таблица 2

Последовательность выделения минералов в марганцевых рудах месторождения Тахтакарача

Минералы	Стадии		
	Сингенез, диагенез	Эпигенез, метаморфизм	Выветрива- ние
Родохрозит	—————		
Манганокальцит	—————		
Марганцевистый кальцит	—————		
Кальцит	—————	-----	—————
Сидерит	—————		
Кварц	—————	—————	—————
Пирит	-----	—————	
Марказит		-----	
Пирротин		-----	
Халькопирит		-----	
Арсенопирит		-----	
Гранат		—————	
Стильпомелан		-----	
Вернадит			—————
Рамсделлит			—————
Пирролюзит			—————
Гидрогетит			—————

- главные минералы
 ————— распространенные минералы
 ----- малораспространенные минералы

образом перекристаллизации, сопровождавшейся образованием пирита. Более интенсивно метаморфизм проявился на Западном участке, где наряду с перекристаллизацией происходило образование новых минералов.

Процессы гидротермальной деятельности на месторождении Тахтакарача проявились очень слабо. С их деятельностью следует связывать

образование нитевидных прожилков пирита, примазочек по плоскостям трещин халькопирита, а также очень редкие вкрапленники марказита и арсенопирита. Кроме того, с циркулирующими водами в зонах тектонических нарушений связан привнос магния, сопровождавшийся вдоль трещин слабой доломитизацией рудных пластов.

К образованиям гидротермального типа, по всей вероятности, относятся также кварцевые жилы с включениями киновари, которые развиты в окрестностях месторождения. Часть минералов, образовавшихся в гидротермальную стадию, содержит мышьяк, ртуть, серу и др., не обнаруженные в первичных рудах и во вмещающих породах.

Совершенно особое место в истории формирования руд месторождения имели процессы выветривания, в результате которых образовался ряд специфических ассоциаций — минералов третьей группы. В процессе окисления карбонатов марганца возник вернадит и в очень малых количествах пиролюзит; карбонаты и сульфиды железа перешли в его гидроокислы. Некоторое развитие в зоне окисления получил гипс.

Переходя к описанию минералов, слагающих марганцевые руды месторождения, принимаем тот же порядок описания минералов, который был принят при описании типов руд.

Карбонаты марганца. Карбонатные марганцевые руды месторождения Тахтакарача сложены главным образом карбонатами марганца, представленными изоморфным рядом — кальцит-родохрозит. Главными марганцевыми минералами являются родохрозит и манганокальцит переменного состава. В тесной ассоциации с ними находятся марганцевистый кальцит, сидерит, реже встречается доломит.

Карбонатами слагаются микрокристаллические агрегаты сростков зерен изометричной формы размером до 0,02 мм, для которых характерны две разновидности текстур: слоистая и ступчатая.

Изучение минерального состава карбонатных руд под микроскопом, рентгеноструктурный, термический и химический анализы мономинеральных проб и образцов руд показывают, что во всех разновидностях карбонатных руд (родохрозитовых и манганокальцитовых) присутствуют родохрозит и манганокальцит в различных соотношениях. Кроме того, в образцах всегда отмечается присутствие сидерита.

Под микроскопом выявляется тонкозернистая структура карбонатных руд. Изометричные зерна карбонатов (до 0,025 мм в поперечнике) насыщены пылеватыми частицами углистого вещества. В слоистых разновидностях выявляется неравномерное распределение углистой пыли, обычно обогащаящей отдельные прослои. Рентгеноструктурный анализ материала из этих прослоев дает различный минералогический состав карбонатов. Материал, взятый из темно-серого прослоя (рис. 5, обр. 129 т), дал сложную дифрактограмму, на которой выделяется наиболее сильный рефлекс межплоскостного расстояния $2,923 \text{ \AA}$, близкий к межплоскостному расстоянию манганокальцита ($2,948 \text{ \AA}$, по Кригеру).

Уменьшение межплоскостного расстояния объясняется повышенным содержанием в манганокальците родохрозитовой молекулы (Рахманов, Ерошев-Шак, 1966). Выводы, сделанные В. П. Рахмановым и В. А. Ерошевым-Шаком в этой работе, позволяют с достаточной уверенностью

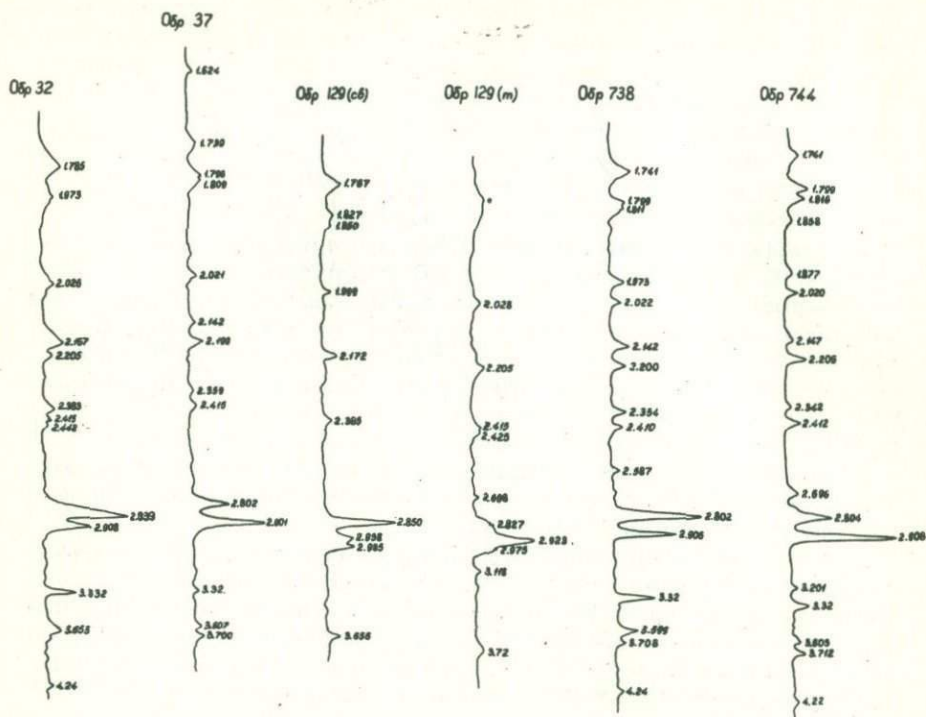


Рис. 5. Дифрактометрические кривые карбонатных марганцевых руд месторождения Тахтакарача

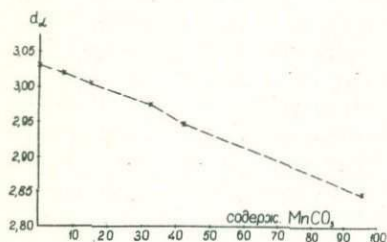


Рис. 6. Изменение межплоскостного расстояния (для грани 1014) в минералах изоморфного ряда кальцит-родохрозит, в зависимости от содержания в них молекулы $MnCO_3$

определять соотношение содержаний родохрозитовой и кальцитовой составляющих в сложных карбонатных минералах марганца и кальция. Зависимость изменения межплоскостного расстояния от содержания в минерале $MnCO_3$ приведена на рис. 6. Величина значения межплоскостного расстояния будет зависеть и от присутствия в минерале изоморфной примеси магния и железа. Поэтому при интерпретации данных рентгеноструктурного анализа карбонатных пород необходимо учитывать присутствие в минерале этих элементов. Кроме того, выделяются еще два менее четких рефлекса 2,827 и 2,975 Å, отвечающие наличию в

руде в небольшом количестве соответственно родохрозита и марганцевого кальцита с содержанием $MnCO_3$ около 32%. К темноокрашенным прослоям приурочена вкрапленность пирита, что выразилось на дифрактограмме слабыми рефлексами (2,698, 2,15 и 2,205 Å). Светло-серый прослой (рис. 5, обр. 129 св) состоит в основном из родохрозита (межплоскостное расстояние 2,850 Å); в подчиненном количестве присутствуют манганокальцит (межплоскостное расстояние 2,938 Å) и марганцевистый кальцит (рефлекс 2,985 Å). Ассоциация карбонатов марганца переменного состава отмечена и в других образцах марганцевых руд (рис. 5, обр. 32, 37, 738, 744).

На дифрактограмме образцов 32, 738 и 744 четко проявился рефлекс 2,908 Å, промежуточный между значениями межплоскостных расстояний родохрозита и манганокальцита. По своему составу он, очевидно, соответствует минералу промежуточного состава и может быть отнесен к кальциевому родохрозииту или манганокальциту с повышенным содержанием марганца. В ассоциации с кальциевым родохрозиитом в образцах 37, 736, 744 находится сидерит с рефлексом 2,802 Å, а в образце 32 — родохрозит с рефлексом 2,838 Å.

Рентгеновский дифрактометрический анализ проб карбонатных марганцевых руд показывает наличие в них сложных карбонатов с переменными содержаниями в них $MnCO_3$. В пробе 129СВ присутствует главным образом родохрозит, в других же пробах марганцевые минералы представлены различными членами изоморфного ряда кальцит—родохрозит, с рефлексами межплоскостных расстояний от 2,985 до 2,850 Å, содержание $MnCO_3$ в которых колеблется примерно от 20–25 до 95–97%. Кроме того в образцах 129 и 32 межплоскостные расстояния уменьшаются до 2,827 и 2,838 Å.

Пересчет данных карбонатного анализа образца № 32 показал, что содержание в руде $FeCO_3$ составляет 13,41%. На дифрактограмме отсутствуют рефлексы, соответствующие межплоскостным расстояниям сидерита. Поэтому можно допустить, что железо изоморфно входит в состав другого карбоната (родохрозита), что обуславливает уменьшение межплоскостных расстояний его кристаллической решетки. Согласно такому допущению, уменьшение межплоскостного расстояния родохрозита до 2,838 Å является следствием изоморфного замещения части ионов марганца с ионным радиусом 0,91 Å ионами железа с ионным радиусом 0,80 Å.

Таким образом, по данным рентгеноструктурного анализа, в карбонатных рудах месторождения Тахтакарача чаще всего присутствует сложный марганцево-кальциевый карбонат, характеризующийся рефлексом межплоскостного расстояния, равным 2,908 Å. Этот карбонат содержит примерно 65–70% $MnCO_3$, и может быть отнесен к кальциевому родохрозииту. Кроме того, встречаются марганцевистый кальцит (2,985 Å) с содержанием $MnCO_3$, равным 20–25%, манганокальцит (2,938 и 2,923 Å) с содержанием $MnCO_3$ — 45–55%, родохрозит (2,85 Å) и родохрозит с повышенным содержанием железа (2,838 Å).

Сидерит является довольно распространенным минералом карбонатных марганцевых руд. Содержание его в рудах изменяется от 2–5 до

15–20%. Наибольшие содержания сидерита отмечаются в рудах Западного участка (до 20%).

Сидерит в рудах всегда находится во взаимном прорастании с карбонатами марганца, от которых макроскопически и микроскопически не отличается. Наиболее надежным методом диагностики его является метод рентгеновской дифрактометрии. Даже небольшие (около 5–10%) количества сидерита в руде дают отчетливые рефлексы, соответствующие межплоскостному расстоянию, равному 2,791 Å.

На дифрактограммах образцов № 37, 738 и 744 (см. рис. 4) четко выделяются рефлексы, соответствующие межплоскостному расстоянию 2,802–2,804 Å и очень близкие к эталонному.

Сидерит, кроме карбонатов марганца, находится в тесной ассоциации с пиритом, который частично образовался за счет сидерита.

Доломит встречается в рудах реже, чем сидерит, и содержание его, как правило, не превышает 5–10%. Доломит встречается в виде отдельных неправильных зерен, либо ромбоэдрических кристаллов, скопления которых чаще всего наблюдаются вдоль трещин. Доломит является новообразованным минералом за счет привноса магния водами, циркулирующими в тектонических зонах и зонах трещиноватости.

Пирит является широко распространенным минералом карбонатных марганцевых руд месторождения, но содержится он в небольших (не более 5%) количествах. Количество его, подобно сидериту, увеличивается в рудах Западного участка, обогащенных углистым веществом и кремнеземом.

Пирит встречается в виде редких вкрапленников отдельных кристаллов, либо скоплений линзовидной формы, в виде нитевидных мономинеральных прожилочков и гнезд в кварцевых жилах мощностью 1–2 мм, в ассоциации с гранатом и стильномеланом.

Характерной формой монокристаллов пирита являются кубы со штриховкой на гранях. Размер граней кристаллов не превышает 1 мм.

Изучение характера распределения, формы выделения пирита в образцах, шлифах и аншлифах позволяет отнести пирит к новообразованным минералам и только небольшую часть его (кубики пирита, заключенные в зернах карбоната, совместно с углистым веществом) можно считать образованной в стадию диагенеза. Главная же масса пирита образовалась в стадию эпигенеза и метаморфизма и в процессе отложения из циркулирующих в трещинах метаморфических вод. На данной стадии изученности месторождения можно сделать вывод, что пиритизация пород развивается в пределах пластов карбонатных руд, содержащих повышенные первичные концентрации железа в форме сидерита. Такая приуроченность пирита к рудным пластам является свидетельством того, что главная масса его образовывалась без привноса железа.

Марказит является очень редким минералом марганцевых руд и встречается на контактах кристалликов карбонатов в прослоях сидерито–родохрозитовых руд в виде отдельных, чаще всего неправильной формы зерен до 0,03 мм в поперечнике, либо внутри карбонатов (в этом случае размер зерен марказита в поперечнике менее 0,01 мм). Образование марказита происходило, по всей вероятности, путем замещения сидерита в стадию эпигенеза и метаморфизма.

Халькопирит встречен при просмотре керна скважин в виде единичных примазок на плоскостях трещин в трех интервалах рудных пластов.

Гранат установлен в карбонатных марганцевых рудах Западного участка. На других участках он не обнаружен. Обычно встречается в виде отдельных зерен и реже гнезд в прожилках в ассоциации с пиритом, кварцем и стильномеланом.

Гранат по своему происхождению является типичным метаморфическим минералом, образование которого происходило на отдельных участках месторождения в пределах пластов марганцевых руд. За пределами рудных пластов он не известен.

На месторождении Тахтакарача выделяются две разновидности граната, очень близкие по составу. Гранат первой разновидности встречается в виде единичных кристаллов чаще всего правильной формы. Размер его зерен колеблется от 0,05 до 0,16 мм. Кристаллы граната имеют огранку ромбододекаэдров, прозрачные со слабо заметной зеленоватой окраской. Показатель преломления около 1,80.

Под микроскопом в проходящем свете выявляется неоднородное строение зерен граната. В нем имеется большое количество включений карбоната и черного, по всей вероятности, углистого вещества и сульфидов. Отмечено, что по периферии кристалл чистый, а центральная часть его сложена изотропной массой граната с включениями карбоната и черного вещества.

Гранат образовался в процессе метаморфизма кремнисто-карбонатных марганцевых руд. Образование его шло путем замещения карбоната марганца (родохрозита, кальциевого родохрозита). Изучение прозрачных шлифов позволяет наметить общий ход образования зерен граната (рис. 7, а, б, в, г). В начальный период появляются "сгустки" изотропной гранатоподобной массы в сростании с карбонатами. Затем в ней появляются образования удлиненной (призматической) формы, чаще всего располагающиеся по радиусам от центра в форме лучей. Пространство между лучами заполнено смесью изотропной массы и карбоната. В дальнейшем происходит увеличение ширины лучей и по краям лучи срстаются. Эти образования приобретают уже очертания кристаллов граната.

Рентгеноструктурный анализ выявил две разновидности гранатов. Для первой разновидности характерны рефлексы межплоскостных расстояний, близкие по значению к рефлексам спессартина из Мадагаскара и Каражала (табл. 3).

Гранат второй разновидности встречается в прожилках в тесной ассоциации с кварцем, стильномеланом, пиритом и кальцитом. Он образует зерна неправильной формы и только изредка встречаются кристаллы ромбододекаэдрической формы (см. рис. 3, д). Размер гнезд 1-2 мм по длинной оси, а зерна в поперечнике достигают 0,5 мм. На гранях кристаллов заметна штриховка. Цвет его оранжево-желтый до оранжевого.

Рентгенограмма граната второй разновидности очень близка к рентгенограмме граната из Мадагаскара (см. табл. 3, обр. 464 ж). Показатель преломления его около 1,80.

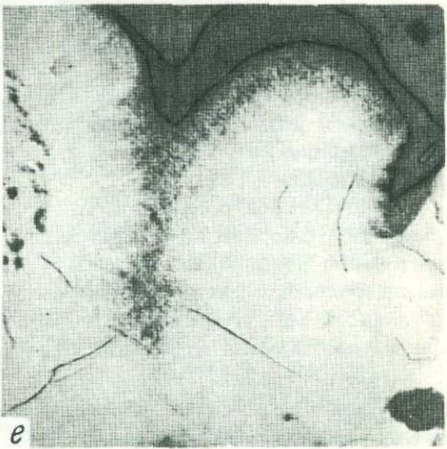
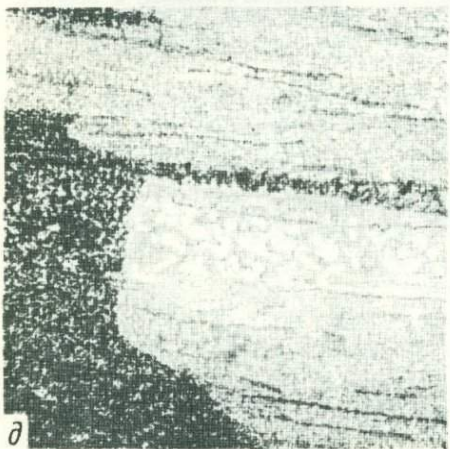
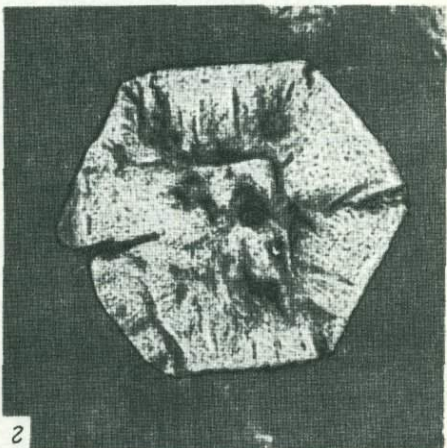
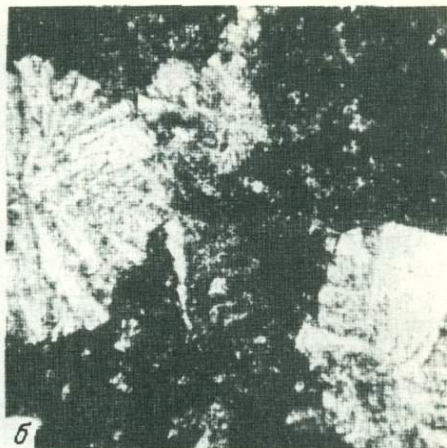
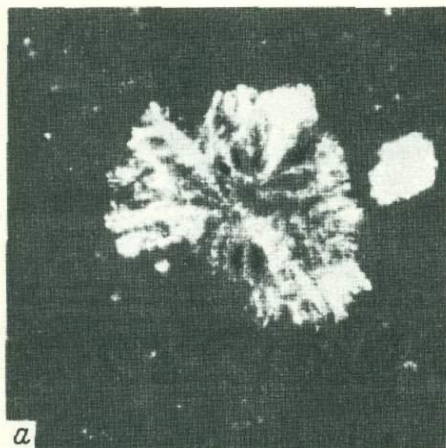


Таблица 3

Рентгенограмма граната

Мадагаскар, по В. И. Михееву		Караджал, по В. В. Калинин (1965)		Тахтакарача из жилы (обр. 464 ж)		Тахтакарача из руды (обр. 464)	
I	$d_{\alpha} I/n$	I	$d_{\alpha} I/n$	I	$d_{\alpha} I/n$	I	$d_{\alpha} I/n$
7	2,801	6	2,855	2	2,887	5	2,875
10	2,603	10	2,593	10	2,583	10	2,574
1	2,477	3	2,485	1	2,463	3	2,458
4	2,374	5	2,359	2	2,353	1,5	2,355
2	2,291	4	2,279	1	2,266	1	2,260
4	2,117	4	2,116	1	2,110	-	-
6	1,890	7	1,883	2	1,874	2	1,873
2	1,781	1	1,840	-	-	-	-
5	1,674	4	1,682	2	1,671	1,5	1,668
9	1,610	7	1,614	2,5	1,605	0,5	1,601
10	1,553	9	1,553	5	1,547	7	1,542
4	1,452	4	1,454	-	-	1	1,445
2	1,409	1	1,423	-	-	-	-
5	1,298	4	1,303	-	-	1	1,234
8	1,262	8	1,272	2	1,263	1,5	1,262
3	1,238	4	1,241	-	-	4,5	1,234

Стильпномелан встречен в марганцевых рудах Западного участка. Он обнаружен в маломощных и малопротяженных жилках "альпийского" типа в ассоциации с кварцем, гранатом второй разновидности, пиритом и кальцитом; реже он встречается в виде линзообразных и гнездообразных выделений в руде. Стильпномелан встречается только в пределах пластов карбонатных марганцевых руд и образует чешуйки удлиненной формы, чаще располагающиеся в центральной части прожилка, в сростании с пиритом, реже - с гранатом (см. рис. 3, е).

Рис. 7. Новообразованные минералы марганцевых руд

а-г - последовательный рост кристаллов граната в родохрозитовой руде, прозр. шлиф 470/6 (Тахтакарача, скв. 33), увел. 154, без анализатора; д - замещение карбонатов марганца (светлое) гидроокислами марганца (черное), прозр. шлиф 189/5 (Тахтакарача, шт. 4), увел. 20, без анализатора; е - замещение колломорфным рамсделлитом (белое) вернадита (темно-серое), полир. шлиф 205/5 (Тахтакарача, канава 7), увел. 70, без анализатора

В прозрачных шлифах стильномелан имеет бледно-бурю, бурю и зеленую окраску, причем в одной чешуйке можно наблюдать переход от светло-бурого цвета до зеленовато-бурого. Обладает совершенной спайностью по удлинению чешуек (001). Стильномелан плеохроирует от светло-бурого по N_D' до зеленого и темно-зеленого по N_g' , погасание прямое, показатель преломления равен 1,668.

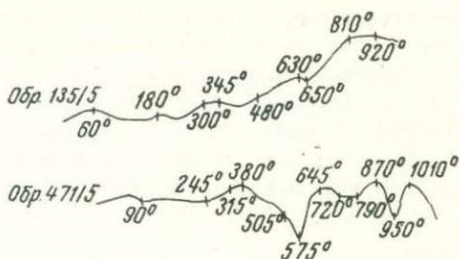
Данные рентгеноструктурного анализа стильномелана из месторождения Тахтакарача близки к рентгенограмме персеттенсита, разновидности стильномелана, богатой MnO (табл. 4).

Таблица 4

Рентгенограмма стильномелана

№№ п/п	Стильномелан месторождения Тахтакарача		Персеттенсит, по В.И. Михееву (1957)	
	l	$d_{\alpha} l/n$	l	$d_{\alpha} l/n$
1	9-10	4,65	2	4,5
2	-	-	5	4,2
3	-	-	3	3,84
4	1	3,736	3	3,70
5	9-10	3,26	1	3,26
6	4	2,909	3	3,14
7	-	-	6	2,79
8	10	2,648	10	2,65
9	8	2,433	3	2,42
10	1	2,267	2	2,36
11	4	2,206	2	2,18
12	3	1,979	1	2,04
13	1	1,910	0,5	1,943
14	1	1,804	-	-
15	1	1,756	-	-
16	4	1,670	6	1,634
17	1	1,5885	3	1,58
18	9-10	1,542	0,5	1,52
19	1	1,3616	0,5	1,388
20	2	1,3349	0,5	1,32

Рис. 8. Дифференциальные кривые нагревания вернадита, обр. 135/5) и рамсделлита (обр. 471/5)



Вернадит является самым распространенным марганцевым минералом в зоне окисления, составляющим главную массу окисленных руд; в подчиненном количестве наблюдается в полуокисленных рудах.

Вернадит, в ассоциации с кварцем и реже кальцитом, слагает вторичные марганцевые руды вблизи поверхности, проникая на глубину не более 80 м. Кроме того, он пропитывает известняки в зонах трещиноватости, отлагаясь из грунтовых вод, а также образует жилочки в зонах тектонических нарушений.

В штольне № 1, в тектонической зоне, проходящей согласно со слоистостью, образовалась жилка вернадита натечного сложения, бурого цвета, мощностью 5 см. Вернадит образует корочки, почки (см. рис. 3, в, г) на плоскости тектонической трещины. Цвет его шоколадно-бурый, в сколе видно лучистое строение корочек и почек. Химический анализ материала, взятого из этого прожилка (см. табл. 1, обр. 135/5), показал, что состав его близок к составу вернадита (Бетехтин, 1946).

На дифференциальной кривой нагревания образца вернадита (рис. 8) имеются эндотермические эффекты в интервалах: 1) $120-300^{\circ}$, отвечающие удалению воды, в первую очередь, непрочной связанной (до $150-180^{\circ}$), а затем связанной более прочно. По всей вероятности, при более высокой температуре продолжается выделение воды, проявляющееся в виде слабо выраженного эндотермического эффекта в интервале $345-480^{\circ}$; 2) эндотермический эффект в интервале $630-660^{\circ}$ отвечает диссоциации α -курнакита с образованием β -гаусманита. По данным термического анализа, вернадит месторождения Тахтакарача по своим физико-химическим свойствам близок гидратированному α -курнакитовому твердому раствору (Роде, 1952), образуемому в процессе окисления карбонатных руд.

Вернадит, образовавшийся за счет окисления карбонатов марганца (см. рис. 7, д), образует землистые скопления, иногда пропитывает кварц и кальцит. Цвет землистого вернадита шоколадно-бурый. Рентгеновские исследования его показали, что и эта разновидность вернадита рентгеноаморфна.

В поверхностных горных выработках отмечается замещение вернадита пиролюзитом по трещинкам.

Рамсделлит является второстепенным марганцевым минералом зоны окисления первичных руд. Развивается он по вернадиту, образуя колломорфные зональные корочки в пустотах (см. рис. 7, е). В отражен-

ном свете рамсделлит обладает заметным двуотражением, анизотропен, рентгеноаморфен. В рудах Тахтакарачинского месторождения он образует очень маломощные корочки. Более широко развит на Дауташском месторождении. Дифференциальная кривая нагревания образца 471 (см. рис. 8) близка к кривой нагревания γ - модификации MnO_2 Е. Н. Роде (1952), тождественной природному рамсделлиту.

Пирролюзит является второстепенным марганцевым минералом окисленных руд. Встречается он повсеместно, но в небольших количествах.

Пирролюзит образует прожилки, гнезда и обособления неправильной формы среди вернадитовых руд, реже натечные коллоидные корочки на плоскостях трещин и пустот в вернадитовой руде и кремнистых породах.

Пирролюзит в рудах месторождения образует две разновидности: кристаллическую и коллоидную. Кристаллический пирролюзит слагает прожилки, гнезда и обособления неправильной формы в вернадитовых рудах; он образовался путем замещения вернадита в трещинах и пустотах. Кристаллы пирролюзита окрашены в стально-черный цвет, непрозрачны; иногда на сколах отмечается синевато-серая металлическая побежалость, блеск полуметаллический. В отраженном свете пирролюзит представлен зернами неправильной формы с не совершенной спайностью по удли-

Таблица 5

Рентгенограмма пирролюзита

№№ п/п	Тахтакарача		По В. И. Михееву	
	l	$d_{\alpha} l/n$	l	$d_{\alpha} l/n$
1	10	3,101	10	3,118
2	-	-	1	2,644
3	9	2,399	9	2,404
4	-	-	1	2,324
5	1	2,192	2	2,202
6	8	2,1098	7	2,108
7	1	1,971	4	1,954
8	-	-	2	1,786
9	9	1,615	10	1,622
10	2	1,554	8	1,555
11	2	1,434	6	1,434
12	1	1,384	3	1,393
13	-	-	2	1,308
14	7	1,299	8	1,302

нению, либо поперек удлинения зерен; ясно выражено двуотражение, анизотропность. Рентгеноструктурный анализ (табл. 5) дает значение межплоскостных расстояний, близкое к значениям эталона, по В. И. Михееву.

Как показало микроскопическое, термическое и дифрактометрическое исследования вторичных руд марганца, на Тахтакарачинском месторождении при процессах окисления карбонатных минералов марганца на первом этапе образуется рентгеноморфный вернадит, переходящий в коллоидную разновидность γ - модификации двуокиси марганца - рамсделлит, а затем в полиморфную разновидность - пирролюзит.

Литература

- Елисеев Н.А. Метаморфизм. Изд-во "Недра", 1963.
- Рахманов В.П., Ерощев-Шак В.А. Некоторые особенности эпигенетического минералообразования в марганцевых рудах Усинского месторождения. - В сб. "Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород". Изд-во "Наука", 1966.
- Соколова Е.А. Карбонатные марганцевые месторождения Тахтакарача (Зеравшанский хребет). - Литология и полезные ископаемые, 1964, № 4.
- Соколова Е.А. Некоторые закономерности размещения рудных концентраций в марганценосных вулканогенно-осадочных формациях. - В сб. "Марганцевые месторождения СССР", Изд-во "Наука", 1967.
- Чекунов В.С. Первично-окисные руды марганца на месторождении Тахтакарача в верхнесилурийских отложениях гор Кара-Тюбе. - Изв. отделения естествен. наук АН Тадж. ССР, 1957, № 22.
- Штеренберг Л.Е., Берхин С.Н., Муравейская В.Г. К методу изучения карбонатных марганцевых руд. - Геология рудн. месторожд., 1962, № 2.

Вопрос о дальности и условиях переноса полезных минералов из коренных источников является вряд ли не основным в теории формирования россыпных месторождений. Но, как ни странно, до настоящего времени он остается весьма слабо изученным. Особенно это относится к алмазным месторождениям, отечественный опыт изучения которых исчисляется несколькими десятилетиями.

В геологической литературе по вопросу дальности переноса алмазов можно найти самые различные и обычно лишь общие соображения, исходящие в основном из необычной стойкости алмаза. Господствующей в настоящее время является гипотеза переноса алмаза (как, впрочем, и других полезных минералов россыпей) на большие расстояния. Так, например, Г.Х. Файнштейн (1962), М.М. Одинцова и многие другие определяют дальность переноса алмазов (с образованием россыпей) расстояниями до 600–700 км. А.П. Бобревич (1959) и другие считают, что россыпи образованы за счет выноса алмазов с трубки; следовательно, дальность переноса алмазов с образованием россыпей определяется сотнями километров. По представлениям А.Д. Ишкова (1966) и многих других исследователей коренные источники уральских алмазов расположены в окраинной части Русской платформы; следовательно, дальность их переноса также определяется сотнями километров.

Однако у других исследователей существует точка зрения о крайне ограниченном переносе полезных компонентов россыпей. Так, например, Е.З. Горбунов (1965) приводит убедительные данные о перемещении золота при образовании россыпей на расстояния, ограниченные 3 км. Я.Л. Стахевич (1966) на основании шлихового опробования огромной площади северо-востока Сибирской платформы приходит к выводу о том, что тяжелые минералы шлиховой фракции практически не выносятся современными реками за пределы площади развития материнских пород и т.д.

Целью настоящей статьи является рассмотрение дальности массового переноса алмазов на примере одной хорошо изученной долинно-русловой россыпи.

Образование рассматриваемой россыпи, занимающей весь отрезок нижнего течения основной реки на протяжении нескольких десятков

километров целиком связывается с размывом трубки. Со времени разведки россыпи было подмечено некоторое увеличение концентрации алмазов в ее нижней части, что связывалось с морфологией долины, динамикой руслового потока, перемывом террас и целым рядом других факторов, включительно до влияния подпора паводковых вод рассматриваемой реки рекой, в которую она впадает. Некоторые исследователи высказывают мнение о возможности существования здесь дополнительных коренных источников.

Непосредственным каналом выноса алмазов с кимберлитовой трубки в долину основной реки является современный лог, от устья которого и начинается долинно-русловая россыпь. В состав последней, кроме русловых, включены алмазоносные отложения поймы, а иногда и первой террасы.

Рассмотрим распределение алмазов в долинно-русловой россыпи, разбив ее на отрезки, изображенные на рис. 1. Характеристика алмазоносности отрезков россыпи в условных единицах приведена на рис. 2 (при анализе учтено свыше 32 тыс. алмазов).

Из построений видно, что содержание и крупность алмазов совершенно закономерно увеличиваются не с приближением, а с удалением от трубки. При этом на нижнем участке течения, удаленном на десятки километров по отношению к первому отрезку (непосредственного выноса алмазов с трубки), среднее содержание алмазов увеличивается в 4,5 раза (!).

Такая четкая закономерность прямо противоречит строению россыпей с одним источником питания и, на наш взгляд, не оставляет сомнения в ошибочности представления о формировании рассматриваемой россыпи целиком за счет трубки. Необходимо отметить, что нижней границей долинно-русловой россыпи является устье основной реки; ниже россыпь прерывается.

Графики рис. 2 дают картину распределения алмазов в общем плане. Рассмотрим теперь алмазоносность не по укрупненным отрезкам долины, а по результатам опробования 65 разведочных линий, которые сведены на графике рис. 3.

На участке непосредственного сноса алмазов с трубки (ниже устья прилегающего лога) средний вес кристаллов не отличается повышенным значением даже по наиболее обогащенной линии 107. Более высокие значения среднего веса вниз по течению отмечены по сорока одной разведочной линии, при этом в нижнем течении они увеличиваются в 2-3 раза. То же наблюдается и по количеству крупных кристаллов (+4 мм) на единицу объема. Одинаковое или большее их количество (против линии 107) устанавливается по линии 33, 16, 14, 6 и 3, где по отношению к линии 107 оно соответственно составляет 1; 1,9; 1,5; 1,2; 2,1. Общее количество находок алмазов на единицу объема по линии 3 против линии 107 возрастает в 5,6 раза.

Содержание алмазов на участке непосредственного сноса с кимберлитовой трубки также не отличается максимальным значением. При этом кривая содержаний весьма изменчива и характеризуется чередованием пиков и спадов. Ниже линии 107, ближайшей к известному корен-

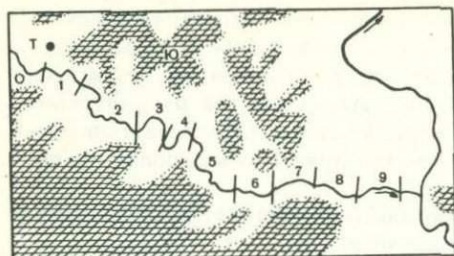
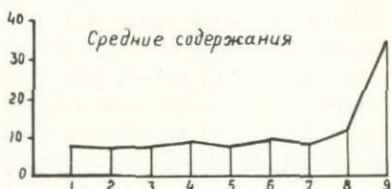
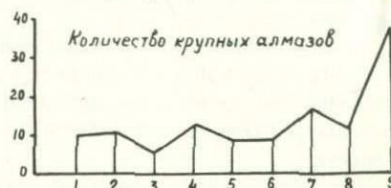


Рис. 1. Распределение алмазов в русловой россыпи

1-9 - номера отрезков россыпи; Т - местонахождение трубки; Ю - поля развития юрских отложений

Рис. 2. Распределение алмазов по отрезкам россыпи (в относительных величинах)



ному источнику, содержания закономерно снижаются на протяжении 1,6 км. После аналогичного пика по линии 50 происходит закономерный спад на протяжении 1200 м. Те же содержания, что и по линии 107, отмечаются по линиям 119 и 45. Ниже последнего пика закономерный спад наблюдается на протяжении 1600 м. После пиков по линиям 34 и 20 следуют закономерные снижения содержаний на расстоянии 1 км. Нижнее течение характеризуется резким увеличением содержаний, начиная с линии 7, при этом по линии 3 оно в восемь раз (!) выше, чем по наиболее богатой линии 107 участка россыпи, непосредственно примыкающего к трубке, которая считается единственным источником алмазов россыпи.

Таким образом, намечается закономерное чередование пиков и спадов кривых содержания и крупности алмазов. При этом "шаг" колебаний составляет от 1 до 1,6 км.

Рассмотрим распределение алмазов в россыпи лога, являющегося каналом непосредственного выноса алмазов с трубки в долину реки. Концентрация алмазов по нему приурочена к аллювиально-пролювиальным отложениям ручья, непосредственно эродирующего трубку. На рис. 4 приведены результаты опробования по десяти разведочным линиям. Пять из них относятся к логу, остальные к долине основной реки. По вертикали в относительных величинах нанесены средний вес алмазов по разведочным линиям и подсчетным блокам, средние содержания по линиям, и количество крупных кристаллов на единицу объема. По горизонтали показаны номера разведочных линий и расстояния от трубки в метрах.

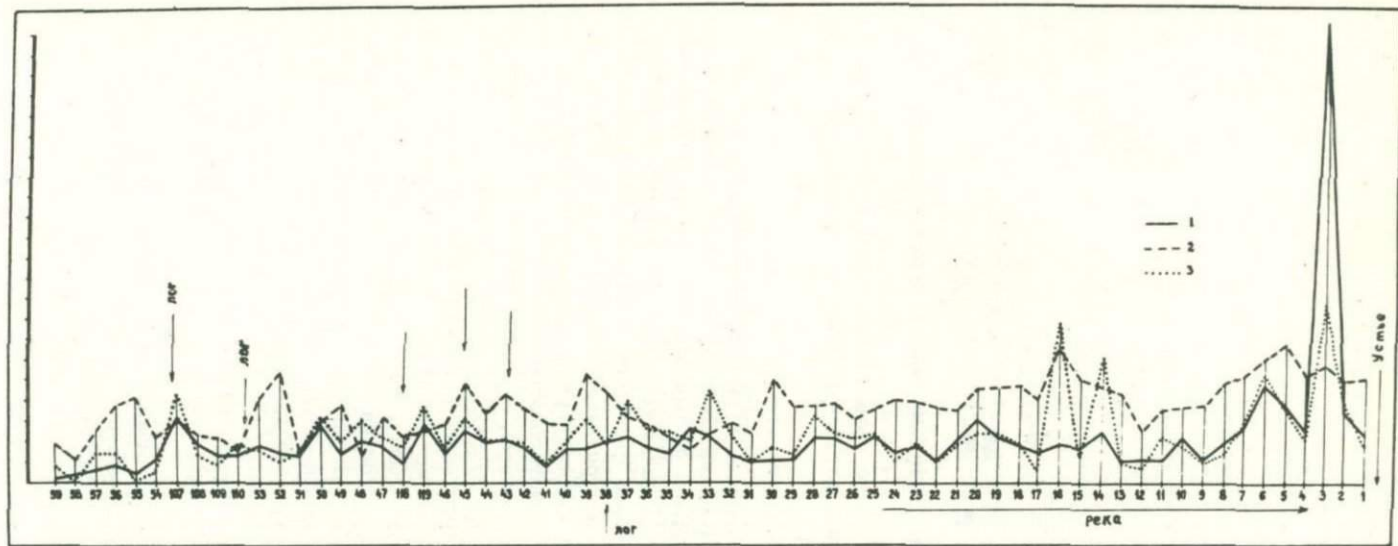


Рис. 3. Характеристика алмазности русловой россыпи по разведочным линиям
 1 - среднее содержание, 2 - средний вес, 3 - количество крупных алмазов (+4 мм) на единицу объема

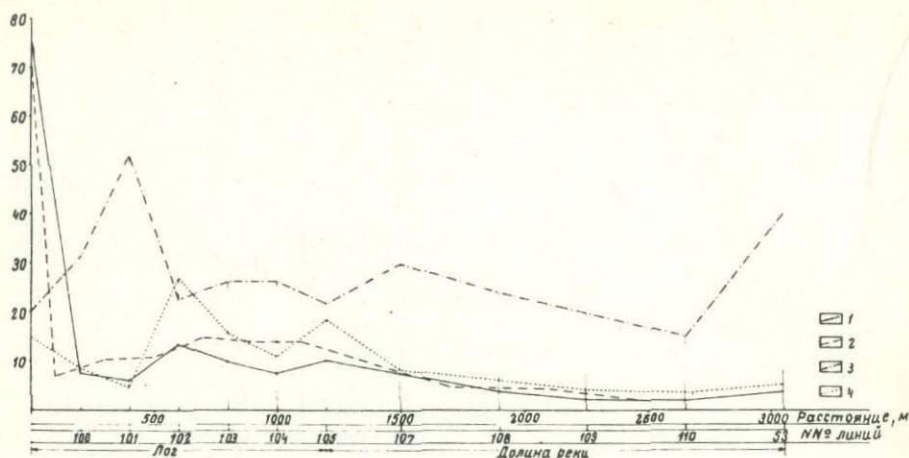


Рис. 4. Алмазность отложений лога и верхнего отрезка русловой россыпи

1 — среднее содержание по разведочным линиям, 2 — то же по блокам, 3 — средний вес алмазов; 4 — количество алмазов +4 мм на единицу объема

Средние содержания алмазов в рыхлых отложениях примерно в семь раз ниже, чем в кимберлитовой трубке. Совершенно очевидно, что отложения лога; особенно на участке его непосредственного врезания в трубку, сформированы целиком за счет продуктов ее разрушения. Десятикратное разубоживание сносимого материала по линиям 100 и 101, расположенным на расстояниях 200 и 400 м, может быть объяснено только избирательной нетранспортабельностью алмазов по отношению к остальной массе дезинтегрированного материала кимберлитов. Пользуясь цифровым выражением, можно сказать, что за пределы трубки выносятся лишь 10% высвобождаемых алмазов.

Максимальная их концентрация устанавливается в отложениях лога на расстоянии 600–800 м от источника. То же наблюдается и по количеству алмазов в единице объема. Наибольшая концентрация крупных алмазов отмечается на расстоянии 200–400 м от трубки. Намечающаяся тенденция всех кривых к повышению на участке выхода лога в долину основной реки (линии 105–107), несомненно, связана с влиянием перемыва террасовых отложений долины. Как видно, влияние перемыва не является решающим фактором обогащения россыпи. Увеличение среднего веса, содержания и количества крупных алмазов в данном случае не превышает 20–30% по отношению к нижней части ложковой россыпи (линия 105).

Совершенно очевидно, что отложения рассматриваемого участка непосредственного переноса алмазов с известной трубки по логу и долине основной реки до разведочной линии 110 представляют собой единую россыпь, образованную при непосредственном влиянии трубки.

При этом "голова" россыпи располагается на расстоянии 400–800 м от коренного источника, а ее "хвост", определяющий дальность массового сноса алмазов, расстоянием 2800 м. При этом среднее содержание алмазов в "хвосте" россыпи составляет менее 3% от среднего содержания алмазов в коренном источнике. Резкое увеличение содержаний и крупности алмазов в районе нижерасположенных линий 53 и 52 (соответственно в 1,5 и 3 раза) вряд ли можно объяснить морфлогическими особенностями долины или изменением гидродинамических условий аккумуляции. Наиболее благоприятным в этом отношении является участок долины в районе разведочных линий 108 и 109, где проходит меридиональный разлом пород коренного основания с амплитудой поднятия западного блока до 30 и более метров.

Пик алмазоносности по линиям 53, 52 объясняется, по-видимому, влиянием другого источника, которым могут являться юрские водораздельные галечники или кимберлитовые тела, приуроченные к проходящему здесь дизъюнктивному нарушению, в зоне которого в районе трубки известна кимберлитовая дайка.

Таким образом, непосредственное влияние известной кимберлитовой трубки на формирование россыпей нижележащего лога и долинно-русловой россыпи определяется в 3 км.

В заключение еще раз возвратимся к алмазоносности долинно-русловой россыпи в общем плане.

На графике рис. 5 по вертикали нанесено количество находок на единицу объема, по горизонтали – среднее содержание алмазов по разведочным линиям (в относительных величинах). Точки пересечения принятых параметров показаны кружками с обозначением номеров разведочных линий. Как видно из построений, точки графика образуют три совершенно разобнесенных между собой поля: I – поле линий, расположенных выше лога, спадающего от трубки в долину основной реки, II–III – отрезок долины от устья лога по линии 8 и IV – поле линий нижнего течения. Поля II и III частично перекрывают друг друга, тем не менее группа линий отрезка долины ниже линии 30 образует самостоятельное поле. Таким образом, по соотношению количества находок и среднего содержания по линиям, что, в конечном счете, является аналитическим выражением крупности алмазов, россыпь долины реки делится на четыре отрезка. Природа четкой границы между полями I и II не вызывает сомнения; она объясняется появлением мощного источника – коренного месторождения алмазов. Не менее, а еще более четкая граница между полями III и IV, по нашему мнению, может объясняться только появлением еще одного, пока неизвестного, но, по-видимому, не менее мощного, чем известная трубка, коренного источника с более крупными алмазами.

Заметим, что левый склон долины покрыт здесь сетью шурфов с расстоянием между линиями 400 м. Выработки пятнадцатилетней давности проходились с целью поисков россыпей и останавливались при достижении доюрской коры выветривания. Поэтому коренное месторождение могло быть незамеченным как по причине недостаточной густоты поисковой сети, так и вследствие слабой изученности пород доюрского основания.

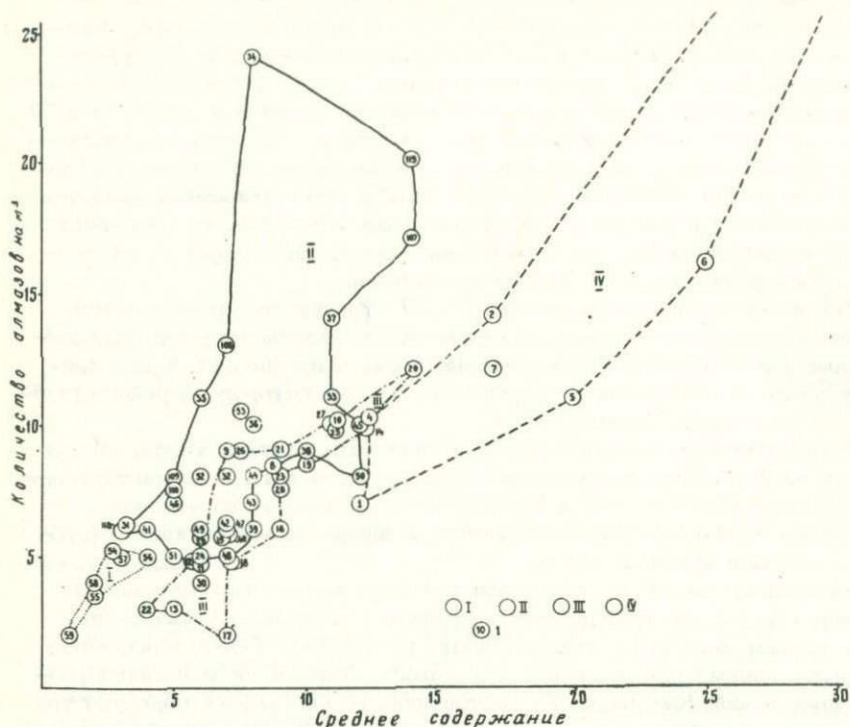


Рис. 5. Средние данные по разведочным линиям россыпи I, II, III, IV — выделяющиеся поля точек разведочных линий, номера в кружочках — разведочные линии

Из вышеизложенного можно сделать следующие выводы.

1. Известная в районе кимберлитовая трубка не является единственным источником образования рассмотренной долинно-русловой россыпи.

2. Дальность массового переноса алмазов от трубки водотоками четвертичного времени ограничивается тремя километрами. Максимальная концентрация крупных алмазов наблюдается на расстоянии 400 м, а максимальное содержание на расстоянии 600-800 м от коренного источника. Вынос алмазов за пределы трубки при ее разрушении по врезанному в нее логу составляет 10-15% от общего количества дезинтегрированных алмазов.

3. Кроме известной в районе алмазоносной трубки на формирование долинно-русловой россыпи влияют другие неизвестные и, по-видимому, многочисленные коренные источники. Два наиболее крупных из них предполагаются в районе разведочных линий 28-30 и в нижнем течении основной реки (район линий 7-3).

Литература

- Бобреевич А.П. и др. Алмазные месторождения Якутии, Госгеолиздат, 1959.
- Горбунов Е.З. Закономерности распределения золота в аллювиальных россыпях и их использование при поисках. Автореферат диссертации. Урал. фил. АН СССР, 1965.
- Ишков А.Д. Источники алмазов уральских россыпей на примере Красновишерского района. Совещание по геологии алмазных месторождений (тезисы докладов). Пермь, 1966.
- Стахевич Я.Л. Шлихо-минералогическая карта С-В части Сибирской платформы. Совещание по геологии алмазных месторождений (тезисы докладов). Пермь, 1966.
- Файнштейн Г. Х. Закономерности формирования и размещения россыпей Западной Якутии. - Материалы по геол. и полезн. ископ. ЯАССР, 1962, вып. IX.

Исследователи, изучавшие геохимию редкоземельных элементов в акцессорных минералах пород магматогенного ряда, отмечали, что редкоземельные элементы (р.з.э.) могут входить в виде изоморфной примеси в состав окисных титановых и железо-титановых минералов (Балашов, 1967; Некрасов, 1966; Коваленко и др., 1969; Туровский и др., 1968 и др.).

Геохимия р.з.э. в титановых минералах метаморфического и гипергенного происхождения изучена крайне слабо. В работе Н.Э. Гернгардт (1969) приводятся данные о содержании и распределении р.з.э. в лейкоксене из девонских песчаников на Южном Тимане, в связи с чем автор предлагает рассматривать лейкоксен, как новый вид комплексного сырья. Кроме того, соотношение индивидуальных р.з.э. в лейкоксене использовано Н.Э. Гернгардт в качестве основного критерия при трактовке генезиса лейкоксена как вторичного продукта, образованного за счет изменения сфена.

В настоящей работе представляется целесообразным рассмотреть характер распределения р.з.э. в окисных титановых минералах на различных этапах минералообразования: метаморфическом, гидротермально-метасоматическом и гипергенном.

Вариации состава и особенности поведения р.з.э. в ряду последовательно кристаллизующихся титановых минералов до настоящего времени описаны не были. Нами предпринята попытка проследить изменение состава р.з.э. в парагенетическом ряду окисных титаносодержащих минералов: ильменит - псевдоморфный анатаз-рутиловый лейкоксен, являющихся основными рудными компонентами метаморфических и осадочных пород Тимана.

В составе докембрийского кристаллического фундамента Тимана широко распространены пелитовые породы зеленосланцевой фации метаморфизма. Это темно-серые, почти черные, серые, зеленовато-серые графитизированные хлорит-серицит-кварцевые, плагиоклаз-биотит-мусковит-кварцевые и другие сланцы, содержащие до 2,4% ильменита, иногда измененного в той или иной степени. Сланцевые толщи с ильменитом переслаиваются с различными по мощности пачками кварцито-песчаников, гравелитов и алевролитов, не содержащих ильменита.

Присутствие ильменита, образующего крупные порфиобласты в тонкозернистой массе сланцевой породы, в качестве характерного для данной

степени метаморфизма минерала, впервые было отмечено на Южном Тимане В. А. Калюжным (1959). Такие же ильменитсодержащие сланцы широко распространены на Среднем Тимане в районе Четласского камня по р. Бобровой, на Вымско-Вольской гряде, в бассейне р. Коренной и др.

Аналогичные тиманским, ильменитсодержащие сланцы низких ступеней метаморфизма описаны в докембрии США, Мексики, Кольского полуострова, Таймыра и Патомского нагорья, что позволило сделать вывод об их широком региональном распространении, а также выделить ильменит-хлоритовую субфацию метаморфизма для обогащенных титаном пелитовых пород фации зеленых сланцев (Коробова, 1965; Портнов и Жаднова, 1969 и др.). Ильменит в осадочно-метаморфических сланцах Тимана по особенностям его соотношений со вмещающей тонкозернистой основной массой, по габитусу порфиробластов со своеобразной гелицитовой структурой формировался несомненно в стадию регионального динамо-геотермического метаморфизма, во время которого происходила перекристаллизация глинистой толщи, сопровождаемая перераспределением и перемещением химических компонентов. По Б. Я. Хоревой, региональный динамо-геотермический метаморфизм фации зеленых сланцев протекает в постоянных термодинамических условиях, характеризующихся температурами порядка 250–350°C и давлением 3–5 кбар. В результате собирательной кристаллизации дисперсно рассеянных в глинистой толще окислов FeO , Fe_2O_3 , TiO_2 и др. шло формирование порфиробластов ильменита, обычно приуроченных к участкам, обогащенным углисто-графитистым веществом, что свидетельствует о преобладании, по-видимому, восстановительных условий в момент кристаллизации ильменита (Сердюченко, 1959; Калюжный, 1965; Портнов, Жаднова, 1969, и др.).

Ильменитоносные сланцевые толщи Тимана, сформированные в позднем докембрии, в последующие периоды своего существования претерпевали сложные и многообразные изменения. Оживлявшаяся в каледонский и герцинский циклы тектоническая деятельность проявлялась здесь преимущественно в форме разрывных дислокаций в жестком платформенном цоколе. В зонах относительно интенсивного дробления и трещиноватости (тяготеющих к оси Главного Тиманского разлома), по-видимому, в каледонский цикл шло формирование субшелочных штокверковых и жильных образований с редкометальной минерализацией на Среднем, гранитных интрузий – на Южном Тимане, а в более поздний герцинский цикл происходили эффузии и интрузии базальтовой магмы. В участках наиболее интенсивного проявления тектонической, магматической и гидротермальной деятельности, например, в районе Четласского камня на Среднем, и в Ухтинском районе на Южном Тимане, в сланцевых толщах шла метасоматическая перекристаллизация ильменита, сопровождаемая окислением и последующим выносом железа, и замещение ильменитовых порфиробласт псевдоморфным призматическим анатазом. Процесс замещения ильменита анатазом в сланцах Южного Тимана впервые был описан В. А. Калюжным, который назвал конечный продукт перекристаллизации ильменита псевдоморфным анатазовым лейкоксеном (Калюжный, 1965).

Характерно, что наиболее значительная перекристаллизация ильменита в псевдоморфный анатаз отмечается в сланцевых толщах, территориально приуроченных к зонам интенсивного проявления тектонической деятельности. Так, В. А. Каложный пишет, что сильно трещиноватые с разрывными нарушениями сланцы восточного крыла Ухтинской антиклинали на Южном Тимане содержат преимущественно псевдоморфный по ильмениту анатаз, в то же время сланцы западного крыла, характеризующиеся отсутствием трещиноватости и большой свежестью, содержат порфиробласты неизменного, реже слабо измененного ильменита (Каложный, 1965). Аналогичная картина наблюдается в сланцевых толщах и на Среднем Тимане. В районе Четласского камня в сланцах бобровской свиты, приуроченных к зонам тектонических нарушений и трещиноватости, ильменит практически полностью замещен призматическим мутно-серым анатазом; в тех же сланцах, удаленных от зон повышенной трещиноватости, сохраняются свежие, неизменные порфиробласты ильменита.

Перекристаллизация ильменита в анатаз происходила, по-видимому, в сложных и крайне неустойчивых физико-химических условиях (резкие колебания и перепады температур, давления, кислотности и щелочности минералообразующей среды). Так, широко развитая в сланцах пиритизация (в том числе и пиритизация ильменита), несомненно была обусловлена наличием на определенных этапах щелочной восстановительной среды. В изменившейся физико-химической обстановке происходило окисление и вынос железа из ильменита с одновременным замещением его псевдоморфным призматическим анатазом. Причем замещение совершалось по схеме объем за объем с полным сохранением кристаллографических элементов первичного минерала (формы зерен). Аналогичное явление перекристаллизации и замещение ильменита анатазом под воздействием кислых гидротермальных растворов наблюдалось Б. Б. Розиной в магматических породах Казахстана (Розина, 1961). Метасоматическое замещение ильменита анатазом описано также Ю. Ю. Юрком (Юрк, 1950).

Следующий, третий этап преобразования титановых минералов в сланцах связан с длительным периодом от кембрия до девона, во время которого в условиях теплого гумидного климата на осадочно-метаморфических породах фундамента шло развитие кор химического выветривания каолинового профиля. В условиях гипергенеза, характеризующегося высоким потенциалом кислорода, в сланцах шло разложение химически малоустойчивых породообразующих минералов (хлорита, слюды, пирита и др.) и накопление каолинита, гидрослюд, гидроокислов железа и др. Изменение такого устойчивого минерала, как ильменит, при интенсивном химическом выветривании в зоне окисления, протекало стадийно и сводилось в основном к переходу двухвалентного железа в трехвалентное, его гидратации с последующим выносом и обогащением остающегося материала двуокисью титана в форме рутила (Зив, 1956 и др.).

Процесс вторичной рутилизации ильменита в зоне гипергенеза достаточно подробно описан исследователями для различных районов

Союза (Дядченко, Хатушева, 1960; Зив, 1956; Янулов, Чулкова, 1961; Каложный, 1968 и др.). Таким образом, на основании многочисленных исследований можно сделать вывод, что одним из основных условий, способствующих преобразованию ильменита в зоне гипергенеза, является окислительная обстановка.

В гипергенных условиях наряду с ильменитом изменению подвергался и псевдоморфный по ильмениту анатаз, образовавшийся в сланцах на более ранних стадиях под воздействием гидротермально-метасоматических растворов. Преобразование анатаза также шло в направлении его перекристаллизации в рутил.

На Южном Тимане в сохранившихся на сланцах корях выветривания присутствуют зерна псевдоморфного анатаза, в различной степени рutilизированного, что отчетливо можно наблюдать в аншлифах. Рutilизация псевдоморфного анатаза начинается, как правило, с периферии зерен, затем проникает во внутренние его части, образуя иногда полные псевдоморфозы, но обычно сохраняются реликты кристаллов анатаза, отличающихся от тонкоигольчатых рутиловых агрегатов с закономерной ориентировкой своими более крупными размерами (превышающими рутил в десятки раз), толстопризматическим габитусом, незакономерной ориентировкой и более высокой отражательной способностью. Перекристаллизация анатаза в рутил, по-видимому, обусловлена переходом TiO_2 в новых физико-химических условиях в наиболее устойчивую структурную модификацию, стабильную при любых вообще температурах.

Таким образом, третий этап преобразования титановых минералов привел к перекристаллизации всех ранее существующих кристаллических фаз титана в рутиловый лейкоксен. В зернах рутилового лейкоксена нередко в той или иной степени сохраняются реликты первичных минералов — ильменита или псевдоморфного анатаза.

В период трансгрессий девонских морей мощный чехол кор выветривания был размыв и переотложен в водоемах, где накапливались толщи терригенных осадков иногда значительной мощности. Базальные горизонты осадочного палеозойского чехла представлены на Тимане преимущественно кварцевыми, а в отдельных районах олигомиктовыми кварцево-ильменитовыми или кварцево-лейкоксеновыми песчаниками, реже гравелитами иногда с маломощными прослоями конгломератов. Девонские терригенные осадки, содержащие ильменит и продукты его изменения, в процессе литификации прошли стадии диагенетических и эпигенетических преобразований. В новых условиях титановые минералы претерпели четвертый и последний этап перекристаллизации. Эпигенетические процессы в девонских песчаниках проявились в разных районах с различной интенсивностью, чему способствовала неодинаковая история их последевонского существования. Однако повсеместно сохранялась общая направленность этих процессов, заключающаяся в окварцевании и перекристаллизации ранее существующих в песчаниках титановых минералов в анатаз, реже брукит. Кристаллы эпигенетического анатаза имеют вид тетрагональных уплощенных табличек, пятнистоокрашенных в голубовато-желтый цвет, иногда желтых или голубых, прозрачных, свободных от посторонних включений и примесей. Значительное

количество таблитчатого анатаза, обрастающего в виде щеток зерна аллотигенных титановых минералов, наблюдается в девонских песчаниках и гравеллитах на Южном Тимане. Несколькo слабее этот процесс был развит в пестроцветных базальных песчаниках на Среднем Тимане. Рост кристаллов эпигенетического таблитчатого анатаза происходит уже с нарушением кристаллографических элементов первичных зерен титановых минералов. В песчаниках под микроскопом зерна лейкоксена часто имеют дезинтегрированный, как бы растащенный облик и состоят из отдельных незакономерно ориентированных и разобщенных кристаллов анатаза, сцементированных кварцем; причем в некоторых зернах сохраняются реликты рутилового лейкоксена, ильменита или псевдоморфного призматического анатаза. Новообразованные таблитчатые кристаллы анатаза наблюдаются также и в межзерновых, поровых пространствах на некотором удалении от зерен аллотигенных титановых минералов.

Физико-химические условия эпигенетических процессов, очевидно, были неустойчивыми и непостоянными. Периодически происходило изменение среды минералообразующих растворов от кислой до щелочной и обратно, изменялась также и величина Eh . Об этих изменениях свидетельствуют новообразования кварца, свободнорастущие в поровых пространствах кристаллы анатаза, пиритизация. Следовательно, в одних условиях шло растворение и перенос таких инертных элементов, как кремнезем и титан, выпадающих из растворов в виде кристаллических фаз при изменении pH и Eh среды.

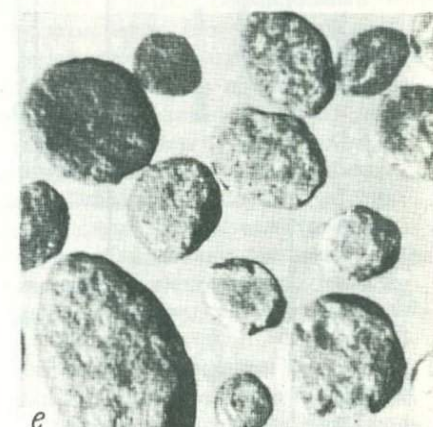
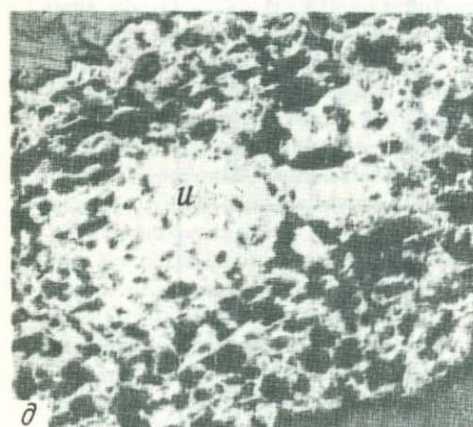
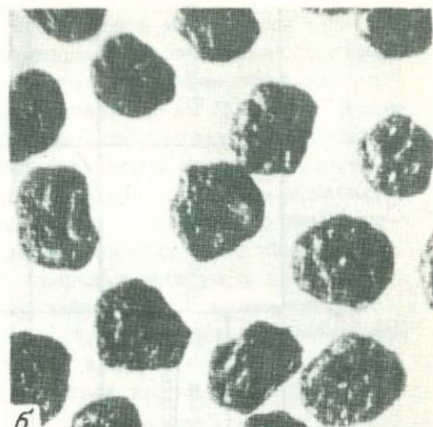
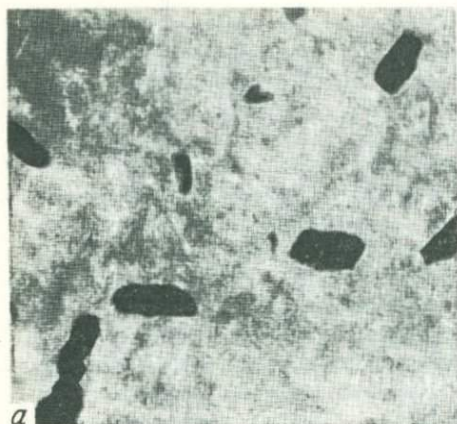
Общая схема последовательности кристаллизации титановых минералов представлена на табл. 1. Нами выделены четыре этапа кристаллизации титановых минералов, приуроченные к различным периодам формирования метаморфических и осадочных пород Тимана и обусловленные последовательно сменяющимися во времени процессами с характерной для каждого этапа физико-химической обстановкой минералообразования. Так, кристаллизация первичного, метаморфогенного ильменита протекала в восстановительных условиях в период формирования метаморфических толщ. Затем, в результате изменения физико-химической обстановки существования сланцевых пород, происходила гидротермально-метасоматическая перекристаллизация ильменита в псевдоморфный призматический анатаз с образованием полных анатазовых псевдоморфоз и сохранением объема. Далее, в условиях гипергенеза, ильменит и псевдоморфный анатаз в сланцах частично или полностью лейкоксенизируются с образованием рутилового лейкоксена. Со временем литификации материала перемытых и переотложенных кор выветривания связан последний, заключительный этап преобразования титановых минералов: происходит замещение присутствующих аллотигенных титановых минералов — ильменита, псевдоморфного анатаза и рутилового лейкоксена таблитчатым анатазом.

Для анализов нами были выделены титановые минералы трех этапов кристаллизации: ильменит, псевдоморфный анатаз и рутиловый лейкоксен. Эпигенетический таблитчатый анатаз в достаточном для химических анализов количестве выделить не удалось.

Таблица 1

Последовательность кристаллизации титаносодержащих минералов

Возраст	Титаносодержащие минералы	Метаморфизм		Гипергенез	Эпигенез
		региональный динамо-геотермический	гидротермально-инъекционный		
Докембрий	Ильменит	—			
	Анатаз псевдоморфный (по ильмениту)		—		
Кембрий - девон	Рутиловый лейкоксен (по анатазу и ильмениту)			—	
Палеозой - кайнозой	Анатаз таблитчатый (по лейкоксену)				—



Для выделения титаносодержащих минералов из метаморфических и осадочных пород применялась следующая методика. Порода дробилась в стальной ступе или щековой дробилке до крупности - 0,5 мм. Раздробленная проба отмывалась на концентрационном столе до получения серого шлиха. Бромформированием из серого шлиха выделялась тяжелая фракция, состоящая как в сланцах, так и в девонских песчаниках, преимущественно из титановых минералов: ильменита и продуктов его перекристаллизации - псевдоморфного призматического анатаза, рутилового лейкоксена и незначительных количеств таблитчатого желтого или голубого анатаза. Из тяжелых фракций осадочных пород электромагнитной сепарацией были выделены почти чистый ильменит и почти чистый рутиловый лейкоксен. Последующей ручной отборкой под бинокуляром из ильменитовой фракции были удалены все зерна с видимыми измененными участками; из фракции рутилового лейкоксена отобраны все зерна с новообразованным таблитчатым анатазом и реликтами ильменита.

Несколько сложнее было выделить мономинеральные чистые ильменитовые и анатазовые фракции из метаморфических сланцев. Кристаллы ильменита и зерна псевдоморфного анатаза с поверхности покрыты здесь оболочкой из тонкозернистых агрегатов слюдистых минералов и кварца. Освободиться от посторонних вростков, пленок и корок, покрывающих титановые минералы, удалось лишь с помощью обработки фракций ультразвуком.

В целях более точной идентификации анализируемых фракций из них отдельные зерна титановых минералов были проанализированы рентгенографически в лаборатории ИГЕМ АН СССР на аппарате УРС-60. Условия съемки: 30 kV 3mA, экспозиция 5 часов без фильтра. Fe-излучение, $2R = 57,3$ мм, $d \sim 0,6$ мм. Снимки были расшифрованы А.С. Анисимовой; для сравнения приведены эталоны по ASTM.

Выделенные для анализов три модификации титановых минералов обладают определенными морфологическими особенностями (рис. 1).

Ильменит для анализов был выделен из докембрийских метаморфических сланцев и песчаников девона. Кристаллы метаморфогенного иль-



Рис. 1. Титановые минералы в метаморфических и осадочных породах

а - скелетные и таблитчатые кристаллы ильменита в метаморфических сланцах, увел. 20, без анализатора; б - форма кристаллов ильменита из сланцев, видна неровная, ямчатая поверхность с вростками кварца, увел. 80; в - призматические кристаллы анатаза, выполняющие удлиненные крупные порфиробласты бывшего ильменита, сланец, увел. 20, без анализатора; г - агрегаты призматического анатаза, образующие псевдоморфозы по ильмениту, сохраняется таблитчатая форма первичного ильменита, увел. 80; д - зерно рутилового лейкоксена с реликтом метаморфогенного ильменита (и) в центральной части, аншлиф, увел. 200; е - зерна рутилового лейкоксена из песчаников Среднего Тимана, иногда видна сохранившаяся форма уплощенных ромбоэдров, свойственных ильмениту метаморфических сланцев, увел. 40

менита в сланцах обладают четким идиоморфным габитусом. В шлифах ильменит имеет вид таблитчатых, удлиненно-призматических и скелетных кристаллов, либо беспорядочно рассеянных в породе, либо приуроченных к участкам, обогащенным углисто-графитистым веществом (рис. 1, а). В аншлифах можно видеть, при больших увеличениях, что ильменит обладает характерной гелицитовой структурой, обусловленной многочисленными закономерно ориентированными вростками мелких реликтовых зерен кварца и слюдистых минералов, захваченных из вмещающей среды порфиробластами ильменита при их росте и повторяющих плоскостную текстуру первоначальной породы.

Макроскопически кристаллы ильменита имеют форму гексагональных таблиц и уплощенных ромбоэдров, характерных для ильменита метаморфических пород.

Поверхность кристаллов ильменита из метаморфических сланцев шероховатая, ямчатая, с мелкими углублениями, в которых иногда присутствуют включения кварца и слюдистых минералов (рис. 1, б).

Результаты рентгеноструктурного анализа ильменита осадочных и метаморфических пород представлены в табл. 2.

Как видно из данных анализа, постоянной примесью в ильмените является кварц. В ильмените из осадочных пород появляются редкие дополнительные линии рутила, хотя основной кристаллической фазой продолжает оставаться ильменит.

Рентгеноструктурный анализ показал, что наибольшая чистота достигнута у мономинеральной ильменитовой фракции из сланцев (обр. 17). Ильменит из песчаников, кроме кварца, в незначительном количестве содержит примесь рутила. В аншлифах, приготовленных из ильменитовых фракций обр. 50 и 90, наблюдались редкие тонкопризматические кристаллики рутила, которые в виде тонкой сетки выполняют трещинки во внутренних частях ильменитовых зерен. Количество новообразований рутила в макроскопически свежем ильмените крайне ничтожно.

Псевдоморфный призматический анатаз выделен из неизменных процессами гипергенеза сланцев Среднего Тимана (обр. 10) и из коры выветривания сланцев Южного Тимана (обр. 112).

В шлифах, в тонкозернистой кварцево-слюдистой основной массе сланца, часто под различными углами к сланцеватости, наблюдаются крупные таблитчатые, удлиненные и скелетные зерна с четким идиоморфным габитусом, выполненные агрегатами кристаллов призматического анатаза (рис. 1, в). Иногда прослеживается определенная ориентировка в расположении анатазовых кристаллов — головки призм обращены к центральным частям выполняемой ими полости.

Промежутки между кристаллами анатаза заполнены порошковатыми красно-бурыми окислами железа с примесью кварца и слюды. Наряду с зернами, которые представляют собой полные псевдоморфозы призматического анатаза по ранее существовавшим порфиробластам ильменита, в сланцах можно видеть кристаллы ильменита, замещенные призматическим анатазом лишь частично.

Макроскопически анатаз представляет собой удлиненные тетрагонально-призматические кристаллы серого или голубовато-серого цвета,

Таблица 2

Межплоскостные расстояния ильменита
из метаморфических и осадочных пород

Обр. 17. Ильменит из метаморфиче- ских сланцев		Ильменит из девонских песчаников				Ильменит по ASTM		Принад- лежность линий
		Обр. 50		Обр. 90		I	d	
I	d	I	d	I	d			
4	3,72	2	3,66	1	3,74	50	3,73	Кварц
2	3,31	5	3,32	6	3,36			
2	2,99							
10	2,72	7	2,73	4	2,73	100	2,74	
7	2,53	4	2,48	4	2,51	85	2,54	
1	2,45	1	2,29					
5	2,21	7	2,20	7	2,21	70	2,23	
2	2,04							
2	1,886			3	1,880			
5	1,854	4	1,875	1	1,832	85	1,86	
8	1,732	1	1,727			100	1,72	
1	1,647	10	1,690	10	1,699			
2	1,626					50	1,63	
2	1,611							
7	1,499	1	1,538	1	1,550	85	1,50	
7	1,460			1	1,514	85	1,47	
1	1,368	2	1,377	2	1,381			Рутил
3	1,336					70	1,34	
3	1,269					60	1,27	
1	1,242							
1	1,225					30	1,20	
3	1,183			1	1,192	60	1,18	
4	1,152			2	1,156	70	1,15	
4	1,115					70	1,12	
4	1,074					70	1,07	
1	1,048					30	1,00	

мутные, полупрозрачные, с сильным алмазовидным блеском, собранные в агрегаты. Поверхность граней анатазовых кристаллов шероховатая, изредка на них видны присыпки и примазки окислов железа, мелкие включения кварцевых зерен и слюдистых минералов. Агрегаты призматических кристаллов анатаза не выходят за пределы контуров минерала-хозяина — ильменита и сохраняют его гексагонально-таблитчатый облик, т.е. замещение ильменита анатазом происходит с сохранением его первоначального объема (рис. 1,г).

Рентгеноструктурный анализ призматического анатаза показал его тождество с эталонным образцом (табл. 3).

Дополнительные редкие и слабые линии обусловлены включениями реликтов ильменита и вростками кварца. Таким образом, отобразный для анализов материал представлен относительно чистым анатазом, который не содержит примеси минералов, способных концентрировать р.з.э.

Рутиловый лейкоксен и в различной степени рутилизованный (лейкоксенизированный) ильменит выделены для анализов из девонских песчаников Среднего Тимана.

В аншлифах при больших увеличениях видно, что зерна рутилового лейкоксена образованы агрегатами тонкопризматических очень мелких кристалликов рутила, закономерно ориентированных и образующих саггитовую сетку. Пространство между рутиловыми кристалликами выполнено кварцем с примесью слюдистых минералов. В некоторых зернах рутилового лейкоксена изредка сохраняются реликты первичного минерала (ильменита или псевдоморфного призматического анатаза), который подвергнулся рутилизации (рис. 1,д).

Макроскопически рутиловый лейкоксен имеет вид светлоокрашенных, желтоватых или розовато-желтоватых дискоидальных, таблитчатых слабокатаных зерен, размеры которых колеблются в широких пределах (рис. 1,е).

Нередко зерна лейкоксена сохраняют ромбоэдрическую и гексагонально-таблитчатую форму, свойственную ильмениту метаморфических пород.

Для анализов были отобраны наиболее светлоокрашенные зерна рутилового лейкоксена, содержащие наименьшее количество вростков кварца, без видимых реликтов ильменита или псевдоморфного призматического анатаза, а также без наростов новообразованного таблитчатого эпигенетического анатаза.

Рентгеноструктурный анализ чистого рутилового лейкоксена показал, что основной кристаллической фазой в нем является рутил с незначительной примесью кварца. В ничтожном количестве присутствуют реликты ильменита: слабые линии 2,73; 1,861; 1,790; 1,498 (табл.4, обр.90а).

Рутилизованный (лейкоксенизированный) ильменит отличается от рутилового лейкоксена как макро- и микроскопически, так и данными рентгеноструктурного анализа. В аншлифах зерна такого ильменита обнаруживают характерную гелицитовую структуру и в различной степени замешены рутилом, который образует сетку тонкоигловчатых закономерно ориентированных кристалликов. Рутиловые агрегаты выполняют внутренние части ильменитовых зерен и ильменит сохраняется лишь в крае-

Таблица 3

Межплоскостные расстояния псевдоморфного призматического анатаза из метаморфических сланцев

Псевдоморфный анатаз				Анатаз по ASTM		Ильменит по ASTM	
Обр. 10, Средний Тиман		Обр. 439 (по Калюжному, Южный Тиман)		I	d	I	d
I	d	I	d	I	d	I	d
		1	4,08				
5	3,94	4	3,90			50	3,72
10	3,56	10	3,50	100	3,51		
1	3,43	5	3,37			100	2,74
2	2,45	1	2,44	9	2,43	85	2,54
4	2,40			22	2,37		
2	2,36	3	2,37	9	2,33	70	2,23
3	2,10	1	2,09				
8	1,919	7	1,894	33	1,891		
2	1,859	1	1,815			85	1,86
7	1,716	5	1,699	21	1,699	100	1,72
7	1,667	5	1,667	19	1,665	50	1,63
1	1,651	1	1,543			85	1,50
5	1,492			4	1,494	85	1,47
1	1,403	4	1,481	13	1,480		
3	1,374	1	1,363	5	1,367		
4	1,345	2	1,338	5	1,337	70	1,34
1	1,287						
5	1,272	3	1,264	10	1,264	60	1,27
1	1,258	1	1,252	3	1,250	30	1,20
3	1,170	2	1,247	2	1,171	60	1,18
1	1,167			3	1,160	70	1,15
3	1,056					70	1,12
3	1,045					70	1,07
						30	1,00

Таблица 4

Межплоскостные расстояния рутилового лейкоксена и рутилизованного ильменита из осадочных пород

Обр. 90 а, рутиловый лейкоксен		Обр. 581, рутилизованный ильменит		Рутил по ASTM		Ильменит по ASTM		Принад- лежность линий
I	d	I	d	I	d	I	d	
4	3,56					50	3,73	
4	3,33	4	3,36					Кварц
10	3,23	7	3,27	100	3,24			
1	2,73	1	2,73			100	2,74	
5	2,48	4	2,50	41	2,48	85	2,54	
1	2,40							Анализ
1	2,28			7	2,29	70	2,23	
4	2,18	4	2,21	22	2,18			
3	2,05			9	2,05			
3	1,861	2	1,877			85	1,86	
1	1,815							Кварц
1	1,790					100	1,72	
10	1,688	10	1,694	50	1,687			
5	1,618	2	1,633	16	1,624	50	1,63	
1	1,543	1	1,547					Кварц
1	1,498							Анализ
2	1,480			8	1,480			
3	1,452	2	1,459	6	1,453	85	1,50	
		1	1,384					
4	1,362	3	1,369	16	1,360	85	1,47	
2	1,349	1	1,357	7	1,347	70	1,34	
				1	1,305	60	1,27	
1	1,200	1	1,200	1	1,200	30	1,20	
2	1,170	1	1,181	4	1,170	60	1,18	
1	1,149	1	1,154	4	1,148	70	1,15	
4	1,093	3	1,096	4	1,093	70	1,12	
3	1,083	3	1,085	4	1,082	70	1,07	
3	1,044	3	1,044	5	1,042			
3	1,037	3	1,037	4	1,036			
2	1,028			3	1,027	30	1,00	

вых, периферических частях. В некоторых зернах ильменита сетка рутиловых агрегатов располагается в виде тонких полос, иногда почти параллельных друг другу, иногда ветвящихся или повторяющих направление трещин спайности ильменита. Макроскопически зерна рутилизованного ильменита имеют темную, буровато-черную, часто неравномерную, пятнистую окраску. На общем темном фоне зерен видны желтоватые, светло-бурные пятна и полосы. Иногда под бинокляром на поверх-

ности ильменита видны мелкие светло-желтые рутиловые кристаллики, образующие сагенитовые сростания. Морфология зерен рутилизированного ильменита аналогична ильмениту метаморфических сланцев.

Рентгеноструктурный анализ рутилизированного ильменита показал присутствие двух кристаллических фаз: рутила и ильменита с незначительной примесью кварца (см. табл. 4, обр. 581).

В метаморфогенном ильмените и псевдоморфном анатазе, чистота которых подтверждается рентгеноструктурным анализом, в промежуточном продукте перекристаллизации ильменита — рутилизированном ильмените и в конечном продукте гипергенной перекристаллизации—рутилового лейкоксена определены содержания суммы р.з.э. с последующей расшифровкой, а также основных компонентов: TiO_2 , $Fe_2O_3 + FeO$ и SiO_2 . Выделение суммы р.з.э. проводилось в химической лаборатории ИГЕМ АН СССР, способом весового полумикроанализа, аналитиками В.И. Павлуцкой и Н.И. Забавниковой, расшифровка р.з.э. — методом хроматографии на бумаге. Результаты анализов приведены в табл. 5.

Как видно из таблицы, все титановые минералы метаморфических и осадочных пород содержат в своем составе р.з.э. Отсутствие в анализируемых образцах примеси посторонних минералов, способных концентрировать р.з.э., подтверждается рентгено-структурными анализами и свидетельствует об изоморфном вхождении редких земель в кристаллическую решетку титановых минералов.

Наименьшее количество редких земель (тысячные доли процента) содержится в неизменном ильмените как из метаморфических сланцев докембрия, так и из девонских песчаников. В продуктах перекристаллизации ильменита содержание р.з.э. увеличивается на целый порядок и колеблется в пределах сотых долей процента. Высокие содержания (десятые доли процента) редких земель определены в частично перекристаллизованном, рутилизированном ильмените (обр. 581а, 581б). Накопление р.з.э. в рутилизированном ильмените, по-видимому, обусловлено присутствием в нем аморфных окислов железа, способных адсорбировать р.з.э.

Намечающаяся тенденция к повышению содержания р.з.э. в продуктах перекристаллизации ильменита характерна и для псевдоморфного анатаза, сформировавшегося в результате гидротермально-метасоматических процессов и для рутилового лейкоксена, образовавшегося в процессах гипергенной рутилизации аллотигенных титановых минералов. Таким образом, можно сделать вывод, что при перекристаллизации ильменита в псевдоморфный анатаз и рутиловый лейкоксен привнос редких земель со стороны не происходил и содержание их в составе новообразованных титановых минералов увеличивалось аналогично повышению содержания титана за счет выноса, главным образом железа.

Видовой состав р.з.э. в минералах непостоянен и закономерно меняется в зависимости от места минерала-хозяина в процессе минералообразования (рис. 2). Минерал ранней стадии кристаллизации — ильменит содержит в своем составе преимущественно легкие лантаноиды и может быть отнесен к селективно цериевому.

По-видимому, содержание редких земель иттриевой группы в ильмените ничтожно мало и находится ниже предела чувствитель-

Таблица 5

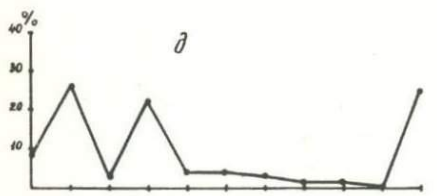
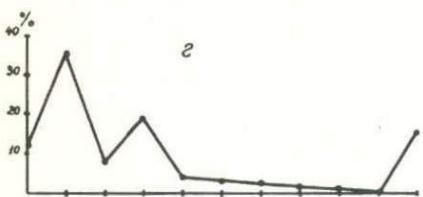
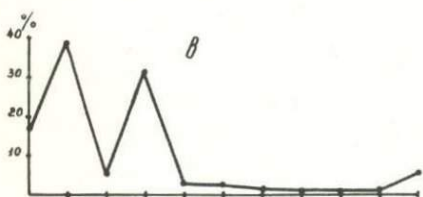
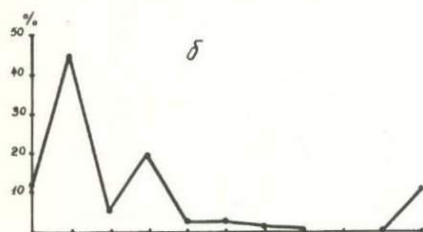
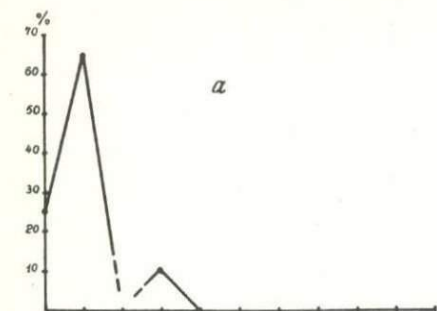
Состав и содержание индивидуальных р.з.э. в титановых минералах метаморфических и осадочных пород Тимана

Окислы	Ильменит			Ильменит лейкоксенизированный			Рутиловый лейкоксен			Анатаз из метаморфических сланцев		Ильменит из гранитоида (по Ю.А. Балашову, 1967)	Рутил из щелочных пород (по И.Д. Туровскому, 1968)
	Обр. 17 из сланцев	Обр. 50 из песчанников D ₂	Обр. 90, очень слабо-рутилизованный D ₂	Обр. 581а	Обр. 581б	Обр. 581	Обр. 90а	Обр. 41	Обр. 2072	Обр. 10, Средний Тиман	Обр. 112, рутилизованный, Южный Тиман		
La ₂ O ₃	25	35	17,5	15,1	13,3	5,6	18,3	12,0	9,9	11,8	9,2	18,3	13,75
CeO ₂	65	50	39,5	46,5	45,5	23,2	34,2	36,0	33,4	45,0	27,3	39,1	20,2
Pr ₆ O ₁₁	-	-	6,5	4,0	6,3	3,0	8,8	8,0	7,1	5,9	3,2	4,5	4,4
Nd ₂ O ₃	10	15	25,3	24,2	22,5	54,4	20,2	12,0	25,4	20,5	22,8	16,7	22,53
Sm ₂ O ₃	-	-	3,1	3,0	3,1	2,5	3,0	6,0	4,2	2,6	4,0	2,6	12,31
Eu ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,0	-
Gd ₂ O ₃	-	-	3,4	2,3	1,9	2,5	3,0	4,0	3,7	2,6	4,0	2,2	10,51
Tb ₂ O ₃	-	-	} 4,1	4,0	4,8	6,1	9,8	22,0	13,6	10,6	25,6	-	3,12
Y ₂ O ₃	-	-		-	-	-	-	-	-	-	-	-	13,1
Dy ₂ O ₃	-	-	0,4	0,5	1,0	1,2	1,5	-	2,2	1,0	2,8	1,4	4,5
Ho ₂ O ₃	-	-	0,1	0,1	0,25	-	0,3	-	-	-	0,4	-	2,3
Er ₂ O ₃	-	-	0,2	0,1	0,55	0,8	0,6	-	-	-	0,8	1,0	2,1
Tm ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,8
Lu ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,34
Yb ₂ O ₃	-	-	-	-	0,3	0,8	-	-	-	-	-	0,6	1,43
Сумма	100,0	100,0	100,1	99,8	99,5	100,1	99,7	100,0	99,5	100,0	100,1	100,5	100,0
Общее содержание													
р.з.э.,%	0,002	0,01	0,04	0,50	0,26	0,05	0,028	0,016	0,04	0,028	0,013	0,062	0,24
ΣCe гр.													
р.з.э.*	100,0	100,0	91,9	92,8	90,7	88,7	84,5	74,0	80,0	85,8	66,5	82,2	73,19
ΣY гр.													
р.з.э.	0,0	0,0	8,2	7,0	8,8	11,4	15,2	26,0	19,5	14,2	33,6	18,3	26,81
ΣCe гр.													
ΣY гр.			11,2	13,2	10,3	7,7	5,5	2,8	4,1	6,0	2,0	4,5	2,7

* Разделение р.з.э. на Ce и Y - группы дано по Ю.А. Балашову и др. (1964).

Рис. 2. Характер распределения индивидуальных редкоземельных элементов в последовательно кристаллизующихся титановых минералах

а - ильменит метаморфогенный; б - анатаз псевдоморфный; в - ильменит рутилизованный (среднее из 4 анализов); г - рутиловый лейкоксен (среднее из 3 анализов); д - анатаз псевдоморфный (рутилизованный)



La Ce Pr Nd Sm Yd Dy Ho Er Yb Y+Tb

ности анализа. Накопление элементов цериевой группы в метаморфогенном ильмените, очевидно, обусловлено щелочной средой, преобладавшей при его кристаллизации.

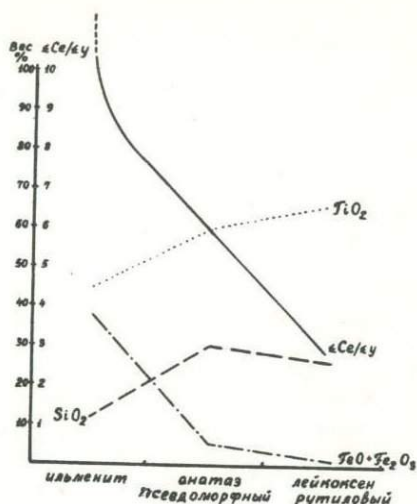
Геохимическая история р.з.э. цериевой и иттриевой групп в процессах гидротермально-метасоматической и гипергенной перекристаллизации ильменита различна, и это обусловило непостоянное и закономерно-изменяющееся, соответственно этапам кристаллизации, отношение $\Sigma Ce_{гр} : \Sigma Y_{гр}$.

По мере развития процесса минералообразования отношение $\Sigma Ce_{гр} : \Sigma Y_{гр}$ постепенно уменьшается, отчетливо коррелируясь с поведением основных компонентов титановых минералов (рис. 3).

Кривая, изображающая изменение величины отношения $\Sigma Ce_{гр} : \Sigma Y_{гр}$, повторяет форму кривой изменения содержания окислов железа в титановых минералах, что свидетельствует о совместном выносе железа и легких лантаноидов, при одновременном обогащении титаном и тяжелыми лантанидами конечных продуктов преобразования ильменита.

Как установлено А.Б. Роновым (1967), щелочная среда способст-

Рис. 3. Поведение основных компонентов и кремнезема и изменение величины отношения $\Sigma Ce_{гр} : \Sigma Y_{гр}$ в последовательно кристаллизующихся титановых минералах



вует выносу тяжелых лантаноидов; в кислую же стадию, напротив, большую подвижность приобретают легкие лантаноиды, и элементы цериевой группы — выносятся. Таким образом, и на раннем гидротермально-метасоматическом этапе перекристаллизации ильменита в псевдоморфный анатаз и на более позднем гипергенном преобразовании его в рутиловый лейкоксен происходил вынос легких лантаноидов и обогащение остающихся на месте продуктов перекристаллизации элементами иттриевой группы, что может служить указанием на преобладание кислой среды на всех этапах перекристаллизации ильменита.

ВЫВОДЫ

1. Установлены четыре этапа кристаллизации титаносодержащих минералов, которые отвечают основным периодам формирования метаморфических и осадочных пород Тимана. Соответственно этапам выделяются четыре кристаллические фазы: метаморфогенный ильменит — псевдоморфный призматический анатаз — рутиловый лейкоксен — эпигенетический таблитчатый анатаз.

2. Выявлена закономерность распределения р.з.э. в последовательно кристаллизующихся титановых минералах, заключающаяся в постепенном обогащении тяжелыми лантаноидами конечных продуктов перекристаллизации титановых минералов.

3. Накопление редких земель в частично рутилизованном ильмените обусловлено, очевидно, присутствием в нем аморфных окислов и гидроксидов железа, способных адсорбировать многие, в том числе и р.з.э. Однако этот вывод нуждается в дополнительных исследованиях и анализах.

4. В псевдоморфном анатазе и рутиловом лейкоксене, наряду с возрастанием содержания титана, наблюдается увеличение содержания

р.з.э., что связано с естественным обогащением продуктов перекристаллизации ильменита титаном и редкими землями за счет выноса главным образом железа.

5. Соотношения между отдельными редкоземельными элементами не могут быть использованы в качестве критерия при определении природы первичного минерала, они меняются в титансодержащих минералах различных этапов кристаллизации и зависят от положения анализируемой разновидности в ряду последовательно кристаллизующихся минералов.

Литература

- Балашов Ю.А. Дифференциация редкоземельных элементов в магматическом процессе. - В сб. "Химия земной коры", 1963, т. I.
- Балашов Ю.А., Ронов А.Б., Мигдисов А.А., Туранская Н.В. Влияние климатических и фациальных условий на разделение редкоземельных элементов в осадочном процессе. - Геохимия, 1964, № 10.
- Балашов Ю.А., Соболев Р.Н. Вариации состава и содержания редкоземельных элементов в магнетитах гранитоидов. - Докл. АН СССР, 1967, 175, № 1.
- Гернгардт Н.Э. Лейкоксен - новый вид комплексного сырья. Изд-во "Наука", 1969.
- Дядченко М.Г., Хатунцева А.Я. К минералогии и геохимии процесса выветривания ильменита. - Докл. АН СССР, 1960, 132, № 2.
- Зив Е.Ф. Рутилизация ильменита в гипергенных условиях. - Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 12.
- Калужный В.А. Метаморфические древние толщи и металлогенические черты Тимана. - Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 1.
- Калужный В.А. Фашии метаморфических сланцев, происхождение и изменение их акцессорных титановых минералов. - Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 12.
- Калужный В.А. О распространении и устойчивости ильменита в корах выветривания. Геология рудных месторождений, 1968, № 5.
- Коваленко В.И., Знаменская А.С., Пополитов Э.И., Абрамова С.Р. Распределение редкоземельных элементов и иттрия в минералах щелочных гранитоидов. - Геохимия, 1969, № 8.
- Коробов Н.И. Ильменитсодержащие метаморфические сланцы Таймыра. - Докл. АН СССР, 1965, 165, № 1.
- Некрасов И.Я. Геохимия олова и редких элементов Верхояно-Чукотской складчатой области. Изд-во "Наука", 1966.
- Портнов А.М., Жаднова Т.П. Ильменитсодержащие метаморфические сланцы Патомского нагорья. Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 2.
- Розина Б.Б. О гидротермальных изменениях акцессорных титаномагнетита и ильменита в магматических породах Казахстана и

- Джунгарии. Записки Всес. минер. общества, 1961, серия 2, ч. 90, вып. 3.
- Ронов А.Б., Балашов Ю.А., Мигдисов А.А. Геохимия редкоземельных элементов в осадочном цикле. Геохимия, 1967, № 1.
- Сердюченко Д.П. Граниты Южного Тимана и их акцессорные минералы. Изд-во АН СССР, 1959.
- Туровский С.Д., Усманов У.У., Николаева А.В. Распределение редкоземельных элементов в ряду последовательно кристаллизующихся минералов. - Докл. АН СССР, 1968, 178, № 5.
- Хорева Б.Я. Генетическая классификация минеральных фаций регионального метаморфизма и вертикальная метаморфическая зональность "гранитного" слоя земной коры. - Материалы IV Всес. петрогр. совещания. Изд-во АН Аз. ССР, 1969.
- Юрк Ю.Ю. О метасоматическом замещении ильменита рутилом и гематитом. - Минер. сб. Львовского геолог. общества, 1950, № 4.
- Янулов К.П., Чулкова И.В. Ориентированные псевдоморфозы рутила по ильмениту. - Докл. АН СССР, 1961, 140, № 1.

Первые сведения о наличии ртути в породах Тиманского Приполярья были приведены в работе А.А. Чернова (1947), упомянувшего при описании протолок баритовых конгломератов среднего девона по р.Белой о находке в них капельки ртути.

Специализированные исследования ртутеносности девонских пород Тимана были произведены впервые В.А. Завьяловым и О.С. Мальцевой (1963). При бурении на нефть скважины 10-Т в районе г. Ухты указанные авторы опробовали различные горизонты низов осадочного чехла и верхов докембрийского фундамента. На ртуть ими были опробованы живетские аргиллиты и алевролиты, верхнеживетские диабазы и туфы, а также верхнедевонские (доманик, мендымские аргиллиты и сырочойские глинистые известняки). По новой унифицированной стратиграфической схеме этот разрез соответствует, видимо, кумушкинскому эффузивно-осадочному горизонту (швентойскому горизонту центра Русской платформы), непосредственно подстилающим ее живетским и перекрывающим франским отложениям.

Основная цель указанных исследований состояла в проверке на материале опробованного разреза предположения А.П. Виноградова о выносе ртути фумаролами, сопровождающими эффузивный процесс. Результаты анализа проб по методу И.Х. Айдинянц и Д.Н. Финкельштейн показали, что содержание ртути в различных породах не превышает кларкового или на порядок ниже; содержания в нормально-осадочных породах меньше, чем в эффузивно-осадочных.

Этими данными исчерпываются опубликованные в настоящее время сведения об изучении ртутеносности пород Тимана.

Изучая перспективы алмазоносности Северного Тимана всеми доступными методами, авторы учитывали возможность образования ореолов первичного рассеяния ртути вокруг алмазоносных кимберлитов (Поярков, 1966).

В шлихах по аллювию реки Кумушки (притока р. Волонги), ниже места находок кристаллов алмаза, в 1968 г. авторы встретили медно-золотую амальгаму, а в 1969 г. в том же районе близ устья ручья Глубокого обнаружили амальгаму и киноварь в мелкообъемной пробе (1 м³) из делювия пород кумушкинской свиты и в протолочках, отобранных по отдельным литологическим разностям пород этой свиты.

Наиболее полно тектоника и стратиграфия указанного района изучена В.Г. Черновым (1969), по данным которых район устья р. Глубокого (притока р. Кумушки-Волонгской) находится близ западной границы Тиманского горста. Породы фундамента – рифейские сланцы, претерпевшие неглубокий региональный метаморфизм, выходят по р. Великой (около 30 км к северу от р. Глубокого) и далее по р. Черной и побережью Чёшской губы. Участок рудопоявления сложен породами среднего и верхнего девона, образующими флексуру, приуроченную к региональному нарушению – Волонго-Валсовскому разлому. Л.С. Коссовой считает ее унаследованной структурой "обтекания", усложненной сбросовой тектоникой. Последующие исследования В.Г. Чернова подчеркнули региональное значение этого разлома, протягивающегося на десятки километров к северо-западу и юго-востоку от низовьев р. Кумушки – Волонгской.

В устье ручья Глубокого разлом проходит по контакту кумушкинской свиты франского яруса верхнего девона с надеждинской свитой живетского яруса среднего девона. Кварцевые песчаники надеждинской свиты близ рудопоявления падают под углом $30-40^\circ$ на юго-запад по азимуту 245° , но в нескольких десятках метров от нарушения угол падения увеличивается до 80° . Разрез отложений верхнего девона, залегающих почти согласно, наиболее полно можно видеть в 200 м выше устья ручья Глубокого. Здесь обнажается пачка пород, в которой снизу вверх наблюдаются: зеленовато-серые полимиктовые песчаники с линзами углей; почти черные, чуть зеленоватые туфопесчаники; шоколадные глинистые песчаники; крупногалечные конгломераты, почти черные, с туфовым материалом в цементе; почти черные, слегка зеленоватые туфопесчаники.

Мощность этой пачки непостоянна – от 13,5 м в устье р. Глубокого до 1,8 м на р. Волонге.

Выше по разрезу идут плотные базальты мощностью 15–20 м. Вблизи устья ручья Глубокого на базальтах залегают маломощные конгломераты, выполняющие ниши и карманы размыва неровной поверхности покрова базальтов, в этом месте пузырчатых, с пустотами, выполненными кальцитом. В гальке конгломератов – базальты, туфопесчаники, кварц. Цемент богат туфовым материалом и крупными кристаллами и обломками альмандина. Мощность слоя конгломератов – от нескольких до десятков сантиметров.

Выше лежат туфопесчаники с прослоями сланцев, включающих остатки растительного детрита. Мощность туфопесчаников – 10–25 см.

На туфопесчаниках залегает второй слой конгломератов, по составу аналогичный первому, но почти без гранатов. Мощность слоя – 25–35 см.

Выше пластуются зеленовато-черные туфопесчаники, мощностью до 10–20 см, сменяющиеся вверх глинистыми сланцами, чередующимися с грубозернистыми песчаниками. Весь разрез этой пачки, называемой также первой межбазальтовой, представляет собой чередование мощных пластов кварцевых песчаников с полимиктовыми песчаниками, реже туфопесчаниками. Мощность пачки – 0,2 – 0,3 км.

В трех километрах от устья реки Кумушки, вверх по р. Волонге эта же пачка представлена в основном туфогенными песчаниками и шоколадного цвета сланцами, общей мощностью в несколько метров, а покровов базальтов там не наблюдается.

К северу от описываемого района, на побережье Чешской губы и Печорского моря А.А.Чернов (1947) и последующие исследователи наблюдали до восьми самостоятельных покровов базальтов мощностью многие десятки метров.

Обработка мелкообъемной пробы, отобранной по делювию конгломератов и заключенных между ними перекрывающих туфопесчаников, на отсадочной машине РОМ-1 с последующей концентрацией на столе КЦ-30 позволила выделить 1,4 г сметанообразной золото-медной амальгамы. Это соответствует содержанию ртути в пробе около $7,10^{-4}\%$.

Минералогический анализ протолочек цемента туфопесчаников из этой же пачки на реке Кумушки и в трех километрах от нее на р. Волонге показал присутствие киновари и металлической ртути, а химанализ, произведенный аналитиком З.В. Курбановой (Институт минералогии и геохимии редких элементов) обнаружил содержание ртути в пробе $1,10^{-4}$ и $5,10^{-4}\%$.

Условия обнаженности не позволили пространственно увязать два указанных пункта коренных проявлений ртути, однако геологическая обстановка между ними позволяет предположить наличие между ними протяженной по разлому зоны оруденения.

В шлихах, отобранных приблизительно в 5 и 15 км от последнего пункта к юго-востоку вдоль разлома, обнаружены небольшие неровные образования амальгамы.

Таким образом, не подлежит сомнению, что породы кумушкинской свиты вблизи Волонгско-Валсовского разлома на некоторых участках несут заметно повышенные, против кларка, концентрации ртути.

В настоящее время не представляется возможным сделать скольконбудь определенные генетические выводы или прогнозы возможного значения находок ртути на Северном Тимане.

Однако не подлежит сомнению, что указанный район необходимо в ближайшее время изучить силами специализированного минералогического отряда. Учитывая, что рудопроявления ртути территориально совмещены с рудопроявлением золотого оруденения в среднедевонских конгломератах, ореол распространения которого примыкает к перспективной на ртуть зоне разлома, изучение района должно быть комплексным.

Необходимо иметь в виду также мнение М.А.Апенко и др. (1960) о том, что породы среднего девона являются промежуточными коллекторами алмазов, а также что размыв и переотложение пиропиносных происходили также и в начале верхнедевонского времени, в процессе отложения конгломератов и песчаников кумушкинской свиты.

Таким образом, многоцелевой минералогический поиск в указанном районе следует рассматривать как неотложную задачу.

Литература

- Апенко М.А., Матвеева Г.В., Плотникова М.И. Открытие алмазов на Тимане и перспективы его алмазоносности. - В кн. "Материалы по изучению алмазов и алмазоносных районов СССР". Л., 1960, вып. 40.
- Завьялов В.В., Мальцева О. С. Ртуть в одном из девонских разрезов Притиманья. - Нефтегазовая геология и геофизика. М., 1953, № 4.
- Поярков В. Э. О некоторых общих закономерностях распространения ртути. - Вестник АН Каз.ССР, 1966, Алма-Ата, № 2.
- Чернов А.А. Геологические исследования Северного Тимана. Материалы к познанию геологического строения СССР. Новая серия, МОИП, М., 1947, вып. 6/10.

Изучением фосфоритов Егорьевского месторождения занимались А.В. Казаков (1925, 1937, 1938), Г.И. Бушинский (1937, 1954), Б.М. Гиммельфарб (1965), Ц.И. Уфлянд (1937), Ц.И. Уфлянд, А.Г. Трухачева (1959) и многие другие исследователи.

Вещественный состав фосфоритов изучается и в настоящее время сотрудниками Центральной геологической экспедиции ГУЦР и ГИГХС.а. Наши исследования были направлены не только на изучение вещественного состава фосфоритов и вмещающих их кварцево-глауконитовых песков, но и на выявление закономерностей распределения минералов в породах продуктивной толщи.

Геологическое положение продуктивной толщи видно из литолого-стратиграфического разреза (рис. 1).

Продуктивная толща состоит из двух фосфоритовых горизонтов: нижнего (волжского) и верхнего (рязано-верхневолжского объединенного); нижняя часть горизонта относится к волжскому ярусу, верхняя - к берриасскому ярусу (рязанский горизонт) нижнего мела. Разделяют фосфоритовые горизонты кварцево-глауконитовые пески, также входящие в состав продуктивной толщи.

Нижний фосфоритовый горизонт представляет собой очень плотную конгломератовидную породу, состоящую из фосфоритовых конкреций глинистого, алевритового и песчаного типа, плотно сцементированных фосфатизированным глинистым кварцево-глауконитовым песком темно-зеленого цвета.

Размер фосфоритовых конкреций колеблется от 1 до 10 см, редко достигая 15 см. Форма их самая разнообразная - от округлой до округло-вытянутой, уплощенной. Основная часть фосфоритовых конкреций хорошо окатана с глянцевой, отшлифованной поверхностью. Разделяющие продуктивные фосфоритовые слои, темно-зеленые, мелкозернистые кварцево-глауконитовые пески относятся к волжскому ярусу; кварцево-глауконитовые пески мелкозернистые, темно-зеленого цвета, изредка с включением линз светло-зеленых кварцево-глауконитовых песков.

Фосфориты верхнего горизонта представлены темно-серыми, почти черными плотными фосфоритовыми конкрециями неправильно округлой формы с шероховатой поверхностью, изобилующие ядрами фосфатизированной фауны. Размер их колеблется в пределах 3-5 см, редко до-

Система	Ярус	Зона	Мощность	№ слоя	Описание пород			
М е л о в а я	Валажинский	<i>Jolia stenamphidia</i> $Cr, U, (S)$	6,0	17	Пески светло-серые, кварцевые, мелкозернистые			
				16	Глины песчаные с железистыми окальцитами, зеленоватобурые, с редкими фосфоритовыми конкрециями			
	Берриас	<i>Riasanites riasanensis</i> Cr, Br, S	0,50	15	Фосфориты желваковой текстуры с обилием фосфатизированной фауны, сложенные фосфоритовыми конкрециями глинисто-песчаного типа с железистыми окальцитами, сцементированы глинистым песчаным фосфатизированным материалом зеленоват-бурого цвета			
				14	Фосфориты желваковой текстуры типа "ракушечника" состоит из фосфоритовых конкреций песчаного типа с шероховатой поверхностью, сцементированы глинисто-песчаным фосфатизированным материалом зеленоват-бурого цвета			
				13	Фосфориты песчаные, темносерого цвета плитно-желваковой текстуры. Последняя образована за счет резкого увеличения размера фосфоритовых конкреций. Фауна редка			
				12	Фосфориты желваковой текстуры с обилием фосфатизированной фауны. Фосфоритовые конкреции песчаные, темносерого цвета с шероховатой поверхностью, сцементированы глинисто-песчаным материалом			
				11	Песчаники, светлосерые мелкозернистые, фосфатизированные			
				10	Фосфориты с нечетко выраженной желваковой текстурой представлены сильно фосфатизированным кварц-глаукоцитом песком с большим содержанием мелких фосфоритовых конкреций песчаного типа и меньшим-более крупным с ядрами фосфатизированной фауны			
				К а к а щ и	<i>Koshpurites fulgens</i> $J_3, U_3 (F)$	1,30	9	Кварц-глаукоцитовые пески мелкозернистые темнозеленого цвета с большим содержанием рыхлых фосфатизированных стяжений коричневого цвета и плотными, мелкими фосфоритовыми конкрециями песчаного типа
							8	Кварц-глаукоцитовые пески темнозеленого цвета с большим содержанием беленитов и мелкого ракушечного детрита
							7	Скопление фосфатизированных ядер аммонитов и беленитов в кварц-глаукоцитом песке
				С ж	<i>Epiragaites nikitini</i> $J_3, U_2 (PK)$	0,60	6	Глинистые кварц-глаукоцитовые пески темнозеленые с сероватым оттенком, с большим количеством мелких линз пирита. Белениты редки.
							5	Скопление фосфатизированных ядер аммонитов и беленитов в кварц-глаукоцитом песке
							4	Глинистые кварц-глаукоцитовые пески темнозеленые с сероватым оттенком, с большим количеством мелких линз пирита. Белениты редки.
				В о р л	<i>Virgaites virgatus</i> $J_3, U_2 (V)$	0,60	3	Скопление фосфатизированных ядер аммонитов и беленитов в кварц-глаукоцитом песке
							2	Фосфориты конформативной текстуры, сложенные глинистыми, алевролитовыми, песчаными и песчаными глаукоцитовыми конкрециями с хорошо оптически окрашенной глянцевой поверхностью, персидленными, сцементированные глинистым кварц-глаукоцитом песком
							1	Глины темновисневые, сланцеватые с примесью глаукоцитов с редкими фосфоритовыми конкрециями
Ю в	<i>Dorsopanties pangeri</i> $J_3, U_2 (P)$	0,30	1	Глины темновисневые, сланцеватые				

Рис. 1. Литолого-стратиграфический разрез продуктивной толщи Егорьевского фосфоритового месторождения

стигая 7 см. Состав фосфоритовых конкреций песчаный. Цементированы они фосфатизированным глинисто-песчаным материалом.

Основными породообразующими минералами фосфоритовых руд¹ и вмещающих кварцево-глауконитовых песков являются: фосфат, глауконит и кварц. В небольшом количестве в них присутствуют пирит, сидерит, обломки фосфоритов, полевые шпаты, чешуйки слюд и единичные зерна акцессорных минералов. Помимо вышелеречисленных минералов в фосфоритах, слагающих верхнюю часть верхнего фосфоритового горизонта, встречаются железистые оолиты гидрогетит-глауконитового состава.

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

Фосфат кальция - основной породообразующий минерал фосфоритовых руд, слагающих продуктивные горизонты месторождения. В меньшем количестве он отмечается в кварцево-глауконитовых песках.

В основной своей массе фосфат служит цементирующим веществом в рудах и породах.

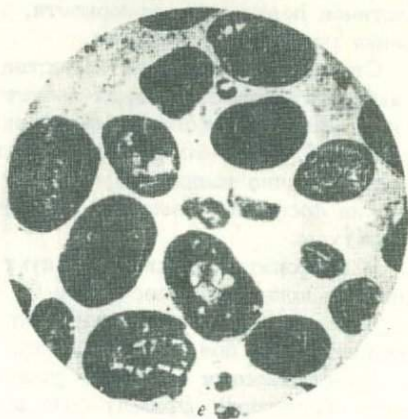
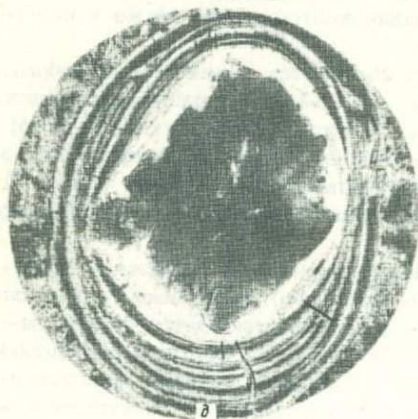
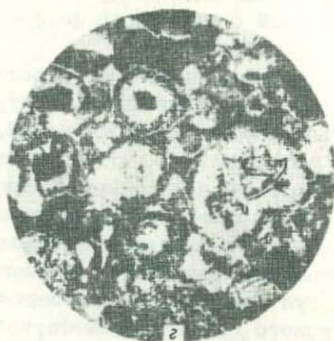
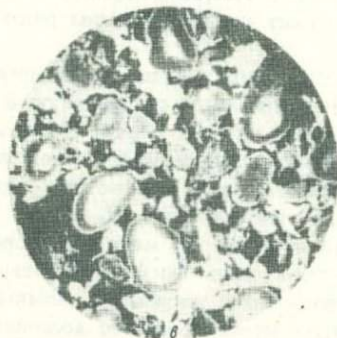
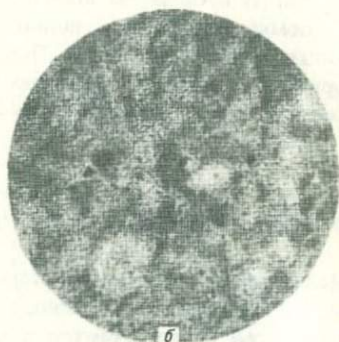
Микроскопически фосфатное вещество представляет изотропную, слабо раскристаллизованную массу, неравномерно окрашенную в светло-желтый, желто-бурый и темный, почти черный цвета. Неравномерная окраска фосфатного вещества обусловлена присутствием в нем в различных соотношениях примесей тонкодисперсного глинистого материала, органического вещества и гидроокислов железа (рис. 2, а).

Тонкодисперсный характер примеси глинистого материала свойственен в основном фосфоритам нижнего горизонта, фосфатное вещество пород и руд верхнего рязано-верхневолжского горизонта, помимо тонкодисперсного глинистого материала, содержит большое количество частичек пелитовой размерности, увеличивается в нем также и содержание гидроокислов железа.

Структура фосфатного вещества в фосфоритах довольно разнообразна. Наиболее распространенной является скрыто-кристаллическая, афанитовая и микросгустковая. Микрозернистая структура встречается реже; характеризуемое ею фосфатное вещество неравномерно раскристаллизовано и обычно выполняет пустоты фораминиферовых раковин (рис. 2, б). Иногда фосфатное вещество образует микросферолитовую и коломорфную структуры.

В фосфоритах верхнего продуктивного горизонта, а также в фосфоритовых конкрециях песчаного (глауконитового) типа нижнего волжского горизонта и в кварц-глауконитовых песках отмечается фосфат несколько более поздней генерации. Он представлен мелкими бесцветными кристалликами с прямым угасанием. Они, как правило, располагаются параллельно относительно друг друга и образуют тонкую шетко-

¹ В данной статье термины фосфориты и фосфоритовые руды - идентичны.



видную каемочку вокруг зерен кварца, глауконита и других минералов. Такого типа фосфат образует в рудах и породах крустификационный тип цемента. В участках породы, обогащенных микрофауной, микрокристаллический фосфат в виде тонких крустификационных каемочек, обрстая микрофауну, образует ажурное переплетение. Толщина фосфатных каемочек всего 0,01 – 0,03 мм.

Изучение минералов тяжелой фракции фосфоритовых руд и кварц-глауконитовых песков по разрезам месторождения, вскрывающим продуктивную толщу, показало, что основным минералом тяжелой фракции является фосфат. Среднее его содержание в тяжелой фракции фосфоритов в рязано-верхневолжском горизонте составляет 80%, в нижневолжском – 95%; содержание фосфата в кварцево-глауконитовых песках – 80%, от выхода тяжелой фракции, равного 15%.

На основании данных минералогических анализов построен график (рис. 3), на котором отражается однообразный характер распределения минералов тяжелой фракции и содержания P_2O_5 в породах продуктивной толщи, а также показана преобладающая роль фосфата в тяжелой фракции.

Процентное содержание выхода тяжелой фракции в фосфоритовых рудах продуктивных горизонтов в среднем составляет 50%, с некоторыми колебаниями в пределах от 30 до 70%. В зависимости от выхода тяжелой фракции содержание P_2O_5 за редкими исключениями меняется в пределах от 11 до 18%, в среднем составляя 14–15%. Проведенный анализ минералогических и химических исследований показывает, что выход тяжелой фракции и процентное содержание P_2O_5 строго отражают минералогический состав руд. С увеличением обломочного материала (в основном кварца), глауконита и других минералов в рудах закономерно снижается выход тяжелой фракции и процентное содержание P_2O_5 .

Для изучения химического состава фосфатного вещества мы отобрали из различных типов фосфоритовых конкреций фосфат на химический анализ. Фосфатное вещество отбиралось из материала фракции 0,25 – 0,01мм. Предварительно пробы были отмучены от глинистой фракции, затем раз-

Рис. 2. Характерные особенности минералов фосфоритов – фосфата и глауконита

а – изотропный фосфат, неравномерно пропитанный органическим веществом и тонкодисперсным глинистым материалом, шлиф 749б, увел. 45, без анализатора; б – микрокристаллическая структура фосфатного вещества, шлиф 1140-р, увел. 100, без анализатора; в – глауконит с четко выраженной зональной окраской; ядро светло-зеленое, края темно-зеленые, шлиф 935, увел. 45, без анализатора; г – выделение микрокристаллического пирита по трещинам и периферии зерен глауконита, шлиф 241, увел. 45, без анализатора; д – железистые оолиты с ядрами зерен глауконита, шлиф 177, увел. 45, без анализатора; е – концентрическое строение оолита, ядро-зерна глауконита, концентраты выполнены гидрогенитом и фосфатом, шлиф 976, увел. 200, без анализатора

Таблица 1

Химический состав фосфатного вещества, отобранного из различных типов фосфоритовых конкреций нижеволжского продуктивного горизонта Егорьевского фосфоритового месторождения

Химические компоненты	Глинистый тип фосфорита									Алевритовый тип фосфорита			Песчаный тип мелкозернистого фосфорита		
	Обр. 81			Обр. 82			Обр. 945а			Обр. 842ж			Обр. 842		
	Вес. %	Атомн. колич.	Привед. атомн. колич.	Вес. %	Атомн. колич.	Привед. атомн. колич.	Вес. %	Атомн. колич.	Привед. атомн. колич.	Вес. %	Атомн. колич.	Привед. атомн. колич.	Вес. %	Атомн. колич.	Привед. атомн. колич.
P ₂ O ₅	26,75	377	4,42	26,22	369	4,40	26,31	371	4,43	24,85	350	4,17	22,87	322	4,27
CO ₂	5,20	118	1,38	5,05	115	1,37	5,05	115	1,37	5,90	134	1,60	5,10	116	1,53
SO ₃	1,34	17	0,20	1,48	19	0,23	1,32	17	0,20	1,53	19	0,23	1,18	15	0,20
F	2,98	157	1,84	2,67	141	1,68	2,29	121	1,44	2,59	136	1,62	1,56	82	1,08
CaO	46,06	822	9,64	46,90	838	10,0	46,65	833	9,82	47,40	846	10,09	39,68	709	9,39
Na ₂ O	0,65	21	0,25	0,75	24	0,29	0,21	7	0,08	0,83	27	0,32	0,80	26	0,35
K ₂ O	0,32	7	0,08	0,34	7	0,08	0,19	4	0,05	0,50	11	0,13	0,47	10	0,13
MgO	1,10	27	0,32	0,50	12	0,14	0,79	20	0,24	0,50	12	0,14	0,80	20	0,26
MnO	0,03	-	-	0,03	-	-	Следы	-	-	Следы	-	-	0,05	-	-
Fe ₂ O ₃	3,01	38	0,45	2,78	35	0,42	3,20	40	0,48	1,94	24	0,28	1,98	25	0,33
Al ₂ O ₃	2,90	57	0,67	2,99	59	0,70	1,29	25	0,30	2,80	55	0,66	3,36	66	0,84
SiO ₂	2,94	49	0,58	2,90	48	0,57	3,70	61	0,73	2,20	47	0,56	5,40	90	1,15
C орг	0,35	29	0,34	Следы	-	-	0,92	77	0,92	1,90	158	1,88	2,30	192	2,54
H ₂ O ⁺	4,00	444	5,21	4,40	489	5,83	3,93	437	5,21	3,63	403	4,81	3,87	430	5,70
H ₂ O ⁻	1,00			0,80			0,60			0,80			0,66		
SiO ₂ (кварц)	0,72			0,90			0,96			1,88			10,17		
Сумма	99,36			99,48			97,41			99,85			100,25		
F: P ₂ O ₅	0,11			0,10			0,08			0,11			0,07		
CO ₂ : P ₂ O ₅	0,19			0,22			0,19			0,24			0,22		
CaO: P ₂ O ₅	1,72			1,78			1,76			1,81			1,73		
Средний показатель преломления	1,607			1,605			1,605			1,605			1,605		

Таблица 2

Химический состав фосфатного вещества, отобранного из различных типов фосфоритовых конкреций рязано-верхневолжского продуктивного горизонта Егорьевского фосфоритового месторождения

Химические компоненты	Песчаный тип фосфорит (мелкозернистый)									Песчано-глинистый фосфорит с железистыми оолитами		
	Обр. 80			Обр. 972			Обр. 520			Обр. 75		
	Вес. %	Атомн. колич.	Привед. атомн. колич.	Вес. %	Атомн. колич.	Привед. атомн. колич.	Вес. %	Атомн. колич.	Привед. атомн. колич.	Вес. %	Атомн. колич.	Привед. атомн. колич.
P ₂ O ₅	26,86	378	4,46	26,80	377	4,40	24,58	346	4,59	23,95	337	4,19
CO ₂	5,20	118	1,39	5,0	114	1,33	4,65	106	1,40	5,72	132	1,64
SO ₃	0,94	12	0,14	0,72	23	0,30	Следы	-	0,01	1,10	14	0,17
F	2,10	111	1,31	2,97	156	1,82	1,45	76	1,01	2,40	126	1,56
CaO	47,12	841	9,73	44,95	803	9,37	41,90	748	9,93	42,30	755	9,38
Na ₂ O	0,72	23	0,27	0,22	7	0,08	Следы	-	-	0,77	25	0,32
K ₂ O	0,25	5	0,06	0,21	4	0,05	0,13	3	0,04	0,53	11	0,13
MgO	0,80	20	0,24	0,63	16	0,19	1,25	31	0,41	0,90	22	0,26
MnO	0,05	-	-	Следы	-	-	Следы	-	-	0,03	0,4	0,005
Fe ₂ O ₃	2,30	29	0,34	3,90	50	0,58	8,78	110	1,46	2,88	36	0,44
Al ₂ O ₃	2,88	56	0,66	1,93	38	0,44	3,80	75	1,00	2,92	57	0,70
SiO ₂	2,08	35	0,41	3,53	59	0,69	3,83	64	0,85	4,38	73	0,96
C _{орг.}	1,30	107	1,26	0,05	4	0,05	0,47	39	0,52	0,88	73	0,96
H ₂ O ⁺	3,60	400	4,73	4,60	510	5,95	5,75	640	8,50	3,63	400	5,00
H ₂ O ⁻	0,60			0,90			0,75			0,50		
SiO ₂ (кварц)	1,36			9,00			1,35			6,70		
Сумма	98,16			97,78			98,69			99,69		
F : P ₂ O ₅	0,08			0,11			0,06			0,10		
CO ₂ : P ₂ O ₅	0,19			0,19			0,19			0,24		
CaO : P ₂ O ₅	1,75			1,67			1,70			1,76		
Средний показатель преломления	1,605			1,607			1,605			1,605		

делялись в тяжелых жидкостях; фосфатное вещество отбиралось под бинокулярной лупой. Несмотря на тщательный отбор, получить чистый фосфат оказалось невозможным в связи с загрязненностью его тонкодисперсным материалом.

Химические анализы фосфата были выполнены в химической лаборатории ЛОПИ МГ СССР аналитиками Т.А. Мельниковой и Н.В. Тейхман (табл. 1, 2).

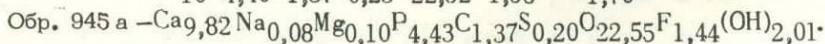
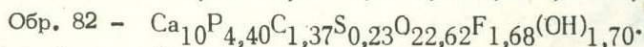
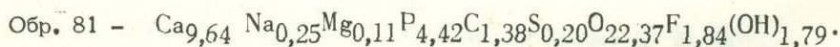
Как видно из табл. 1 и 2, в содержании химических компонентов фосфатного вещества, отобранного из различных типов фосфоритовых конкреций, наблюдаются заметные колебания. Так, содержание P_2O_5 в фосфате колеблется от 23 до 26,8%; CaO — от 39,68 до 47,4%, фтора от 1,45 до 2,98% и CO_2 от 4,85 до 5,9%.

Повышенное содержание кремнезема, железа, глинозема и щелочей, видимо, связано с их тонкодисперсной примесью, а также содержанием мельчайших зерен глауконита в фосфате. Присутствие серы объясняется наличием в фосфоритах тонкораспыленного пирита и гипса.

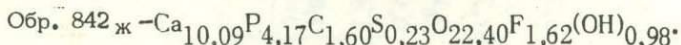
Ниже приводятся данные химических анализов фосфатного вещества, пересчитанные на кристаллохимические формулы.

Кристаллохимические формулы фосфата, отобранного из фосфоритовых конкреций разных типов

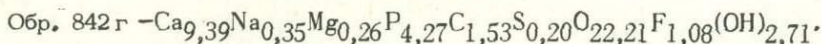
I. Конкреции глинистого монофосфатного типа



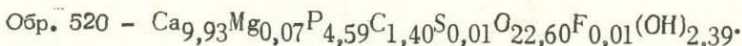
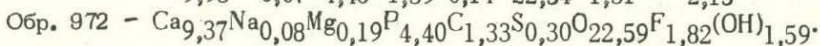
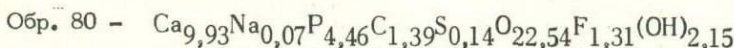
II. Конкреции алевритового типа



III. Конкреции песчаного типа (мелкозернистые)



IV. Конкреции песчаного типа (мелкозернистые) верхневолжского продуктивного горизонта



V. Конкреции глинисто-песчаного типа с железистыми оолитами

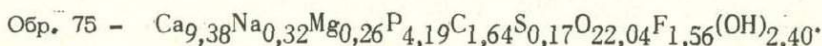
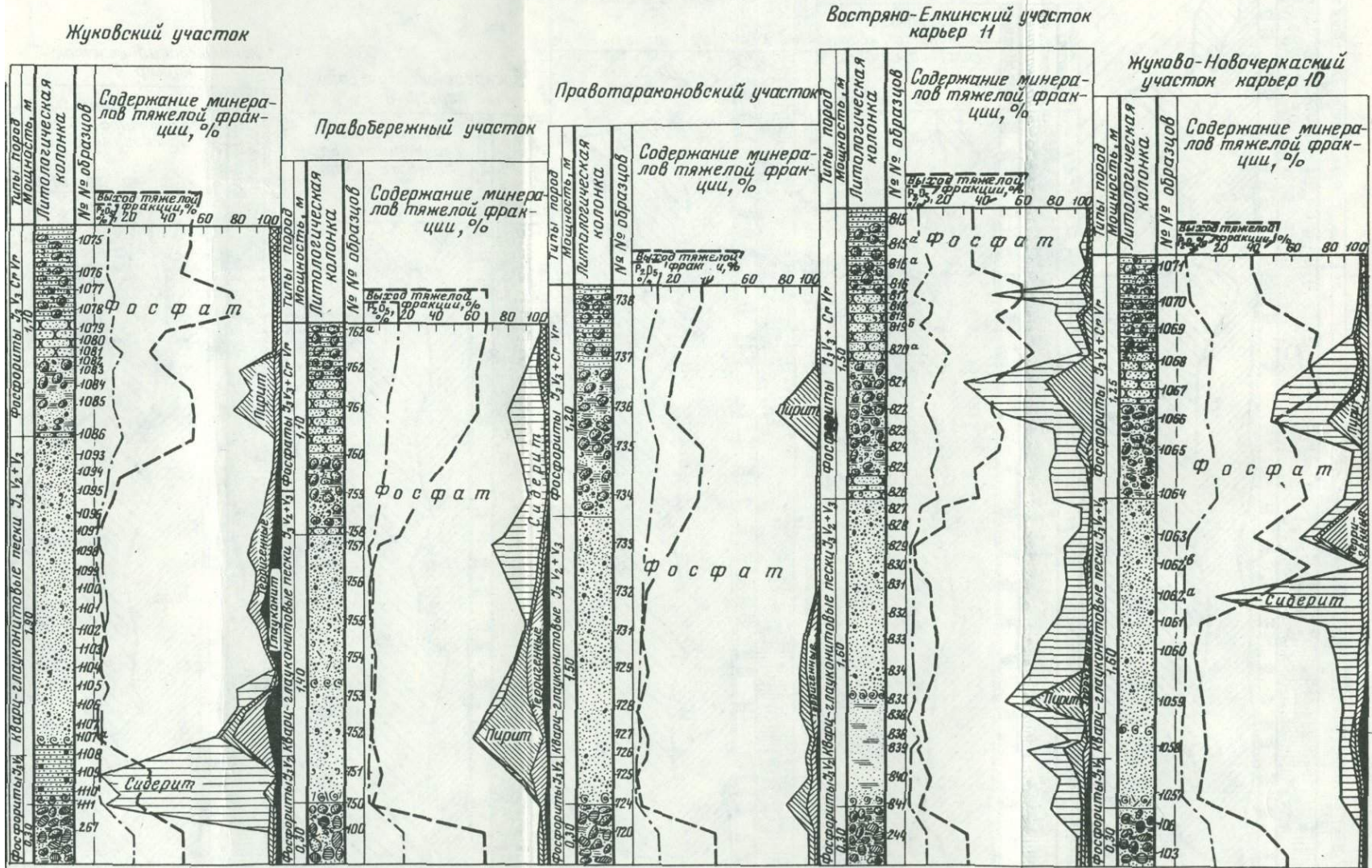


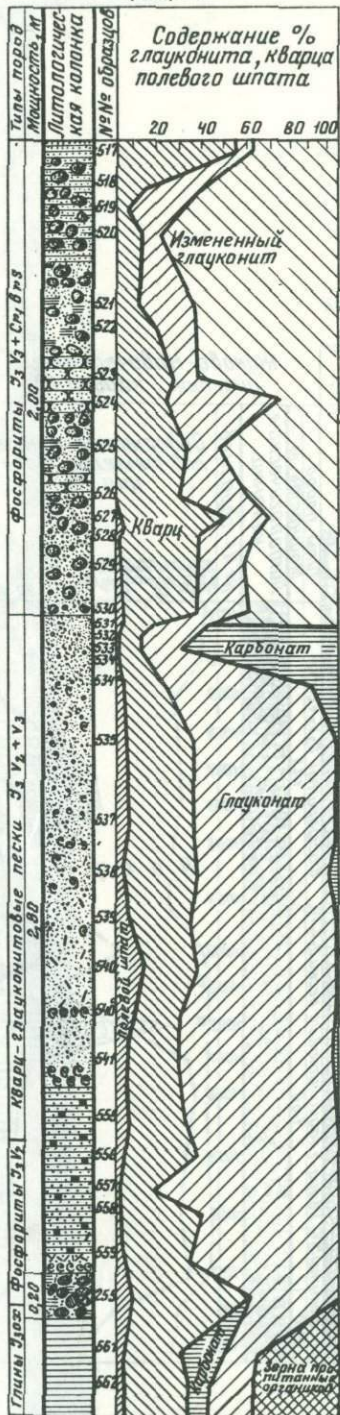
Рис. 3. Распределение минералов тяжелой фракции в породах продуктивной толщи Егорьевского фосфоритового месторождения

1 - выход тяжелой фракции в %; 2 - содержание P_2O_5 в %



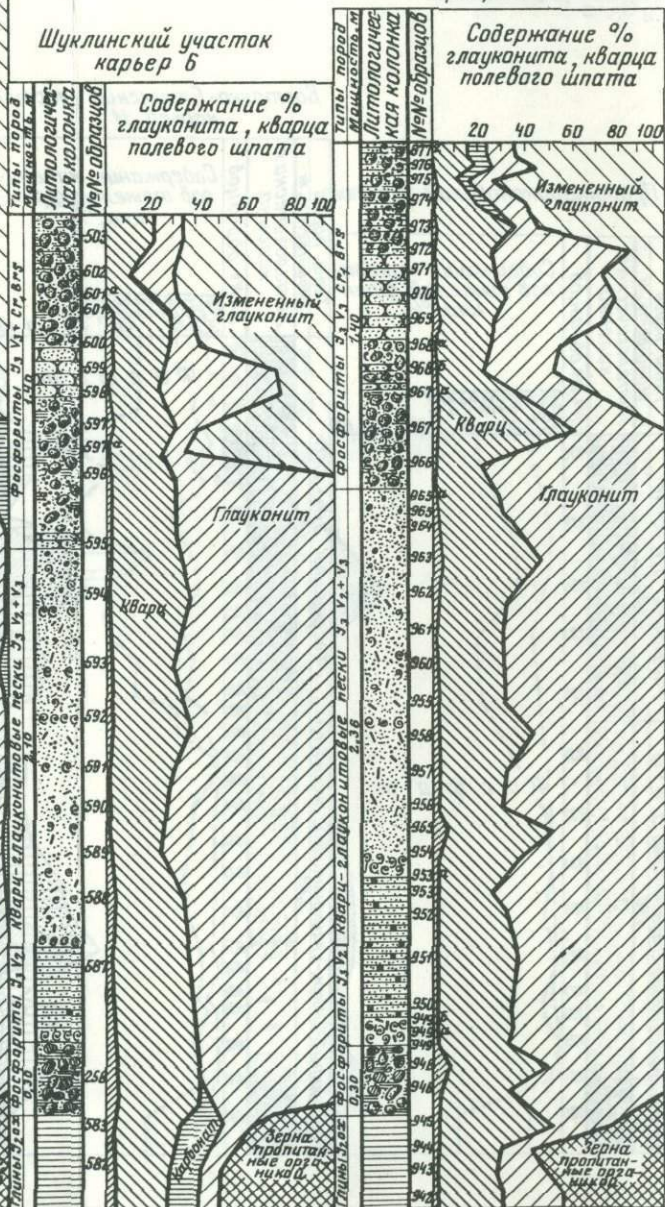
2 % содержания P_2O_5

Осташевский участок карьер 7



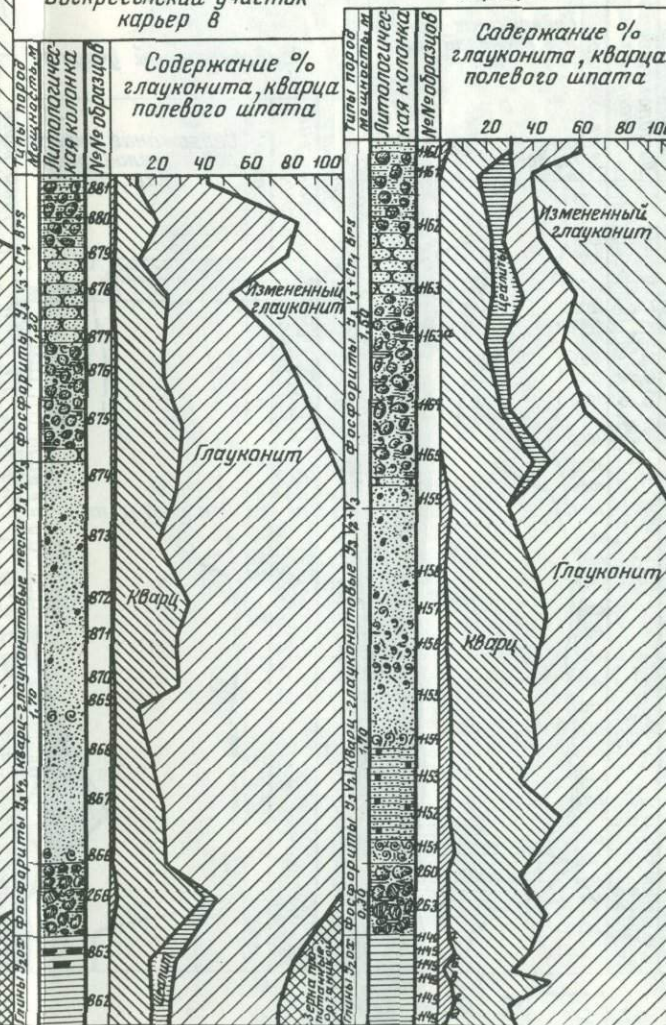
Лопатинский участок карьер 5

Шуклинский участок карьер 6



Воскресенский участок карьер 8

Игнатьевский участок карьер 9



Сравнивая полученные кристаллохимические формулы фосфатного вещества из различных типов фосфоритовых конкреций, слагающих фосфоритовые горизонты месторождения, можно отметить довольно близкий их состав с некоторыми колебаниями основных компонентов. Для исследованного фосфата характерно в основном изоморфное замещение части кальция натрием и магнием, фосфора — углеродом и серой, фтора — гидроксидом. Некоторые кристаллохимические формулы не отражают изоморфного замещения кальция, в то же время указывают на его избыток или недостаток. По всей вероятности, это объясняется погрешностями химических анализов. Недостаток кальция может несколько компенсироваться изоморфным замещением его редкими землями и другими элементами, количество которых невелико. Кроме того, как видно из пересчетов химических анализов (табл. 1, 2), фосфатное вещество всегда содержит некоторую примесь глауконита, кварца, органического вещества, пирита и неоглауконита.

В отобранных на химический анализ фосфатах был измерен показатель преломления. Во всех измеренных образцах он очень низок — $1,605 - 1,607 \pm 0,002$. Наибольшая величина показателя преломления — 1,607 характерна для фосфата с повышенным содержанием фтора.

Рентгеноструктурный анализ фосфатов, отобранных из фосфоритов верхнего и нижнего горизонтов, показал (табл. 3), что по параметрам кристаллической решетки анализированные образцы близки к минералам из группы фторапатита.

Минералогии фосфатного вещества фосфоритов посвящена довольно обширная литература, в которой высказываются различные точки зрения на минеральные особенности фосфатов.

Одна группа исследователей считает, что в состав фосфатного вещества входит несколько фосфатных минералов из группы апатита. В нашей литературе эта точка зрения была высказана В.Н. Чирвинским (1911), Я.В. Самойловым (1911), А.Д. Архангельским (1927), Г.И. Бушинским (1937, 1954) и другими. Вторая группа исследователей — А.В. Казаков (1937), А.И. Смирнов (1958), Б.М. Гиммельфарб (1965) и другие считают, что фосфатное вещество в фосфоритах приближается по своему составу к фторапатиту.

В настоящее время второй точки зрения придерживается большинство исследователей. С 1953 г. в геохимической лаборатории ГИГХСа под руководством А.И. Смирнова и И.Г. Фридмана проводятся большие работы по изучению минералогической природы фосфатного вещества, которыми установлено, что фосфат большинства фосфоритов относится к одной и той же фторапатитовой группе. Группа характеризуется некоторыми колебаниями параметров кристаллической решетки, показателей преломления, удельных весов и других свойств, возможно, зависящих от изоморфных замещений.

В последнее время предпринимаются попытки обосновать вхождение в решетку фторапатита, обладающую большой изоморфностью, ряда таких химических элементов, как С, S, Si, Mn, Mg, Na, редкие земли и другие, способных замещать ион Ca, P и F (Белов, 1939); Борнеман-Старынкевич, 1938; Борнеман-Старынкевич, Белов, 1940; Смирнов, 1966).

Таблица 3

Данные рентгеноструктурного анализа фосфатного вещества из фосфоритов Егорьевского месторождения

Фосфат нижнего волжского горизонта			Фосфат верхнего волжского горизонта	
Обр. 945 а		по Михееву (1957), фторапатит	Обр. 972	
I	$d_{\alpha} I/n$	$d_{\alpha} I/n$	I	$d_{\alpha} I/n$
4	3,47	3,430	3	3,42
1	3,40	-	2	3,31
2	3,21	-	1	3,18
4	3,07	3,060	5	3,06
3	2,97	-	1	2,96
10	2,79	2,790	1	2,80
8	2,69	2,702	10	2,78
7	2,61	2,616	8	2,75
1	2,28	2,289	7	2,60
4	2,24	2,248	1	2,47
1	2,14	2,135	1	2,27
1	2,07	2,057	5	2,21
1	2,02	2,026	3	2,12
3	1,94	1,937	1	2,04
1	1,88	1,883	1	1,99
7	1,84	1,838	5	1,94
4	1,78	1,795	3	1,87
4	1,77	1,769	6	1,83
1	1,76	-	4	1,79
3	1,75	1,745	3	1,75
1	1,74	-	3	1,72
3	1,72	1,720	3	1,70
1	1,64	1,637	5	1,63
0,5	1,60	1,605	2	1,59
0,5	1,52	1,521	1	1,53
1	1,50	1,498	2	1,49
3	1,45	1,452	2	1,47
1	1,42	1,424	1	1,44
1	1,40	-	1	1,43

В нашей и зарубежной литературе, как отмечает Б.М. Гиммельфарб (1965), за фосфатом осадочных фосфаритов укрепился термин фторкарбонатапатит, который хорошо передает самую суть вопроса — отсутствие нескольких определенных минералов и наличие переходных разновидностей, зависящих от изоморфных замещений в молекуле фосфата.

Таким образом, исходя из полученных результатов наших исследований и учитывая взгляды различных авторов на природу фосфатного вещества, следует признать, что изотропное и слабо раскристаллизованное фосфатное вещество фосфоритов Егорьевского месторождения по химическому составу, характеру изоморфных замещений, параметрам кристаллической решетки, показателю преломления, равному 1,605–1,607 и отношениям $\text{CO}_2:\text{P}_2\text{O}_5 = 0,19-0,24$ и $\text{F}:\text{P}_2\text{O}_5 = 0,06-0,11$, можно отнести к фторкарбонат-апатиту.

Глауконит, как и фосфат, широко развит в породах продуктивной толщи Егорьевского фосфоритового месторождения. Он является основной составной частью кварц-глауконитовых песков, в меньшем количестве содержится в фосфоритовых рудах.

Глауконит интересен не только с научной точки зрения; он имеет также огромное практическое значение. Прежде всего его рассматривают как агрономическую руду, из которой получают калийное удобрение. Он является адсорбентом в нефтяной и лакокрасочной промышленности, применяется как заменитель пермутитов, используемых в качестве смягчителя жестких вод. Глауконит служит дешевым сырьем для получения зеленой краски. Значение глауконита возрастает в силу возможности определять с его помощью возраст осадочных пород калий-аргоновым методом.

Совсем недавно выяснилось (а также подтверждается нашими исследованиями), что он содержит в своем составе повышенное количество редких земель и других ценных элементов. Несмотря на эти качества полезного ископаемого, практическое значение которого приближается к значению фосфоритовых руд, кварц-глауконитовые пески Егорьевского месторождения до сих пор выбрасываются в отвалы при разработке фосфоритов.

Проведенное нами микроскопическое исследование позволило выявить некоторые особенности глауконита.

Основной формой его выделения является округлая, зернистая, сферическая, удлиненная почковидная; иногда встречаются пластинчатые и волокнистые разновидности. Редко глауконит отмечается в виде пигментирующей массы. Иногда глауконит замещает раковины микрофауны, в единичных случаях зерна полевых шпатов.

Размер зерен глауконита обычно колеблется от 0,1 до 0,2 мм, иногда они достигают размера более 0,5 мм.

Под микроскопом при скрещенных николях выявляется микроагрегатное строение зерен глауконита, обусловленное присутствием большого количества мельчайших, различно ориентированных чешуек.

Окрашен глауконит в зеленый цвет различной интенсивности. Преобладает светло-зеленая окраска с желтоватым оттенком. Интенсивность окраски внутри зерен глауконита, как правило, неравномерная, чаще всего зональная, внутренняя часть окрашена в более бледные тона по сравнению с периферической (см. рис. 2, в). При тщательном

При тщательном изучении зерен глауконита замечено, что зональная окраска свойственна его крупным зернам, в зернах мельче 0,1 мм ее не наблюдается.

Зерна глауконита нередко трещиноваты. Трещинки чаще располагаются от центра зерна радиально. Они обычно заполнены пылеватым

органическим веществом или микрокристаллическим пиритом (см.рис.2г) и фосфатом.

Редко встречаются зерна глауконита, центральная часть которых расщеплена на тонкие волокна, параллельно расположенные относительно друг друга. Иногда встречается пластинчато-волокнистый глауконит, где волокна вытянуты в одном направлении, иногда пережаты и обладают резким плеохроизмом от ярко-зеленых до светло-зеленых тонов с яркой интерференцией. В этих случаях волокнистый глауконит напоминает чешуйки биотита с характерной для него интерференционной окраской.

Размер зерен глауконита обычно не превышает 0,5 мм. Рассматривая зерна крупнее 0,5 мм под микроскопом, можно заметить, что края таких зерен теряют свою цельность, распадаются на скорлуповатые отдельности, отчлененные от внутреннего ядра. Иногда в зернах глауконита наблюдаются мельчайшие включения обломочных минералов.

Изучая глауконит снизу вверх по разрезу продуктивной толщи, можно проследить следующие его изменения.

В фосфоритах и кварц-глауконитовых песках нижнего волжского горизонта глауконит не затронут процессами выветривания. В верхней же части кварцево-глауконитовых песков наблюдается заметное в некоторых его зернах окисление. В фосфоритах верхнего продуктивного горизонта в шлифах четко прослеживается постепенное замещение глауконита красно-бурыми гидроокислами железа. В нижней части верхнего фосфоритового горизонта в зернах глауконита увеличивается количество трещинок, располагающихся в различных, чаще всего радиальных направлениях.

Замещение зерен глауконита красно-бурыми гидроокислами железа начинается с периферии зерен и постепенно захватывает их внутренние части, в результате чего окраска становится пятнистой. В некоторых зернах хорошо наблюдается постепенное замещение глауконита не только красно-бурыми гидроокислами, но и фосфатом.

Как правило, в каждом шлифе верхней части фосфоритов рязано-верхневолжского горизонта присутствуют зерна глауконита с различной степенью его изменения. Так, наряду с зернами глауконита, затронутыми начальными стадиями изменения, выраженными в незначительном побурении их с краев, присутствуют зерна с частичным и полным замещением глауконита гидроокислами железа. Измененные участки в зернах глауконита приобретают большие размеры и окрашиваются в темно-бурые цвета.

На предлагаемом графике (рис. 4) наблюдается довольно однообразный характер поведения глауконита как в фосфоритовых рудах, так и в толще кварцево-глауконитовых песков по всем изученным разрезам месторождения. Прежде всего отмечается его высокое содержание в толще кварцево-глауконитовых песков. Значительно меньше глауконита в фосфоритах продуктивных горизонтов.

В легкой фракции (50%) фосфоритовых руд нижнего волжского фосфоритового горизонта содержание глауконита колеблется от 40 до 65%, составляя в среднем 52%.

В легкой фракции (85%) кварцево-глауконитовых песков содержание глауконита в среднем достигает 65% с колебанием от 63 до 70%.

В фосфоритовых рудах рязано-верхневолжского горизонта наблюдается как слабо измененный глауконит, так и сильно измененный и железистые оолиты. В образцах фосфоритовых руд (рязано-верхневолжского горизонта), отмытых от глинистой фракции и предварительно оттертых резиновой пробкой, отличить железистые оолиты от сильно окисленных зерен глауконита в иммерсионных препаратах довольно трудно, в связи с чем оба минерала подсчитывались вместе. Содержание измененного глауконита колеблется от 36 до 52% и в среднем равно 44%. Слабоизмененный глауконит в среднем составляет 28% с колебанием от 23 до 33%.

Помимо микроскопического исследования, нами изучался химический состав глауконита, отобранного из фосфоритов верхнего продуктивного горизонта, кварц-глауконитовых песков и различных типов фосфоритовых конкреций нижнего фосфоритового горизонта. Отбор глауконитовых зерен производился под бинокулярной лупой из фракции 0,25–0,01 мм. Предварительно породы были обработаны на холоде 5%-ной соляной кислотой, отмыты от глинистой фракции, затем обработаны на электромагните.

Данные химических анализов, выполненных в химической лаборатории ЛОПИ МГ СССР аналитиками Т.А. Мельниковой и Н.В. Тейхман, сведены в табл. 4. Химические анализы темно-зеленых (неизмененных) глауконитов оказались очень близкими между собой. Кроме того, определялся химический состав слабоизмененного глауконита. В нем количество железа увеличивается до 23,77%, количество кремнезема снижается до 44,64%, а содержание K_2O остается на том же уровне, что и у зеленых глауконитов (см. табл. 4).

Л.И. Горбунова (1950) выделила среди них три типа (табл. 5), различающиеся между собой рядом свойств: темно-зеленые разности глауконита содержат повышенное количество K_2O , Fe_2O_3 и FeO , зеленовато-желтые относительно обогащены Al_2O_3 . Л.И. Горбунова отмечает, что свойства глауконитов отражают глубину его образования: темно-зеленые разности тяготеют к мелководным, а светло-зеленые — к более глубоководным фациям.

Химический состав описываемых глауконитов близок к изученным Л.И. Горбуновой, но не вполне отвечает приведенному ею содержанию основных компонентов темно-зеленой разности (I типа), соответствующей песчаным фациям (табл. 5).

Как химические, так и термические исследования глауконитов из руд и пород указывают на большое сходство их между собой. Первый эндотермический эффект на всех термограммах глауконитов отмечается при температуре 110–123°С. Он вызван потерей гигроскопической воды. Второй эндотермический эффект отвечает температуре 550° и связан в основном с выделением из глауконита конституционной (химически связанной) воды.

До настоящего времени условия образования глауконита остаются не вполне выясненными. В опубликованной литературе известны три гипотезы образования глауконита:

Таблица 4

Химический состав глауконита и железистых оолитов Егорьевского фосфоритового месторождения

Химические компоненты	Глауконит из различных типов фосфоритовых конкреций нижнего горизонта			Глауконит из толщи кварцево-глауконитовых песков (темно-зеленый)			Глауконит из фосфоритов верхнего волжского горизонта		Железистые оолиты из фосфоритов рязанского горизонта (обр. 977г)
	алевритовый (обр. 67)	песчаный глауконитовый (обр. 66)	песчаный (обр. 270)	нижняя часть толщи (обр. 75)	средняя часть толщи (обр. 71)	верхняя часть толщи (обр. 73)	темно-зеленый (обр. 78)	слабо-окисленный (обр. 80 а)	
SiO ₂	45,64	47,96	49,28	48,66	48,90	49,28	48,14	44,64	25,86
TiO ₂	0,42	Следы	0,60	Следы	Следы	Следы	Следы	0,75	0,06
Al ₂ O ₃	10,42	11,66	10,45	11,81	11,74	12,16	12,36	10,32	11,80
Fe ₂ O ₃	16,12	16,67	18,45	16,51	17,21	16,12	16,95	23,77	42,37
FeO	2,55	2,41	2,48	2,37	2,10	2,36	2,30	2,30	1,72
MnO	0,02	Следы	0,03	Следы	-	Следы	Следы	0,02	0,07
MgO	2,43	1,57	2,43	1,67	1,48	1,94	1,18	2,60	0,57
CaO	4,56	3,03	0,70	2,17	2,16	2,01	2,79	0,61	1,45
P ₂ O ₅	2,52	0,17	0,30	0,43	0,14	0,26	0,27	0,42	1,43
Na ₂ O	0,10	Следы	0,02	Следы	Следы	Следы	Следы	0,02	Следы
K ₂ O	6,60	7,03	6,68	6,92	7,26	6,47	6,47	6,35	2,10
C _{орг.}	-	0,20	-	0,20	0,18	0,23	0,24	-	0,27
CO ₂	-	1,80	-	1,50	1,70	1,70	1,10		0,60
F	0,05	0,09	0,05	0,15	0,20	0,20	0,13	0,04	0,29
H ₂ O ⁻	1,78	2,44	2,23	2,58	2,42	2,92	2,88	2,23	0,88
H ₂ O ⁺	5,02	4,26	4,81	5,38	4,64	5,00	5,42	5,93	10,72
П. п. п.	1,27	-	1,19	-	-	-	-	0,78	2
Сумма	99,50	99,29	99,70	100,35	100,13	100,65	100,33	100,78	100,15
Средний показатель пре-ломления	1,590	1,590	1,600	1,590	1,610	1,590	1,590	1,610	-

Таблица 5

Характеристика типов глауконита по Л.И. Горбуновой (1950)

Свойства и химические компоненты	I тип	II тип	III тип
Цвет	Темно-зеленый	Желто-зеленый	Зеленовато-желтый
Крупность наибольшей фракции, мм	0,25-0,10	0,15-0,05	0,15-0,01
Удельный вес	2,82	2,72	2,50
Показатель преломления (средний)	1,59	1,57	1,54
SiO ₂ (хим. связ.)	44,31	40,99	42,26
SiO ₂ (хим. своб.)	3,28	10,43	16,74
Fe ₂ O ₃	20,00	17,12	6,60
Al ₂ O ₃	10,92	10,57	16,50
FeO	1,99	1,98	1,29
K ₂ O	6,35	4,65	2,77
Fe ₂ O ₃	1,83	1,55	0,43
Al ₂ O ₃			

1. Гипотеза органогенного образования глауконита изложена в работах Мюррея и Ренера (1891) и поддержана А.Д. Архангельским (1912) и Гольдманом (1916). Сторонники органогенной гипотезы пришли к выводу, что глауконит образуется главным образом внутри раковин фораминифер и некоторых других известковых организмов. Эта гипотеза не получила широкого распространения.

2. Гипотеза замещения силикатных минералов. Наиболее благоприятными минералами, замещаемыми глауконитом, являются полевые шпаты, железосодержащие слюды, содержащие глинозем и, возможно, роговые обманки. Эта точка зрения изложена в работах Л. Каие (1892), К. Хуммеля (1923), Е. Галлиер (1935) и других.

3. Хемогенная гипотеза развивалась одновременно с двумя первыми. Основные положения хемогенной гипотезы в нашей отечественной литературе приводятся в работах А.В. Казакова (1937), Л.В. Пустовалова (1933, 1940), А.Я. Миккей (1936), Г.И. Бушинского (1937), Л.Н. Формозовой (1949), Л.И. Горбуновой (1950) и других. Согласно их взглядам, образование глауконита происходит в результате осаждения из морской воды коллоидальных алюмо-ферри-силикатов в условиях колебания окислительно-восстановительного потенциала в илу донного осадка.

В 1938 г. Л. В. Пустовалов впервые обратил внимание на то, что наиболее важной геохимической чертой генезиса глауконита является образование этого минерала на границе восстановительной и окислительной среды и что эта геохимическая особенность в проблеме образования глауконита является ведущей.

По существующим представлениям считается, что образование глауконита связано в основном с выпадением его в результате взаимной коагуляции коллоидов, находящихся в иловых и придонных водах морского бассейна. При этом существенную роль играет положение окислительно-восстановительной границы.

Учитывая данные литературного материала, а также наши собственные исследования, можно сделать вывод, что образование глауконита в породах продуктивной толщи Егорьевского фосфоритового месторождения происходило в зоне шельфа при наличии донных течений и при замедленном поступлении терригенного материала. Глауконитообразование шло в основном в самых верхних частях илового осадка, в меньшей степени в воде на некотором расстоянии от поверхности ила. Это подтверждается наличием зерен глауконита как лишенных мельчайших включений терригенной примеси, так и содержащих эти включения.

Присутствие в зернах глауконита микрокристаллического пирита свидетельствует о более поздних диагенетических процессах в иловом осадке на некоторой глубине от поверхности осадка.

Гидрогетит-глауконитовые железистые оолиты наблюдаются в основном, в фосфоритовых рудах рязанского горизонта, в верхнем фосфоритовом горизонте Егорьевского месторождения. Их содержание в рудах колеблется от 5-10 до 25-30, реже 40%.

Для железистых оолитов характерна как овальная, так и округлая или сферическая форма. Размер их колеблется от 0,1 до 0,2-0,4 мм. Железистые оолиты имеют концентрическое строение, причем их тонкие чередующиеся концентры сложены в основном красно-бурыми гидроокислами железа типа гидрогетита или реже гидрогетитом и фосфатом. Концентры, как правило, обволакивают зерна глауконита, в редких случаях - зерна других минералов. Количество концентров в железистых оолитах колеблется от 2-3 до 6-7, редко - больше (см. рис. 2, д, е).

Гидрогетит в проходящем свете имеет темно-бурую окраску различных оттенков. Оптически изотропен. В тонких концентрах, окрашенных в желто-бурый цвет, иногда наблюдается тонко-волокнистое строение. Нередко концентрическое строение железистых оолитов нечетко выражено, что связано с темно-бурой окраской как отдельных концентров, так и глауконитового ядра, который нацело замещен гидроокислами железа. В некоторых случаях встречаются железистые оолиты с хорошо отполированной гладкой поверхностью, что хорошо просматривается под бинокулярной лупой. Подобные оолиты, видимо, испытали шлифовку поверхности при транспортировке от места своего образования.

По химическому составу железистые оолиты резко отличаются от темно-зеленых глауконитов высоким содержанием Fe_2O_3 , равным 42,37% и низким содержанием кремнезема (25,86%) и калия (2,1%). Присутствие калия, по-видимому, объясняется наличием в железистых оолитах глауконитовых ядер.

Термограмма железистых оолитов заметно отличается от термограммы глауконитов. Помимо двух эндотермических эффектов при температурах 110–120 и 450–550° наблюдается третий эндотермический эффект при температуре 320–340°. Он объясняется дегидратацией минералов группы лимонита.

Железистые оолиты Егорьевского месторождения впервые были отмечены А. В. Казаковым (1937), который установил, что "...энергичное образование глауконита верхневолжского времени сменилось в рязанский век образованием железистых оолитов." Далее он отмечает, что "...осадки железистых оолитов формируются и концентрируются в более мелководных зонах, ближе к береговой зоне. Глауконит образуется в более глубоководных смежных зонах".

В настоящее время установлено, что образование оолитов происходит как путем осаждения вещества при пересыщении растворов соответствующим компонентом, так и путем коагуляции частиц (Формозова, 1959). Таким образом формируются оолиты кальцита, арагонита и барита.

При осаждении в результате пересыщения оолиты могут быть мономинеральными. При втором способе образования оолиты обычно возникают в результате взаимной коагуляции и попеременного осаждения двух противоположно заряженных золь. Возможно также, что рудные оолиты образуются в результате процессов диагенеза, в тонком глинистом илу, где железо выпадает из коллоидных растворов, образуя концентры, нарастающие вокруг зерен различных минералов.

Исходя из приведенных соображений об образовании оолитов, можно высказать некоторые соображения о генезисе железистых оолитов Егорьевского месторождения. Мы считаем, что их образование происходило в результате взаимной коагуляции и присутствия двух противоположно заряженных золь в поверхностном слое осадка. Поскольку концентры железистых оолитов Егорьевского месторождения сложены в основном гидрогетитом, можно предполагать, что их образование происходило в иловых растворах, пересыщенных железом. Как известно, золи гидроокиси железа при значениях pH ниже 7,1 заряжены положительно; отрицательно заряженным зольем в нашем случае являлся кремнезем, входящий в химический состав зерен глауконита. Последний обьчен в составе ядер исследуемых железистых оолитов, а также, видимо, содержится и в гидрогетите. Очевидно, образование железистых оолитов шло в поверхностном слое осадка и не происходило в более глубоких его частях, где под влиянием разложения органического вещества господствовала восстановительная обстановка, приводившая к образованию сидерита, а еще глубже — пирита и марказита.

Кварц является обломочным породообразующим материалом в породах продуктивной толщи. Он представлен угловатыми и угловатоскатанными зернами неправильной формы. Зерна кварца довольно чистые, бесцветные с волнистым угасанием. В фосфоритовых рудах верхнего продуктивного слоя зерна кварца частично корродированы, нередко встречаются в рубашке из гидроокислов железа.

Содержание кварца в фосфоритовых рудах колеблется от 7–10 до 25–30%, в кварцево-глауконитовых песках от 35 до 45%.

Среднее содержание кварца (по данным минералогических анализов легких фракций) в фосфоритовых рудах рязано-верхневолжского горизонта составляет 25%, в кварцево-глауконитовых песках 30% и в рудах нижнего волжского горизонта кварца содержится 40%. В перекрывающих продуктивную толщу кварцевых песках валанжина содержание кварца возрастает до 90%. Минимальное содержание кварца характерно для пород центральной части месторождения и возрастает оно в породах периферийных площадей.

МИНЕРАЛЫ, ВСТРЕЧАЮЩИЕСЯ В ПОРОДАХ ПРОДУКТИВНОЙ ТОЛЩИ В НЕБОЛЬШОМ КОЛИЧЕСТВЕ

Сидерит в породах продуктивной толщи встречается в небольшом количестве. В фосфоритах и кварцево-глауконитовых песках он образует скопления светло-серого или желто-бурого цветов в виде линз и гнезд небольших размеров. Иногда сидерит встречается в виде маломощных, часто выклинивающихся прослоев. Обычно такого рода скопления сидерита приурочены к верхнему продуктивному горизонту, к верхам кварцево-глауконитовых песков. Они очень редки в нижней части последних и в фосфоритах нижнего волжского фосфоритового горизонта.

Под микроскопом в фосфоритах и кварцево-глауконитовых песках сидерит образует сплошные агрегаты микрозерен и мелких ромбоэдров или ступки микрозерен темно-вишневого цвета. Размер мелких ромбоэдров сидерита 0,01–0,1 мм. В единичных случаях встречаются более крупные ромбоэдры размером от 0,1 до 0,2 мм. Внутреннее ядро крупных ромбоэдров сидерита обычно сильно окислено и выполнено красно-бурыми гидроокислами железа. Края – бесцветные, чистые, лишены следов окисления.

В некоторых разрезах Егорьевского месторождения (рис. 5) отчетливо выявляется приуроченность сидерита к границе между верхней частью кварцево-глауконитовых песков и нижней частью продуктивного верхнего горизонта, где содержание этого минерала чаще всего составляет 20–40% от выхода тяжелой фракции. На других изученных нами площадях он или отсутствует, или имеет незначительное распространение.

Для месторождения в целом содержание сидерита, по данным минералогического анализа, резко колеблется по разрезу продуктивной толщи от 2 до 40% (от состава тяжелой фракции), среднее его содержание от породы в целом не превышает 10%.

Невысокое содержание и неравномерное распределение сидерита в фосфоритовых рудах и породах продуктивной толщи как по разрезу, так и по площади месторождения, видимо, объясняется как небольшим количеством захороненного в исходном осадке органического вещества, так и неравномерным его распределением. Как известно, степень развития сидеритизации в осадке определяется содержанием в нем органического вещества. Присутствие сидерита в незначительном количестве, по сравнению с минеральными окислами железа, свидетельствует

о небольших изменениях физико-химической обстановки бассейна, в котором происходило образование пород продуктивной толщи.

Химические анализы сидерита (табл. 6) выполнены в химической лаборатории ЛОПИ МГ СССР аналитиком Т. А. Мельниковой.

Полученные данные и произведенные пересчеты свидетельствуют о том, что сидерит различных форм выделения по своей карбонатной составляющей примерно однотипен, т. е. содержит FeCO_3 - 83,52 - 85,57%; CaCO_3 5,20 - 6,10%. Лишь в обр. 808 содержание CaCO_3 возрастает до 12,20%.

Проведенные термические исследования тех же разновидностей сидерита показывают, что на дифференциальных кривых нагревания различаются два основных термических эффекта. Резко выраженный эндотермический эффект при температуре 410-600° отвечает диссоциации сидерита. Экзотермическая реакция в интервале температуры 480-875° свидетельствует об окислении закисного железа, образовавшегося при разложении сидерита. Незначительный экзотермический эффект при температуре 770-830°, по всей вероятности, обусловлен незначительной примесью других минералов.

Сульфиды в породах Егорьевского фосфоритового месторождения встречаются в незначительном количестве. Как в фосфоритах, так и в кварцево-глауконитовых песках они обычно представлены пиритом, редко арсенопиритом.

Изредка сульфиды встречаются в виде конкреций размером до 3, редко 5 см в нижнем фосфоритовом горизонте. Обычно же в породах продуктивной толщи они образуют мелкие линзы и гнезда. Микроскопически для пирита характерно несколько форм его выделения. Наиболее распространенной его формой является микрозернистая и пылеватая, типа сажистых выделений черного цвета. Пылеватый пирит часто образует скопления по периферии обломков фосфоритов, и в самом фосфатном веществе. В зернах глауконита он выполняет трещинки. Очень часто в фосфоритовых рудах отмечаются микрокристаллики пирита, которые пронизывают фосфатную массу. В отраженном свете кристаллики пирита хорошо прослеживаются по своему золотисто-желтому цвету. Кроме того, пирит образует агрегаты из мелких зерен, которые располагаются между глауконитом и обломочными зернами. Размер зерен пирита в породах продуктивной толщи колеблется от 0,05 до 0,01 мм. Иногда эти зерна имеют шаровидную форму, характерную для образований пирита-марказита. Эта форма четко выявляется в иммерсионных препаратах при изучении минералов тяжелой фракции вместе с другими формами пирита.

Исходя из данных минералогического анализа пород Егорьевского месторождения (см. рис. 3), можно отметить, что пирит встречается в небольшом количестве и неравномерно распределяется в породах и рудах как по разрезу, так и по площади месторождения. Присутствие небольшого количества пирита в породах продуктивной толщи также свидетельствует о незначительных изменениях физико-химической обстановки в бассейне фосфоритообразования.

Таблица 6

Химический состав сидерита из продуктивной толщи
Егорьевского фосфоритового месторождения

Химические компоненты	Обр. 598	Обр. 820	Обр. 808
	Сидерит в виде сгустков, микрокристаллов темно-вишневого цвета	Сидерит в виде ромбоэдра темно-вишневого цвета	Сидерит в виде агрегата микрозерен
SiO ₂	2,62	0,96	1,0
TiO ₂	Следы	Следы	Следы
Al ₂ O ₃	1,63	1,62	1,80
Fe ₂ O ₃	2,31	2,10	1,48
FeO	51,84	52,99	48,67
MnO	0,92	0,99	0,78
MgO	Следы	Следы	0,47
CaO	2,89	3,39	6,78
CO ₂	34,70	35,10	33,70
Сумма	96,91	97,15	96,68
Fe (общее)	42,23	42,97	39,17
FeCO ₃	83,52	85,57	78,42
CaCO ₃	5,20	6,10	12,20
N _{ср.}	1,860 [±] 0,002	1,860 [±] 0,002	-

Кальцит присутствует повсеместно в небольшом количестве в фосфоритовых рудах и кварцево-глауконитовых песках. Его содержание в рудах составляет 5–10%. Кальцит в рудах и породах представлен как в виде микрозерен, так и более крупных кристаллов. Крупнокристаллический кальцит выполняет промежутки между зернами кварца, глауконита и других минералов и цементирует их. В фосфоритах нижнего волжского продуктивного горизонта наблюдается микрокристаллический кальцит, который пронизывает фосфатное вещество. Чаше всего кальцитом сложены створки микрофауны. Кроме того, чистым кальцитом выполнены роостры белемнитов, которые обычно характерны для толщи кварцево-глауконитовых песков. Белемниты в кварцево-глауконитовых песках развиты повсеместно и местами образуют скопления, где их содержание составляет 35–40%. Большое их скопление в кварцево-глауконитовых песках отмечено в северо-западной части мес-

орождений. Очень редко в шлифах отмечались зерна карбоната типа доломита.

Полевые шпаты встречаются в очень небольшом количестве в виде обломочков как примесь к кварцевому материалу. Размер зерен полевых шпатов не превышает 0,2 мм. Они имеют угловато-окатанную форму. Из полевых шпатов встречаются плагиоклазы полисинтетического строения и микроклин с характерной для него решетчатой структурой. Наблюдается некоторое увеличение его содержания сверху вниз по разрезу продуктивной толщи.

Глинистые материалы Для определения минералогического состава глинистых минералов фосфоритовых руд и кварцево-глауконитовых песков была исследована глинистая фракция ($< 0,001$) в породах продуктивной толщи разреза Востряно-Елkinsкого участка Егорьевского месторождения. Рентгеноструктурный анализ показал довольно однообразный состав глинистых минералов, характерный для упомянутого разреза.

Глинистые минералы представлены неупорядоченными смешанно-слоистыми монтмориллонитово-гидрослюдистыми минеральными компонентами и каолинитом. Последний присутствует спорадически в небольшом количестве в породах и рудах продуктивной толщи.

Глинистая фракция глин оксфорда, подстилающих продуктивную толщу, сложена монтмориллонитом, гидрослюдой и в небольшом количестве каолинитом.

Акцессорные минералы в породах и рудах Егорьевского фосфоритового месторождения составляют всего лишь 0,35-0,50%.

Для выявления состава, содержания и закономерностей распределения акцессорных минералов в породах продуктивной толщи, а также перекрывающих породах валанжинского, барремского и четвертичного возраста были изучены минералы тяжелой фракции в иммерсионных препаратах из 400 образцов пород и руд. В каждом препарате было подсчитано около 350-400 зерен с последующим подсчетом процентного содержания каждого минерала. Исследования показали, что ассоциации тяжелых минералов в изученных породах хорошо выдерживаются по всему разрезу и площади месторождения.

Среди минералов тяжелой фракции присутствуют группы: рудных, устойчивых, титансодержащих минералов, дистена, фидота и амфиболов. В количестве единичных зерен встречаются: биотит, мусковит, апатит, монацит, ксенотим, вивианит, гипс, цеолиты и опал.

Ниже нами приводятся характерные особенности каждого акцессорного минерала, его содержание и распределение в разрезе пород месторождения в целом. Распределение акцессорных минералов иллюстрируется соответствующим графиком (рис. 5).

Группа рудных минералов - в основном представлена ильменитом, который встречается в виде неправильных с резкой степенью окатанности зерен, реже с частичным кристаллографическим ограничением.

Для него характерен продукт его разложения - лейкоксен, представленный светло-желтыми зернами и реликтами ильменита.

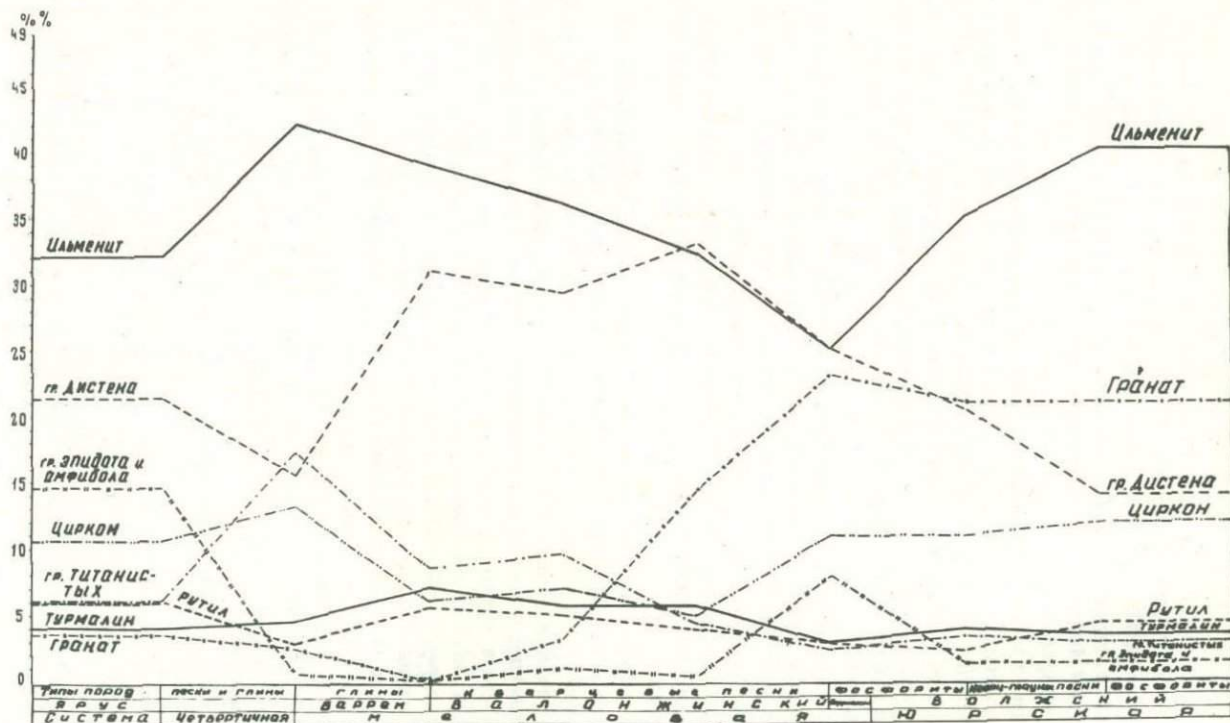


Рис. 5. Распределение аксессуарных минералов в породах Егорьевского фосфоритового месторождения (по данным 300 анализов)

Ильменит отмечается по всему разрезу среди аксессуарных минералов. Его содержание в породах четвертичного возраста и песках валанжина составляет 35–36% в фосфоритах рязано-верхневолжского возраста падает до 24,5%, а в породах и рудах волжского возраста продуктивной толщи вновь возрастает до 34–42%.

Магнетит встречается редко.

Халькозин – изредка отмечается в фосфоритовых рудах рязано-верхневолжского возраста. Легко отличается от других минералов голубовато-зеленым цветом.

Минералы группы устойчивых представлены турмалином, рутилом, цирконом и гранатом. Турмалин и рутил довольно выдержаны по разрезу и встречаются в небольшом количестве.

Турмалин обычно имеет окатанную форму зерен с резким плеохроизмом от темных до светлых тонов (розовых, зеленовато-бурых, синих).

Рутил встречается в виде удлинённых, округлых и призматических зерен с темной плеохроичной каемкой. Зерна окрашены в буровато-коричневый цвет с золотисто-желтыми тонами интерференции.

Циркон представлен как хорошо ограниченными призматическими с бипирамидальным окончанием кристаллами, так и окатанными обломками, бесцветен, иногда окрашен в густо-розовый цвет с темной плеохроичной каемкой. Зерна циркона отличаются меньшим по отношению к другим аксессуарным минералам размером (от 0,05 до 0,1 мм).

Циркон отмечается в количестве от 5 до 13%. Несколько более высокое содержание наблюдается в породах продуктивной толщи.

Гранат является коррелирующим минералом в разрезе. Он встречается в виде окатанных и неправильных зерен с полураковистым изломом, бесцветен или окрашен в бледно-розовый цвет, изотропен. Гранат в небольшом количестве отмечается в песках четвертичного возраста в глинисто-песчаных отложениях баррема. Пески валанжина по количеству граната подразделяются на три пачки. Самое высокое содержание граната характерно для пород продуктивной толщи, где он составляет в среднем 21–23%.

Минералы группы титансодержащих представлены сфеном, анатазом и брукитом.

Сфен – неправильной формы, бесцветен с яркими тонами интерференции, встречается в единичных зернах и повсеместно по разрезу.

Анатаз и брукит трудно различимы между собой; они новообразованные и приурочены главным образом к глинисто-песчаным отложениям баррема, реже подстилающим их пескам. Для них характерны прямые угольные ограничения, широкие плеохроичные каемочки и яркая интерференционная окраска.

Минералы группы дистена. Дистен имеет чаще всего хорошо окатанную форму, реже призматическую и угловатую, в единичных зернах шестоватую с хорошо выраженной спайностью под углом 90° , с углом погасания в 30° . Бесцветен с серыми тонами интерференции.

Ставролит встречается в виде окатанных и полуокатанных зерен с ярко выраженным плеохроизмом от бесцветного до желтовато-оранжевого цвета.

Силлиманит отмечается редко и в небольшом количестве в виде бесцветных, удлиненных пластинок. Для минерала характерно прямое угасание и высокая интерференционная окраска. Дистен и ставролит наблюдаются в породах по всему разрезу, меняется лишь их количество. Так, в песках четвертичного возраста они составляют 21%, в глинисто-песчаной толще баррема их количество снижается до 15 % и возрастает в песках валанжина до 28-33%. В породах продуктивной толщи содержание минералов группы дистена постепенно уменьшается сверху вниз по разрезу от 25 до 14%.

Минералы группы эпидота и амфиболов, так же как и гранат, являются коррелирующими минералами в разрезе.

Эпидот встречается в виде неправильных зерен от бесцветных до зеленовато-желтых. Присутствуют также грязно-зеленые мутные, сильно выветрелые его разновидности с характерными цветами интерференции.

Циозит редок, бесцветен, с яркими желтовато-синими интерференционными тонами.

Щелочная роговая обманка встречается в основном в песках четвертичного возраста в виде крупных окатанных зерен синевато-зеленого цвета с резким плеохроизмом от светло-зеленых до темно-синих тонов, с хорошо выраженной спайностью и углами угасания 13-17°.

Глаукофан - отмечается в единичных зернах с характерным для него плеохроизмом от синих до фиолетовых тонов.

Актинолит часто в небольшом количестве встречается среди амфиболов в породах продуктивной толщи в виде удлиненных шестоватых светло-зеленых пластинок с косым угасанием и низкими серыми тонами интерференции.

Повышенное содержание амфиболов и эпидота отмечается в породах четвертичного возраста, где оно составляет в среднем соответственно 6,5 и 8%.

В породах баррема и песках валанжина амфиболы и минералы эпидотовой группы встречаются спорадически в единичных зернах, редко содержание их достигает 1-2%.

В отложениях продуктивной толщи минералы группы эпидота характерны для всей толщи. Амфиболы в основном присутствуют в фосфоритах рязано-верхневолжского возраста. Несколько повышенное по отношению к другим частям продуктивной толщи содержание эпидота и амфиболов отмечается в рудах рязано-верхневолжского горизонта.

Несмотря на довольно постоянный состав минералов Егорьевского фосфоритового месторождения, все же для отдельных частей разреза выделяются характерные минеральные комплексы. Так, пески четвертичного возраста отличаются повышенным содержанием минералов группы эпидота и амфибола. Глины баррема от выше- и нижележащих толщ отличаются высоким содержанием титаносодержащих минералов и характеризуются ильменит-лейкоксен-анатаз-брукитовой ассоциацией. В толще песков валанжина наблюдается высокое содержание дистена и ставролита, кроме того, по содержанию в них граната они делятся на три пачки: а) верхнюю - дистен-ставролитовую с присутствием единичных зерен граната, б) среднюю - дистен-ставролит-гранатовую с со-

держанием граната от 1 до 10%; в) нижнюю - дистен-ставролит-гранатовую с присутствием граната более 10%.

Фосфориты рязанского горизонта выделяются среди других пород гранат-амфибол-эпидотовой ассоциацией и пониженным содержанием ильменита.

Фосфориты и кварц-глауконитовые пески верхнего волжского и нижнего волжского горизонтов характеризуются ильменит-циркон-гранатовой минеральной ассоциацией.

Довольно постоянная ассоциация минералов тяжелой и легкой фракций (последняя в основном сложена кварцем) свидетельствует о том, что источник питания для формирования пород, слагающих Егорьевское месторождение, был единым; им служили, видимо, породы суши, непосредственно прилегающие к морскому бассейну. Хорошая окатанность зерен аксессуарных минералов наводит на мысль, что немалую роль в осадконакоплении имело неоднократное переотложение терригенного материала. Кроме того, колеблющееся содержание по разрезу дистена, граната, эпидота, амфиболов (а также кварца) свидетельствует о наличии различной силы действующих эрозионных процессов в мезо- и кайнозойское время. Небольшое содержание неустойчивых минералов эпидота и амфибола в породах продуктивной толщи Егорьевского месторождения можно объяснить либо их разрушением в процессе неоднократного переотложения терригенного материала, либо наличием второго источника питания. Последнее предположение связано с присутствием в породах продуктивной толщи единичных зерен пироксена и амфиболов, отличных от амфиболов, встречающихся в песках четвертичного возраста.

ВЫВОДЫ

Проведенные исследования фосфоритовых руд и вмещающих их кварцево-глауконитовых песков, слагающих продуктивную толщу Егорьевского фосфоритового месторождения, позволяют сделать следующие выводы:

1. Минералогический состав фосфоритовых руд и кварцево-глауконитовых песков Егорьевского месторождения представлен в основном фосфатом, глауконитом и кварцем. Сидерит, кальцит, пирит, полевые шпаты и глинистые минералы слюды присутствуют в небольшом количестве, в единичных зернах встречаются аксессуарные минералы.
2. Изотропное и слабо раскристаллизованное фосфатное вещество, слагающее фосфориты Егорьевского месторождения, по химическому составу, характеру изоморфных замещений, параметрам кристаллической решетки и показателю преломления можно отнести к фторкарбонатапатиту.
3. Второй породообразующий минерал продуктивной толщи - глауконит - по химическому составу близок к железистому типу.
4. По всем разрезам продуктивной толщи наблюдается близкий состав и сходный характер распределения фосфата, глауконита и кварца. По площади месторождения в рудах и породах от центра к периферии происходит уменьшение фосфата, в меньшей мере глауконита и увеличение кварца.

5. Неравномерное содержание и распределение сидерита и пирита в фосфоритовых рудах и кварцево-глауконитовых песках объясняется, видимо, небольшим содержанием и неравномерным распределением в исходном иловом составе органического вещества.

6. Глинистые минералы имеют в основном гидрослюдисто-монтмориллонитовый состав, хорошо выдерживающийся по разрезу продуктивной толщи.

7. Небольшое содержание терригенного материала в рудах и породах продуктивной толщи месторождения указывает на более замедленное поступление терригенного материала в волжский фосфоритовый бассейн по сравнению с валанжинским.

8. Хорошая окатанность и близкий минералогический состав акцессорных минералов, хорошо выдерживающийся по всему разрезу Егорьевского месторождения, свидетельствует о существовании длительного времени единого источника питания.

9. Присутствие в породах продуктивной толщи небольшого количества амфиболов и пироксена, отличных от амфибола в четвертичных осадках и не выдерживающих повторных переотложений, может служить указанием на наличие второго источника питания во время формирования продуктивных свит.

10. Появление в составе руд рязанского горизонта железистых олигитов и снижение содержания фосфата и глауконита по отношению к волжским связаны с некоторым изменением физико-химической обстановки палеобассейна. Палеобассейн в рязанский век представлял переходную область, где и начиналась постепенная смена морских отложений волжского времени континентальными терригенными образованиями валанжина.

Литература

- Архангельский А.Д. Верхнемеловые отложения юго-востока Европейской России. — Материалы для геол. России, 1912.
- Архангельский А.Д. Петрографические и химические типы русских фосфоритов. — В кн. "Фосфориты СССР", Изд. Геол. ком., 1927.
- Белов Н.В. Об изоморфных замещениях в группе апатита. — Докл. АН СССР, 1939, т. 22, № 2.
- Борнеман — Старынкевич И.Д. О некоторых изоморфных замещениях в апатите. — Докл. АН СССР, 1938, т. 19, № 4.
- Борнеман — Старынкевич И.Д., Белов Н.В. Об изоморфных замещениях в карбонат-апатите. — Докл. АН СССР, 1940, 26, № 8.
- Бушинский Г.И. Петрография и некоторые вопросы генезиса егорьевских фосфоритов Московской области. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1937, вып. 15.
- Бушинский Г.И. О минералогии и классификации фосфоритов в связи с использованием их в сельском хозяйстве — Изв. АН СССР, серия геол. 1954, № 1.
- Гиммельфарб Б.М. Закономерности размещения месторождений фосфоритов СССР и их генетическая классификация. — Изд-во "Недра", 1965.

- Горбунова Л.И. Глаукониты юрских и нижнемеловых отложений центральной части Русской платформы. - Труды ГИН АН СССР, 1950, вып. 14, серия геол., № 40.
- Казakov А.В. Егорьевское фосфоритовое месторождение Московской губернии. Фосфоритовые руды СССР, т. V. - Труды НИУ, 1925, вып. 24.
- Казakov А.В. Химическая природа фосфатного вещества фосфоритов и их генезис. - Труды НИУИФ, 1937, вып. 139.
- Казakov А.В. Литология и процессы выветривания фосфатной колонки в Егорьевской группе месторождений. Фосфориты Московской области. - Труды НИУИФ, 1938, вып. 140.
- Казakov А.В. Фосфоритные фации и генезис фосфоритов. - Труды НИУИФ, 1937, вып. 12.
- Казakov А.В., Исаков Е.П. Глауконит Егорьевского месторождения фосфоритов. - Зап. мин. об-ва, 1940, серия 2, вып. 1.
- Миккей А.Я. К вопросу о химической природе и строении глауконита. - В сб. "Академику В.И. Вернадскому к пятидесятилетию научной и педагогической деятельности". М.-Л., изд-во АН СССР, 1936.
- Пустовалов Л. В. Геохимические фации и их значение в общей и прикладной геологии. - Проблемы Сов. геол., 1933, № 1.
- Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород, ч. 1-2. М.-Л. Гос-топтехиздат, 1940.
- Смирнов А.И., Иванецкая Р.Б., Плотникова В.И., Фридман Н.Г. О минералогической природе фосфатного вещества фосфоритовых руд. - Труды ГИГХС, 1958, вып. 4.
- Смирнов А. И. Физические методы исследования минералов осадочных пород. Изд-во "Наука", 1966.
- Уфлянд Ц.И., Трухачева А.Г. К вопросу о полноценном использовании промышленных месторождений фосфоритов. - Труды ГИГХС, 1959, вып. 5.
- Формозова Л.И. Глауконитовые пески урочища Кызыл-Сай. - Труды ГИН АН СССР, 1949, вып. 112, серия геол., № 38.
- Формозова Л.И. Железные руды Северного Приаралья. - Труды ГИН АН СССР, Изд-во АН СССР, 1959, вып. 20.

Исследуемый район охватывает территорию Литовской ССР и Калининградской области. Меловые отложения Южной Прибалтики представлены комплексом морских терригенных, терригенно-карбонатных и карбонатных пород. Северная граница распространения меловых пород проходит примерно по линии Клайпеда-Каунас-Вильнюс. Осадки мела ложатся на размытую поверхность юры, триаса, перми, девона, силура и ордовика. В юго-западном направлении меловые отложения погружаются, достигая максимальной мощности более 270 м. Кровля верхнемеловых отложений очень неровная. Послемеловая денудация и экзарация уничтожили значительную часть меловых отложений, что усложнило геологические контуры распространения мела. В фациальном отношении осадки мела представляют собой хорошо отсортированные отложения негровой области внутриконтинентального моря.

Стратиграфическая схема меловых отложений Южной Прибалтики разработана И.А. Далинкевичюсом (1956) и А.А. Григялисом (1963).

Н.С. Шатский (1955) рассматривал комплекс меловых пород Русской платформы как типичную глауконит-карбонатную формацию. Парагенетический ряд формации, установленный Н.С. Шатским, прослеживается и в изученном районе.

Проведенный анализ разрезов и распределения на площади основных типов пород в пределах всей толщи меловых отложений позволил автору выделить на территории Южной Прибалтики в составе глауконитово-карбонатной формации три отчетливых литологических комплекса. Каждый комплекс отражает определенный этап формирования формации и имеет четко выраженный облик, определяющийся составом и текстурно-структурными особенностями слагающих его пород, характером их соотношения и распределения в его пределах. Выделенные комплексы имеют широкое площадное распространение и следуют друг за другом в определенной возрастной последовательности.

1. Нижняя часть формации представлена комплексом песчано-алевритовых бескарбонатных кварцево-глауконитовых альбских пород (есяская свита). Породы этого комплекса соответствуют начальному этапу развития меловой трансгрессии на территории Южной Прибалтики. Мощность комплекса меняется от 20 до 76 м, увеличиваясь на юге (скв. Друскенинкай, Кутузovo). В фациальном отношении породы комплекса характеризуют зону относительно мелководных морских образований.

2. Выше следует комплекс терригенно-карбонатных фосфатонесных осадков сеномана. Формирование этого комплекса знаменует следующий этап в развитии меловой трансгрессии. Появление карбонатности, увеличивающейся по разрезу, уменьшение содержания глауконита в том же направлении, значительные накопления фосфоритов, появление богатой микро- и макрофауны говорят об изменениях физико-химических условий среды. Максимальная мощность комплекса достигает 45 м и приурочена к западным районам Южной Прибалтики.

В фациальном отношении породы комплекса характеризуют зону относительно мелководных прибрежных морских образований.

3. Венчает глауконитово-карбонатную формацию комплекс терригенно-карбонатных и карбонатных пород. Накопление основной части отложений комплекса происходило в течение верхнемеловой эпохи от турона до дата включительно. Формировался он в период максимального распространения, стабильного положения и начавшейся регрессии морского бассейна. Характерной особенностью комплекса является его полифациальное строение. В пределах западной окраины развиты алевроитовые опоковидные осадки зоны мелководных морских образований. При движении на восток они сменяются мергелями, накопление которых связано с относительно удаленными участками прибрежной части. Последние сменяются в свою очередь осадками мела, характеризующими наиболее удаленные участки шельфа. Сложный тектонический режим и особенности палеогеографии бассейна обусловили большое разнообразие типов пород. Мощность комплекса колеблется от 10 м на севере и до 170-190 м на юге. Такое резкое сокращение мощности объясняется тем, что породы комплекса составляют дочетвертичный субстрат и значительно экзарированы ледником, а также сложностью тектонической жизни бассейна.

Замечено, что большинство месторождений желваковых фосфоритов приурочено к тем тектоническим элементам, которым свойственна тенденция к прогибанию (Шатский, 1955; Гиммельфарб, 1965; Либрович, 1966). Исследуемый район находится в пределах Польско-Литовской синеклизы, которая была заложена в раннем палеозое и сохранила тенденции к прогибанию и в последующие периоды. Вследствие этого здесь создавались условия, благоприятные для осаждения фосфоритов.

Фосфоритовые горизонты в меловых отложениях залегают практически горизонтально с небольшим падением к центру синеклизы, занимают относительно большие площади и отличаются малой мощностью. Это, с одной стороны, можно объяснить тем, что платформенная Польско-Литовская синеклиза имела пологие формы, и с другой стороны, малейшие изменения физико-географических условий приводили в данном случае к смене комплекса осадков и перерывам в фосфоритообразовании (Гиммельфарб, 1965).

Всего в меловых отложениях Южной Прибалтики насчитывается до 8 горизонтов, обогащенных в той или иной степени фосфоритовыми конкрециями: в нижней и верхней частях альбских отложений; в основании сеномана, где желваки часто сцементированы в конгломератовидную плиту; в верхней части сеномана также отмечается некоторое обогаще-

ние фосфоритовыми конкрециями. Редкие конкреции встречаются в основании туронских, сантонских, кампанских и маастрихтских отложений. Большинство из названных горизонтов приурочены к трансгрессивным базальным отложениям.

Как уже было отмечено, фосфоритоносные горизонты приурочены ко всем трем выделенным литологическим комплексам. С первым литологическим комплексом, охватывающим отложения нижнего мела, связано два фосфоритоносных горизонта, первый из которых находится в основании есяской свиты. Здесь, в нижней части алевритовой пачки встречаются желваки фосфорита диаметром 1–2 см, реже 3–5 см. Поверхность желваков глянцевая, гладкая, хорошо окатанная.

Второй фосфоритоносный горизонт расположен в верхней части песчаной пачки есяской свиты. Мелкозернистые кварцево-глауконитовые пески содержат редкие желваки фосфорита диаметром 2–3 см, реже – до 5 см. Поверхность их шероховатая.

Во втором литологическом комплексе, соответствующем сеноманскому времени, также отмечается два фосфоритоносных горизонта.

Первый из них прослеживается в основании комплекса и связан с песчаной пачкой. Пески разные – среднезернистые, кварцево-глауконитовые, содержат желваки фосфорита, часто сцементированные в конгломератовидную плиту. Преобладающий размер желваков 3–5, реже до 10 см. Мощность плиты в большинстве случаев 10–20 см. Наряду с желваками с бугристой, шероховатой поверхностью встречаются и хорошо окатанные с глянцевой поверхностью. Часто встречаются желваки, источенные сверлящими донными организмами. Размер обломочных зерен в желваках, как правило, крупнее размерности зерен вмещающего их песка.

Второй горизонт расположен в верхней части комплекса. Он отмечается только в восточной части района, где связан с тонкозернистыми песками и песчаными мергелями. Здесь встречаются фосфоритовые конкреции 1,5–2 см в диаметре. Форма конкреций неправильная, поверхность шероховатая. Здесь же в изобилии встречается фосфатизированная фауна.

Строение этого горизонта можно видеть в отторженце турон-сеноманских пород, расположенном в 20 км южнее Вильнюса, по р. Йоджяй (в районе Чернице-Пелоканце), здесь в старом карьере вскрыто (снизу вверх):

1. Песок мелкозернистый кварцево-глауконитовый серовато-зеленый, с прослойками серого глинистого песка. По всему слою в большом количестве встречается фауна моллюсков, как правило, полностью фосфатизированная и фосфоритовые конкреции. Средний размер конкреции 1,5–2 см, реже встречаются от 0,5 до 3 см. Форма конкреции неправильная, реже округлая. Скопления фосфоритовых конкреций приурочены к песчаным прослойкам, не обогащенным глинистым материалом. Видимая мощность до дна карьера 1,5–2 м.

2. Мергель мелоподобный – 3,5 м.

Выход фосфоритовых конкреций в описанном горизонте составляет от 10 до 20% породы. Как показал химический анализ, содержание P_2O_5 в них достигает 22,8% при общем содержании P_2O_5 во вмещающей

породе от 3,15 до 4,37%. Площадь этого отторженца 8 га (по подсчетам 1945 г.). Небольшая мощность перекрывающих пород (3–5 м), высокое валовое содержание фосфоритов в породе позволяют рассматривать этот отторженец как перспективное месторождение местного значения. Эти фосфориты после несложного обогащения (просеивания на ситах) могут быть использованы для непосредственного перемалывания в фосфорную муку. Для окончательной промышленной оценки необходимо провести разведочные работы с целью выяснения площади распространения отторженца, мощности сеноманских пород и выдержанности их по площади.

Третий комплекс имеет четыре горизонта, обогащенных фосфоритовыми конкрециями.

Первый горизонт находится в основании турона. Связан он с мелоподобным мергелем. Мергель обогащен обломочным материалом, глауконитом. Встречается битая ракушка. Конкреции фосфорита в большинстве случаев не превышают 1,5–2 см в диаметре.

Второй горизонт связан с осадками сантона. В песчаных мергелях, развитых в западной части района, иногда встречаются мелкие конкреции фосфорита (0,5–1 см) округлой формы с шероховатой поверхностью.

Третий горизонт, так же как и второй, развит не повсеместно. Он встречен лишь на северо-западе и связан с трансгрессивно залегающими осадками кампана. Здесь, в основании кампана развита песчано-алевритовая пачка. В нижней части этой пачки изредка встречаются фосфоритовые конкреции с шероховатой поверхностью, неправильной формы, размером до 2–3 см. Характер и размер обломочных зерен фосфоритов идентичен с обломочными зернами вмещающих пород. Происхождение их явно местное.

Четвертый горизонт расположен в основании трансгрессивно залегающих осадков маастрихта. В нижней части пачки мергелей, обогащенных песчаным материалом, в сравнительно большом количестве встречаются фосфоритовые конкреции размером до 2–3 см. Поверхность конкреций шероховатая, форма округлая и неправильная. Выше в мергелях количество конкреций, их размер и количество песчаного материала постепенно уменьшаются.

Микроскопическое изучение фосфоритов из меловых отложений Южной Прибалтики показало, что они большей частью относятся к песчанистым разновидностям. В них отчетливо выделяются две модификации фосфата – аморфная, составляющая основную массу фосфата, и кристаллическая, радиально-лучистая, встречающаяся в меньшем количестве (рис. 1).

Аморфная масса цементирует минеральные зерна, в виде гроздевидных скоплений, расположенных в порах между терригенными зернами. При скрещенных николях аморфная разновидность обычно оптически инертна, но изредка она обнаруживает едва заметную поляризацию. Г.И. Бушинский (1954) указывает, что аморфный фосфат состоит из мельчайших кристалликов, имеющих вид шестиугольных табличек и коротких призмочек размером менее микрона. Минеральные зерна и поры, не заполненные целиком аморфным фосфатом, покрыты тонкой

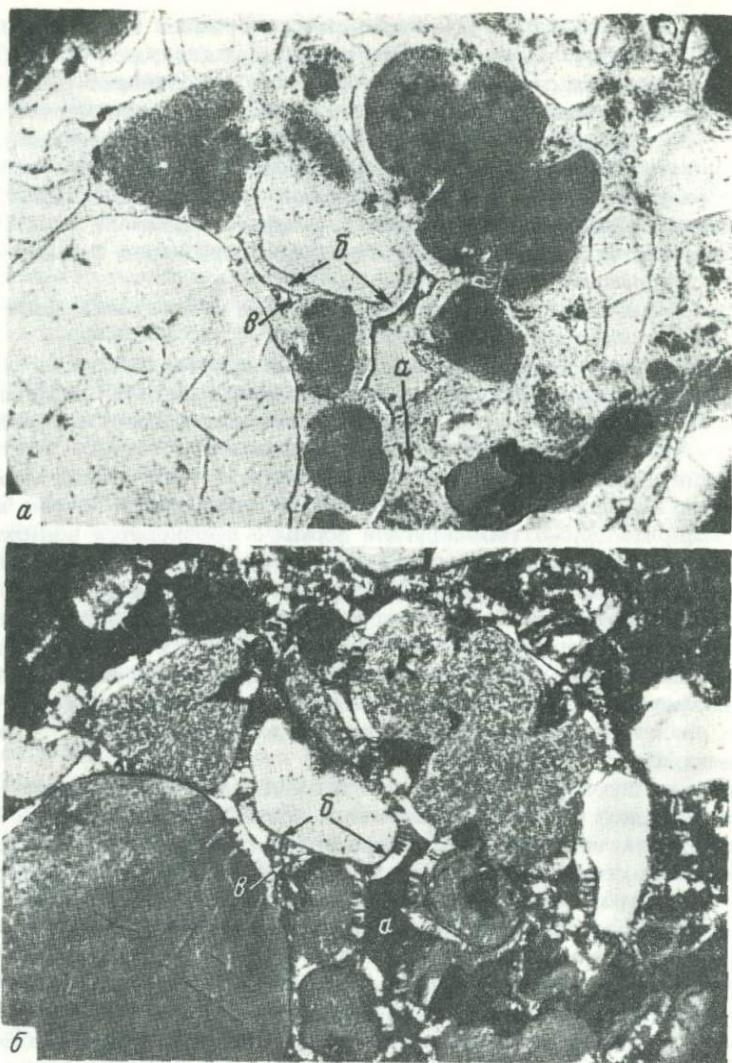


Рис. 1. Конкреция фосфорита

Видны фосфаты трех стадий выделения: а - аморфный фосфат в порах; б - радиально-лучистый, выполняющий стенки пор; в - аморфный, выполняющий оставшиеся поры. Увел. 45, скв. Таучёнис, сеноман. А - без анализатора, Б - с анализатором

корочкой радиально-лучистого фосфата. Последний состоит из длинно-призматических и игольчатых кристалликов, которые при скрещенных николях имеют высокую интерференционную окраску. Толщина корочек

радиально-лучистого фосфата колеблется от 0,01 до 0,03 мм. Показатель преломления аморфного фосфата 1,593-1,598; радиально-лучистого - 1,598-1,600.

Следует отметить, что аморфный фосфат часто корродирует зерна кварца, частично или полностью замещает глауконит. Радиально-лучистый же фосфат "предохраняет" минеральные зерна от коррозии аморфной разновидностью (см. рис. 1).

Из нефосфатных минералов конкреции содержат в большом количестве кварц. Количество кварца достигает 40-50%, размер зерен 0,2-0,5 мм; в тонкозернистой разновидности фосфорита 0,1-0,15 мм.

Полевой шпат встречается в виде единичных зерен и имеет подчиненное значение.

Из аутигенных минералов, парагенетически связанных с фосфатообразованием, присутствует глауконит. Глауконит зернистый, пластинчатый и тонкодисперсный. Преобладает зернистый размером 0,05-0,25 мм. Количество глауконита меняется от 5 до 15%. Образование глауконита шло, несомненно, раньше фосфата, но наличие пигментных пятен тонкодисперсного глауконита в фосфате говорит о том, что какая-то часть его образовалась одновременно с фосфатом.

Кальцит и органическое вещество пронизывают фосфатную массу. Кальцит вместе с фосфатом играет роль цементирующего вещества. Органическое вещество присутствует в виде гумуса (Казаринова, 1939) и окрашивает фосфориты в темный цвет. Постоянное присутствие кальцита и органического вещества свидетельствует о генетической связи их с фосфатом.

В небольшом количестве в фосфоритах встречаются пирит и цеолит. Пирит размещается как на поверхности фосфорита, так и внутри него. Наблюдается замещение пиритом зерен глауконита и аморфного фосфата.

Цеолит встречается редко в порах фосфата в виде призмочек, размером менее 0,01 мм. Образование пирита и цеолита шло в условиях диагенеза.

Сеноманские фосфориты Южной Прибалтики характеризуются низким качеством: P_2O_5 от 10,9 до 22,8% при большом содержании нерастворимого остатка - около 50%, невысоким содержанием окиси магния (0,66-0,8 и лишь в одном случае - 1,5%), полуторных окислов свыше 5%. Отношение $F : P_2O_5$ равно 0,08; $Ca_2O : P_2O_5$ - 1,76 (табл. 1).

Специальных минералогических исследований фосфатного вещества фосфоритов не проводилось, поэтому трудно сказать что-либо определенное о его составе. Однако, сопоставляя наши данные с литературными, можно сделать вывод о принадлежности фосфатного вещества изученных фосфоритов к фторкарбонаталатиту. Термин фторкарбонаталатит принят в последнее время в отечественной и зарубежной литературе для фосфатного минерала осадочных фосфоритов, так как он хорошо передает самую суть вопроса - отсутствие нескольких определенных минералов и наличие целого ряда переходных изоморфных разностей (Гиммельфарб, 1965).

Элементарный состав фосфоритов очень сложен. В работах многих исследователей в фосфоритах установлены концентрации редких и радиоактивных элементов в количествах, превышающих их кларковое содержа-

Таблица 1

Химические анализы сеноманских фосфоритов

Компоненты	Скв.	Скв.	Скв.	Скв.	Обн. 8
	Перлоя	Жальгирия	Илгай	Поддубное	р.Йоджия
Нераствори- мый остаток	50,01	44,43	51,74	52,36	28,38
SiO ₂	47,24	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	1,05	1,77	2,69	2,06	1,05
Fe ₂ O ₃	4,63	5,77	2,94	3,85	2,54
FeO	0,26	-	-	-	-
MgO	0,82	0,70	0,70	0,66	1,50
MnO	0,02	-	-	-	-
CaO	23,60	-	-	-	-
K ₂ O	0,98	-	-	-	-
Na ₂ O	0,27	-	-	-	-
P ₂ O ₅	13,40	14,85	10,90	12,97	22,80
CO ₃	2,21	-	-	-	-
F	1,05	-	-	-	-
П. п. п.	5,92	-	-	-	-
F : P ₂ O ₅	0,08	-	-	-	-
CaO : P ₂ O ₅	1,76	-	-	-	-

ние в земной коре (Бушинский, 1966; Гиммельфарб, 1965; Холодов, 1963; Семенов и др., 1962 и др.).

Как видно из табл. 2, в исследованных фосфоритах не наблюдается повышенных концентраций микроэлементов.

Как следует из приведенного описания, все выделенные фосфоритовые горизонты, за исключением сеноманского, представляют собой незначительные скопления желваков фосфорита или мелкие редко рассеянные конкреции.

Для желваковых фосфоритов, представляющих промышленный интерес, кондицией установлена минимальная мощность фосфоритового слоя 10-15 см при содержании P₂O₅ в концентрате 16-19%.

С этой точки зрения интерес может представлять лишь горизонт, развитый в основании сеномана. Как видно из карты фосфоритоносности сеномана (рис. 2), на значительной части территории Южной

Таблица 2

Результаты (полуколичественного) спектрального анализа сеноманских фосфоритов
и вмещающих пород

Место взятия образца	№ обр.	Mn	Ni	Ti	V	Zr	Cu	Pb	Zn
Река Йоджяй, фосфорит	8-2	0,01-0,03	0,001-0,003	0,03-0,1	0,001-0,003	0,01-0,03	0,01	0,01	0,01
Поддубное, фосфорит	79	0,01-0,03	0,001-0,003	0,03-0,1	0,001-0,003	0,01-0,03	0,01	0,01	0,01
Скв. Жальгирияй, песок	113	0,01-	0,001-	0,1-	0,001-	0,01-	0,01	0,01	0,01
То же, фосфорит	115	0,01	0,001-0,003	0,1-0,3	0,001-0,003	0,01-0,03	0,01	0,01	0,01
Скв. Калвария, фосфорит	130	0,01	0,001-0,003	0,03-0,1	0,001-0,003	0,003-0,01	0,01	0,01	0,01
Скв. Илгай, фосфорит	166	0,01-0,03	0,001-0,003	0,1-0,3	0,001-0,003	Не опр.	0,01	0,01	0,01
То же, песок	175	0,01	0,001-0,003	0,03-0,1	0,001-0,003	0,001-0,003	0,01	0,01	0,01
" фосфорит	475	0,01-0,03	0,001-0,003	0,03-0,1	0,001-0,003	0,001-0,003	0,01	0,01	0,01
" песок	176	0,01	0,001-0,003	0,03-0,1	0,001-0,003	0,001-0,003	0,01	0,01	0,01
" фосфорит	476	0,01	0,001-0,003	0,03-0,1	0,001-0,003	0,003-0,001	0,01	0,01	0,01

Прибалтики распространена конгломератовидная фосфоритовая плита мощностью местами более 20 см. Содержание P_2O_5 в желваках колеблется от 10,9 до 14,85%. Глубина залегания этого горизонта изменяется от 75,4 (скв. Пограничное) до 260,65 м (скв. Калвария).

Таким образом, из-за большой глубины залегания этот сравнительно мощный фосфоритовый горизонт в настоящее время практического интереса не представляет.

Литература

- Бушинский Г.И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. Изд-во АН СССР, 1954.
- Бушинский Г.И. О происхождении морских фосфоритов. - Литология и полезные ископаемые, 1966, № 3.
- Гиммельфарб Б.М. Закономерности размещения месторождений фосфоритов СССР и их генетическая классификация. Изд-во "Недра", М., 1965.
- Григялис А.А. Детальная стратиграфическая схема верхнемеловых отложений Южной Прибалтики по фораминиферам и вопрос о стратиграфии нижнемеловых отложений этой территории. - Вопросы геологии Литвы, Вильнюс, 1963.
- Далинкевичус И.А. Юрские и меловые отложения Литовской ССР и степень их стратиграфической изученности. Труды Всес. сов. по разр. унифицир. схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы. Гостоптехиздат, Л., 1956.
- Казаринова В.А. Органическое вещество фосфоритов. - Агрономические руды СССР, 1939, т. 5.
- Либрович В.Л. Тектоническое положение палеозойских фосфоритоносных формаций. - В кн. "Осадочные и вулканогенные формации", - Труды ВСЕГЕИ. Изд-во "Недра", Л., 1966, новая серия 128.
- Семенов Е.И., Холодов В.Н., Баринский Р. Л. Редкие элементы в фосфоритах. - "Геохимия", 1962, № 5.
- Холодов В.Н. О редких и радиоактивных элементах в фосфоритах. Труды ИМГРЭ, 1963, вып. 17.
- Шатский Н.С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. - В кн. "Совещание по осадочным породам". М. Изд-во АН СССР, 1955, вып. 2.

В качестве главных результативных показателей оценки месторождения обычно принято считать:

- а) себестоимость извлечения полезного компонента в конечный продукт;
- б) промышленные и извлекаемые запасы;
- в) средние содержания полезного компонента;
- г) производительность и масштаб производства;
- д) срок существования горнодобывающего предприятия (срок разработки месторождения).

В последнее время к числу основных показателей оценки месторождений также относят показатели прибыли, рентабельности и окупаемости капитальных вложений.

Все эти показатели, безусловно, важны: каждый из них, характеризуя какую-либо одну сторону оценки, является определенным аргументом в пользу (или не в пользу) признания месторождения промышленно ценным. Однако, имея ряд показателей, определяющих ценность месторождений, далеко не всегда возможно прийти к однозначному решению. Не всегда удается определить, какое из оцененных месторождений представляет большую или меньшую ценность, какое из них представляет больший или меньший вклад в сырьевую базу страны. Одни месторождения, отличаясь большими запасами полезного ископаемого, уступают другим по концентрации полезного компонента. По одним месторождениям с большим объемом годовой добычи отмечается низкая рентабельность, но большая сумма годовой прибыли. В то же время другие месторождения с меньшим масштабом производства и меньшей годовой прибылью характеризуются высоким процентом рентабельности. Аналогично этому максимальная экономическая эффективность капитальных вложений вовсе не означает достижения максимальной суммарной прибыли за весь срок разработки месторождения и т.д. и т.п. Естественно, что в этих условиях при рассмотрении целого ряда экономических противоположностей, которыми характеризуются сравниваемые месторождения (или варианты их разработки), весьма затруднительно сделать правильный выбор и принять однозначное решение. В связи с этим возникает необходимость разработки таких критериев, таких обобщающих параметров, которые наиболее полно отражали бы совокупность приведенных оценочных

показателей и обеспечивали бы оптимальность и однозначность принятого решения.

Типовая методика определения экономической эффективности производства в своей основе предусматривает соизмерение разновременных затрат общественного труда. На чаше весов кладутся, с одной стороны, текущие затраты и, с другой стороны, капитальные затраты. Сущность метода заключается в том, что среди ряда возможных вариантов экономических решений оптимальным признается тот из них, который отличается наиболее низкой "приведенной стоимостью". Сопоставлению, как правило, подлежат варианты, отличающиеся различными себестоимостями продукции и различными удельными капиталовложениями. Соизмерение затрат по указанной методике многими отраслями промышленности производится по следующей формуле:

$$\mathcal{E} = C + E_n \times K_y,$$

где \mathcal{E} - приведенная стоимость варианта производства (в расчете на единицу продукции);

E_n - нормативный коэффициент окупаемости капитальных вложений (фондоотдача);

K_y - удельные капитальные вложения;

C - себестоимость единицы продукции.

По мере совершенствования ценообразования отдельных отраслей промышленности в формулы оценки эффективности производства вводились категории, цены и прибыли, что придавало оценке абсолютный характер и определяло возможность установления эффективности каждого данного варианта производства, независимо от наличия и эффективности других вариантов.

Формулы имеют следующий вид:

$$T = \frac{K}{C-C} \quad \text{или} \quad E_n = \frac{1}{T} = \frac{C-C}{K},$$

где C - оптовая цена продукта производства и соответственно

$C-C$ - прибыль;

K - капитальные вложения;

T - срок окупаемости капвложений.

После решений сентябрьского (1965 г.) Пленума ЦК КПСС и решений XXIII съезда КПСС категории прибыли и фондоотдачи (уровня рентабельности), как главные экономические критерии эффективности общественного производства, получили всеобщее признание. Поэтому нет необходимости в дополнительных обоснованиях принципиальной приемлемости этих категорий и при оценке месторождений полезных ископаемых, являющихся одним из объектов общественного производства. Однако месторождение полезного ископаемого, как объекта производства, имеет ряд отличительных особенностей по отношению к другим объектам производства. А месторождения германия в свою очередь отличаются рядом специфических особенностей от месторождений других полезных ископаемых. В связи с этим задача состоит в том, чтобы найти правильные

пути использования вышеуказанных общеэкономических категорий применительно к месторождениям полезных ископаемых и, в частности, к месторождениям германийеносных углей.

Характерной особенностью месторождения полезного ископаемого, как объекта общественного производства, является ограниченность запасов сырья и соответственно сроков разработки. Между тем применяемые формулы "Типовой методики" этой особенности не учитывают. В вышеприведенных формулах участвуют показатели себестоимости единицы продукции или годовые эксплуатационные расходы, прибыль (Ц-С) на единицу продукции или за год. Общая же сумма расходов или общая прибыль за весь период деятельности для обычных производств не имеют смыслового значения, поскольку отсутствует ограниченность сроков.

Кроме того, условия разработки германийугольных месторождений в этом плане отличаются от условий разработки месторождений других полезных ископаемых еще и тем, что показатели экономической эффективности Т и Е имеют закономерную тенденцию улучшения по мере исключения из разработки относительно бедных запасов. По этим формулам в качестве наиболее экономически эффективного варианта разработки должна быть признана раздельная выдача угля лишь из пласта (участка, блока) с наиболее высокими содержаниями германия. Варианты, предусматривающие вовлечение в совместную разработку углей из других пластов (участков, блоков), менее богатых, но тоже с высокими концентрациями металла, всегда оказываются менее экономичными. Для иллюстрации рассмотрим следующий пример.

Пример 1

Имеется угленосная площадь с пластами А и Б. Среднее содержание германия в пласте А - 20 г/т угля и в пласте Б - 16 г/т угля. Проектная годовая добыча составляет 1500 тыс. т угля, в том числе из пласта А - 500 тыс. т и из пласта Б - 1000 тыс. т. Суммарный (сквозной) коэффициент извлечения германия из недр в конечный продукт составляет 0,5 (50%). Цена - 460 тыс. руб. за 1 т металла в конечном продукте. Проектная себестоимость извлечения металла в расчете на 1 т добытого угля составляет - 2 руб/т. Проектная сумма капитальных затрат (относимых на германий) составляет: 12 млн.руб. - для условий переработки углей из пластов А и Б, 4 млн.руб. - для условий переработки углей только пласта А.

В соответствии с изложенными исходными данными получаем следующие результативные показатели (табл. 1).

Пользуясь формулой "Типовой методики" при выборе оптимального варианта, мы лишь односторонне оцениваем результат производства. Отдавая предпочтение показателю фондоотдачи (уровню рентабельности), совершенно упускаем показатель суммарной прибыли. По такой методике, как это наглядно показано на примере 1, следовало бы признать более экономически эффективным вариант 2, характеризующийся меньшими "приведенными" затратами (320 тыс. руб. против 369 т).

Таблица 1

Наименование показателей	Ед. изм.	Показатели по вариантам	
		Извлечение металла из углей пластов А и Б (вариант 1)	То же только из пласта А (вариант 2)
Извлекаемое количество металла в конечный продукт	т	13	5
Стоимость извлекаемого металла в оптовых ценах	тыс. руб.	5980	2300
Издержки производства	"	3000	1000
Себестоимость 1 т извлекаемого металла	"	231	200
Удельные капитальные вложения на 1 т извлекаемого металла	"	923	800
Экономическая эффективность вариантов, исчисленная по формуле приведенных затрат $\Xi = C + E_n \times K_y$, где $E_n = 0,15$, что соответствует принятому в промышленности сроку окупаемости 6,67 лет (1:0,15)	"	369	320

При этом совершенно не учитывается, что такая разработка ведет к потерям полезного ископаемого высокого качества. Это видно из того, что суммарная годовая прибыль 1 варианта составляет 2980 тыс. руб. (5980 - 3000) против 1300 по 2 варианту. К тому же показатель фондоотдачи по 1 варианту, хотя и ниже, чем по 2 варианту, но он значительно выше нормативного (6,67 года).

Его величина составляет:

$$\text{по 1 варианту} - \frac{923}{460 - 231} = 4 \text{ года;}$$

$$\text{по 2 варианту} - \frac{800}{460 - 200} = 3,1 \text{ года.}$$

Рассуждая таким образом, некоторые экономисты считают, что при выборе оптимального варианта достаточно надежным ориентиром в данных условиях может служить лишь критерий максимальной суммарной прибыли, поскольку от него в значительной степени зависит и показатель фондоотдачи. Но это, на наш взгляд, другая крайность, поскольку в условиях оценки месторождений германиеносных углей далеко не всегда вариант с большей суммарной прибылью является более экономически эффективным.

Если показатель суммарной прибыли скорее отвечает на вопрос о том, какова масса вовлекаемого в разработку сырья, меньше характеризуя его качество, то показатель рентабельности (фондоотдачи) отражает, образно выражаясь, дееспособность этой суммарной прибыли и качество сырья.

Следовательно, оба эти показателя в вопросах оценки германиевого сырья имеют равноценное значение.

Чтобы решить вопрос оценки и выбора оптимального варианта отработки угольных пластов шахтного поля (участка, месторождения), отдавая одинаковое предпочтение как показателю суммарной прибыли, так и показателю фондоотдачи, предлагается исходить из следующего положения.

Наиболее экономически эффективным (оптимальным) вариантом разработки месторождения германиеносных углей признается такой из всех технически возможных, который характеризуется максимальной суммарной прибылью и обеспечивает при этом достижение уровня рентабельности (фондоотдачи) не ниже нормативного (среднеотраслевого).

Практическое применение этого положения может быть проиллюстрировано на следующем примере разработки углей шахтного поля (табл. 2).

Таблица 2

Исходные данные

Индекс пласта	Запасы		Среднее содерж. германия в 1 т угля, г/т	Проектная годовая добыча (при сроке отработки - 40 лет)		Суммарный коэф. извлечения германия из углей в недрах в готовую продукцию	Проектн. капвлож. на 1 т годового переработки угля, руб/т	Проектная себестоим. пере-работки 1 т угля, руб/т
	угля, тыс. т	содерж. в нем германия, т		угля, тыс. т	колич. германия в угле, т			
А	40 000	160	4,0	1000	4,0	0,5	8	2
Б	32 000	192	6,0	800	4,8	0,5	8	2
С	180 000	1728	9,6	4500	43,2	0,5	8	2
Д	48 000	480	10,0	1200	12,0	0,5	8	2
К	400	640	16,0	1000	16,0	0,5	8	2
М	20 000	400	20,0	500	10,0	0,5	8	2

Итого

по

шахт.

полю 360 000 3600 10,0 9000 90,0 0,5 8 2

Примечание. Проектные показатели себестоимости и капвложений, цена извлекаемого металла в конечном продукте и коэффициент извлечения германия из недр в конечный продукт приняты такие же, как и в примере 1.

Экономическая эффективность извлечения германия при неизменном сроке разработки (40 лет) и соответствующем изменении масштаба годовой добычи

№ вариан- тов раз- работки	Годовая добыча			Извле- каемое колич. металла в конеч- ном про- дукте, т	Эксплуа- тацион. расходы (при се- бестоим. перераб. 1 т угля = 2 руб.), млн. руб.	Себест. 1 т ме- талла в конеч- ном про- дукте, тыс. руб.	Стоим. годов. produc- ции (гер- мания в концен- трате) в оптовых ценах, млн. руб.	Экономич. результат в млн.руб.		Общие капит. за- траты (при нор- мативе - 8 руб. на 1 т угля), млн. руб.	Уд. кап- вложе- ния на 1 т гер- мания в конечном продук- те, тыс. руб.	Срок окупае- мости капи- тальных вложе- ний, лет
	угля, тыс. т	содер. герма- ния в угле, г/т	колич. герма- ния в угле, т					при- быль	убы- ток			
1	9000	10,00	90,0	45,0	18,000	400,0	20,700	2,700	-	72,0	1600	27
2	8000	10,75	86,0	43,0	16,000	373,0	19,780	3,780	-	64,0	1488	17
3	7200	11,28	81,2	40,6	14,400	355,0	18,676	4,276	-	57,6	1419	13
4	2700	14,07	38,0	19,0	5,400	284,0	8,740	3,340	-	21,6	1137	6
5	1500	17,33	26,0	13,0	3,000	231,0	5,980	2,980	-	12,0	923	4
6	500	20,00	10,0	5,0	1,000	200,0	2,300	1,300	-	4,0	800	3

Таблица 4

Экономическая эффективность извлечения германия при неизменном масштабе годовой добычи (19 млн. т угля в год) и соответствующем изменении сроков разработки

№ вариантов	Запасы		Содержание германия в г/т	Извлекаемые запасы германия (при извлеч. и = 0,5), т	Стоимость извлекаемого германия в оптовых ценах, млн. руб.		Себестоимость извлечения германия			Сумма прибыли, млн. руб.		Уровень рентабельности (фондоотдачи)	
	угля, т	Германия, т			за год	за весь срок	всего за весь срок, млн.руб.	на год, млн. руб.	за 1 кг, руб.	годовая	за весь срок	коэф. E _ф	срок окупаемости капложений, лет
1	360	3600	10,00	1800	20,7	828,0	720	18	400	2,7	108	0,04	27
2	320	3440	10,75	1720	22,3	791,2	640	18	373	4,3	151	0,06	17
3	288	3248	11,28	1624	23,3	747,0	576	18	355	5,3	171	0,07	14
4	108	1520	14,07	760	29,1	349,6	216	18	284	11,1	134	0,15	6,5
5	60	1040	17,33	520	35,9	239,2	120	18	231	17,9	119	0,25	4
6	20	400	20,00	200	41,4	92,0	40	18	200	23,4	52	0,33	3

Пример 2

Если предположить, что с технической точки зрения обработка угля данной площади может осуществляться при любых сочетаниях и долевых участках отдельных пластов в добыче, то максимальное число возможных вариантов обработки составит - 6.

Расположив варианты в порядке, предусматривающем последовательное исключение из совместной добычи углей из пластов с наиболее низкими содержаниями металла, получим следующие 6 вариантов разработки:

- 1 вариант - совместная выдача углей из всех пластов;
- 2 вариант - раздельная выдача углей из группы пластов Б,С,Д,К,М;
- 3 вариант - раздельная выдача углей из группы пластов С,Д,К,М;
- 4 вариант - раздельная выдача углей из группы пластов Д,К,М;
- 5 вариант - раздельная выдача углей из группы пластов К и М;
- 6 вариант - раздельная выдача углей из пласта М.

Рассматривая динамику показателей вариантов, расположенных в указанной последовательности, нетрудно обнаружить определенную закономерность изменения показателя суммарной прибыли, с одной стороны, и показателя фондоотдачи, с другой стороны (табл. 3 и 4).

По мере исключения из совместной разработки пластов углей с низкими содержаниями германия (пласт А, затем А и Б и т.д.), себестоимость извлечения которых превышает оптовую цену, суммарная прибыль увеличивается. С исключением же из совместной выдачи углей с более высокими содержаниями (пласты С, Д и т.д.) суммарная прибыль начинает снижаться. Вместе с тем показатель фондоотдачи при этих же условиях непрерывно снижается (т.е. улучшается) вплоть до варианта раздельной выдачи угля из одного самого богатого пласта.

Проанализировав показатели возможных шести вариантов раздельной выдачи углей из различных групп пластов и придерживаясь критерия суммарной прибыли в пределах нормативного срока окупаемости, находим, что оптимальным вариантом является вариант 4, характеризующийся максимальной прибылью среди вариантов с нормативным ($E_n = 0,15$ или $T = 6,7$ г) и ниже сроком окупаемости капложений.

Математическое содержание этой двусторонней зависимости критерия оценки месторождения имеет следующий вид.

Суммарная прибыль первого варианта с содержаниями металла (с учетом извлечения) M_e^1 и годовой добычей угля D^1 выражается формулой ($\Pi \times M_e^1 - C/D^1$, где Π - цена на 1 кг извлеченного металла в концентрате (руб.), C - себестоимость извлечения металла из 1 т угля.

Суммарная прибыль второго варианта с более высокими содержаниями M_e и соответственно более низкой добычей D выражается формулой ($\Pi \times M_e - C/D$).

Неизменная суммарная прибыль при изменении содержаний и масштаба добычи должна удовлетворять следующему равенству:

$$\Pi \times M_e^1 - M/D^1 = \Pi \times M_e - C/D.$$

Из указанного вытекает:

$$\frac{D}{D_1} = \frac{C \times M_e^1 - C}{C \times M_e - C} = \frac{M_e^1 - \frac{C}{C}}{M_e - \frac{C}{C}}$$

Следовательно, чтобы компенсировать потери полезного компонента суммарной прибылью при переходе от одного варианта к последующему необходимо при снижении добычи в D/D_1 раз иметь повышение содер-

жание германия в $\frac{M_e^1 - \frac{C}{C}}{M_e - \frac{C}{C}}$ раз.

Применительно к рассматриваемым вариантам примера 2 указанная зависимость имеет следующие значения.

Для сравнения примем варианты 1 и 6 как наиболее резко отличающиеся и по масштабам добычи, и по содержанию германия. По масштабам добычи уголь первый превышает шестой вариант в 18 раз, по содержанию германия - в 2 раза, а по сумме прибыли - в 2,07 раза.

Пользуясь приведенной зависимостью, получаем:

$$\frac{D^1}{D} = \frac{9000}{500} = 18; \quad \frac{M_e - \frac{C}{C}}{M_e^1 - \frac{C}{C}} = \frac{X \times 0,5 - \frac{2}{0,46}}{10 \times 0,5 - \frac{2}{0,46}} = 2,7 \text{ млн.руб.,}$$

откуда $X = 32,2$ г/т, а $\frac{M_e}{M_e^1} = \frac{32,2}{10} = 3,22$ раза.

Таким образом, чтобы компенсировать потери полезного ископаемого при переходе от 1 варианта к 6 варианту, т.е. чтобы суммарная прибыль осталась неизменной при снижении масштаба в 18 раз, необходимо повышение содержания германия лишь в 3,22 раза.

В общем виде взаимозависимость показателей суммарной прибыли, запасов германия и уровня фондоотдачи показана графически на рис. 1 и 2. На этих рисунках показаны два возможных случая оценки месторождения. В первом случае (рис. 1,а) при оконтуривании по различным бортовым содержаниям и по мере исключения из промышленного контура запасов с содержаниями германия ниже промминимума максимум прибыли достигается после исключения 700 т (1800-1100). Нормальный же уровень фондоотдачи при этом достигается лишь после исключения еще дополнительно 150 т запасов с концентрациями, несколько превышающими промминимум. Во втором случае (рис. 2), наоборот, нормальный уровень фондоотдачи получен прежде, чем суммарная прибыль достигала своего апогея ($T_H = 6,67$ г при исключении 675 т (1800-1125), а максимум прибыли достигается при исключении 1125 т (1800-675).

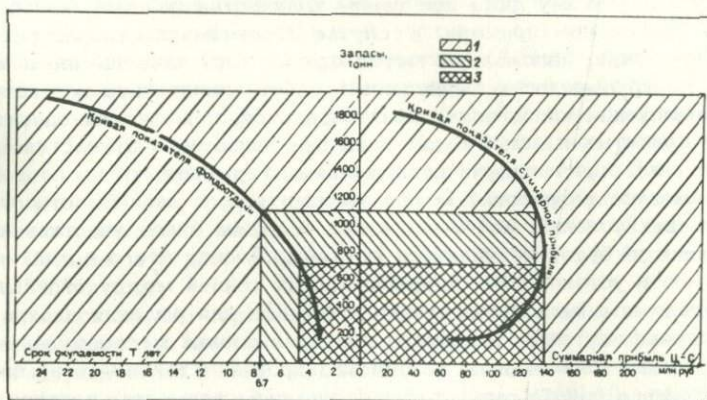
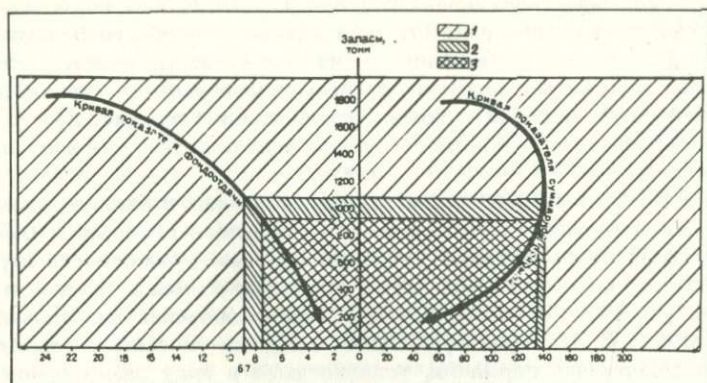


Рис. 1. Динамика показателей оценки месторождения и определение оптимального варианта разработки для условий, при которых максимум суммарной прибыли достигается прежде, чем нормальный уровень фондоотдачи

1 - исключаемые запасы при всех вариантах, 2 - вариант с максимальной суммарной прибылью, 3 - оптимальный вариант

Рис. 2. Для условий, при которых максимум суммарной прибыли достигается позже нормативного уровня фондоотдачи

Условные обозначения см. рис. 1.

Как в первом, так и во втором случае критерий остается единым и соответственно может быть принято однозначное решение. Как в первом, так и во втором случае оптимальным вариантом оконтуривания и разработки месторождения может быть признан вариант, при котором обеспечивается достижение максимальной суммарной прибыли, но при условии, что при этом достигается и нормальный уровень фондо-

отдачи. Если максимум прибыли получен прежде, чем нормальный уровень фондоотдачи (см. рис. 1), то исключение наиболее бедных запасов осуществляется до достижения (но не более) этого уровня. Если с достижением максимума прибыли одновременно обеспечивается и нормальный (или более высокий) уровень фондоотдачи (см. рис. 2), то дальнейшее исключение запасов не производится: данный вариант является оптимальным.

Следует подчеркнуть, что в вышеприведенных примерах помимо зольности и влажности угля, в целях упрощения расчетов и большей наглядности, не были также учтены и факторы рудоносности и равномерности распределения германия в угольном массиве пластов и их отдельных участках, имеющие исключительное значение для оценки германия в углях. В примерах приняты по каждому угольному пласту усредненные содержания германия, условно имея в виду равномерное распределение последнего в пласте. На практике такое распределение является редкостью. Поэтому даже при таком количестве пластов, которое принято в изложенном примере, в случае неравномерности распределения в них германия, изложенный метод оценки хотя качественно и не изменится, но трудоемкость вычисленных работ значительно возрастет за счет увеличения числа возможных вариантов, подлежащих оценке. Так, если в принятых пластах будет выделено лишь по 2-3 участка (в каждом из них) с различными содержаниями германия, то число возможных вариантов разработки может увеличиться, в зависимости от горно-технических условий, до 40-50, а при большем числе участков количество вариантов будет исчисляться сотнями. В силу этого возникает необходимость установления корреляционных связей между отдельными показателями с целью подготовки программ для решения задачи на ЭВМ.

Установление экономического критерия оценки месторождения и определение его ценности по важнейшим производственно-экономическим показателям (запасы, масштаб добычи, себестоимость, капиталовложения, рентабельность и т.д.) еще не является окончательной оценкой месторождения. На данном этапе она имеет ограниченный характер. Ее результаты в абсолютных цифрах не позволяют судить, например, о том, сколь велика ценность данного месторождения на фоне общих ресурсов германия. На сколько и в какой степени экономика данного месторождения окажет влияние на экономику сырьевой базы германия в целом по Союзу; насколько повысится обеспеченность народного хозяйства и в какой мере это будет способствовать широкому внедрению германия в различные области и сферы производства. На все эти вопросы может быть получен ответ на следующем этапе оценки, в процессе которой делается сравнение полученных результатов с состоянием потребности, потребления и обеспеченности народного хозяйства германиевым сырьем.

Геолого-экономическая оценка завершается в конечном счете сравнением показателей по данному месторождению с показателями по другим разведанным, эксплуатируемым или подготовленным к освоению месторождениям, а также определением значимости оцениваемого месторождения на фоне общих сырьевых ресурсов страны. Оценка на данном этапе имеет единственное целевое назначение - определение целесо-

образности и очередности промышленного освоения месторождения с народнохозяйственной точки зрения. Именно на данном этапе осуществляется основной принцип оценки, выражающий общественные и народнохозяйственные интересы.

В связи с проведенной реорганизацией управления промышленностью, созданием отраслевых министерств, а также в связи с осуществляемой в настоящее время экономической реформой вопросы сочетания ведомственных интересов с интересами всего народного хозяйства приобретают исключительное значение. С народнохозяйственной точки зрения наиболее эффективным признается тот вариант производства, который предполагает максимальную экономию труда в масштабе всего хозяйства. Применительно к вопросам, рассматриваемым в настоящей работе, задача заключается в выборе такого варианта освоения сырьевых ресурсов, который обеспечивает максимальный экономический эффект не только исходя из интересов данного производства, экономического района или даже всей отрасли, но и с учетом нужд других отраслей, потребляющих данное сырье. А учитывая все возрастающее и развивающееся экономическое сотрудничество СССР со странами СЭВ и другими странами мира, эта задача приобретает еще большее значение. Известно, что страны СЭВ располагают богатейшими природными ресурсами. На их территории расположены 2/3 мировых разведанных запасов угля, 1/2 мировых запасов железной руды и т.д. Однако размещение этих запасов крайне неравномерно. Например, разведанные запасы топлива в расчете на душу населения в Венгрии в 25 раз меньше, чем в Польше, в 9 раз меньше, чем в Чехословакии, в 4 раза меньше, чем в ГДР и т.д.¹

Социалистические страны, обладающие значительными запасами тех или иных полезных ископаемых, расширяют их добычу с учетом потребностей других стран экономического содружества. Особенно большую роль в этом отношении играет Советский Союз, располагающий мощной сырьевой базой. В Директивах по пятилетнему плану отмечается необходимость дальнейшего развития совместными усилиями топливно-энергетической и сырьевой базы для обеспечения на взаимоприемлемых условиях потребностей заинтересованных стран в энергии и сырье. Координируя развитие добычи тех или иных видов сырья, страны - члены СЭВ учитывают экономические показатели освоения природных ресурсов в различных условиях, сопоставляют возможные варианты удовлетворения своих потребностей и выбирают наиболее экономичные из них. Так, например, Венгрия поставляет в СССР глинозем, а СССР продает Венгрии алюминий, полученный из венгерского глинозема. Такой вариант освоения венгерских месторождений бокситов является взаимовыгодным. Подсчитано, что Венгрия получит значительное количество алюминия примерно на 17% дешевле, чем при варианте, предусматривающем его производство внутри страны. Кроме того достигается значительная экономия и на капитальных вложениях. Около 15 млрд. форинтов необходимо было затратить на увеличение добычи топлива и производства электроэнергии в случае производства алюми-

¹ Миккульский К.И. Факторы быстрого роста. - Знание, сб. III. М., 1966.

ния на месте. Выгодность этого мероприятия для СССР выражается разницей между стоимостью электроэнергии на международном рынке и низкой стоимостью электроэнергии (получаемой на гидроэлектростанции им. XXII съезда КПСС), затрачиваемой на выплавку алюминия Волгоградским заводом, потребляющим венгерское сырье.

Аналогичные варианты взаимовыгодного освоения сырьевых ресурсов можно привести по целому ряду и других полезных ископаемых (железная руда, медь, уголь, нефть, руды цветных металлов, химсырье и др.) не только в рамках СЭВ, но и в масштабе мировой торговли. Не исключается из перечня возможного взаимовыгодного освоения источников минерального сырья и германий.

Как видно из вышеизложенного, проблема оценки германийугольных месторождений представляет весьма сложный комплекс вопросов экономического характера, далеко выходящий за рамки простого экономического расчета. Нет необходимости останавливаться на множестве различных условий, при которых оценки месторождений, выполненные, исходя из критерия максимальной суммарной прибыли и заданного уровня рентабельности, могут и не совпадать с народнохозяйственными интересами. В одних случаях может оказаться более выгодна разработка такого месторождения из числа разведанных, где достигается наиболее низкая себестоимость и соответственно — более высокий уровень рентабельности. В других случаях, наоборот, особенно тогда, когда высокая потребность не лимитируется ценой — более выгодно достижение максимума суммарной прибыли за счет вовлечения в разработку наибольшего количества запасов, включая запасы с предельно минимальными содержаниями полезного компонента. Вместе с тем уместно заметить, что показатели максимальной суммарной прибыли и нормативного (среднеотраслевого) уровня фондоотдачи, исчисленные в среднем по месторождению за весь срок его отработки, не всегда могут оказаться достаточными для определения целесообразности и установления очередности промышленного освоения месторождения.

Важна не только средняя оценка, но и то, что может дать месторождение в ближайшие 10–15 лет. Судя по состоянию потребности и обеспеченности сырьевыми ресурсами редких металлов, эта сторона вопроса имеет исключительное значение. Здесь, пожалуй, если бы мы стояли перед необходимостью определения очередности освоения двух месторождений, выбор пал бы на то из них, которое обеспечивает более высокую экономику в первые 10 лет, хотя и уступает другому месторождению по показателям экономической эффективности в среднем за весь срок разработки.

В этом сложном комплексе вопросов, несмотря на их многогранность и разнохарактерность, в конечном счете главенствующее положение занимают два фактора. Это, с одной стороны, фактор количества запасов и, с другой стороны, фактор их качества в широком смысле слова, включая экономическую характеристику. Народнохозяйственная значимость первого из них может быть определена той долей, которую занимает оцениваемое месторождение по своим запасам в общем плановом приросте. Значение второго фактора определяется величиной снижения стоимости, которое может быть достигнуто в целом по отрасли

в ближайшие годы за счет введения в эксплуатацию оцениваемого месторождения.

Подводя итоги вышеизложенному, можно сделать следующие выводы.

В основу геолого-экономической оценки месторождений германиеносных углей принимается критерий, в соответствии с которым в качестве оптимального варианта разработки месторождения признается такой из всех технически возможных, который характеризуется максимально возможной (в данных условиях) суммарной прибылью, но при условии достижения заданного уровня рентабельности.

В случае, если при оконтуривании германиеносной площади заданный уровень рентабельности достигается уже при первичном оконтуривании по установленным бортовым содержаниям, а суммарная прибыль при этом еще не достигла своего апогея, — в этом случае в качестве единственного предела при дальнейшем исключении из промышленного контура наиболее бедных запасов принимается максимальная суммарная прибыль.

В случае же, если при оконтуривании достигается максимум прибыли прежде, чем получен необходимый уровень рентабельности, дальнейшее исключение наиболее бедных запасов производится лишь до тех пор, пока в целом по месторождению не будет достигнут (но не более) нормативный (среднеотраслевой) уровень рентабельности.

Суммарная прибыль и уровень эффективности капитальных вложений в совокупности являются надежным экономическим критерием оценки, обеспечивающим однозначное решение при выборе того или иного варианта разработки германийугольного месторождения. При этом, с одной стороны, гарантируется достижение оптимальных показателей по производительности, масштабам производства, себестоимости и капиталовложениям и, с другой стороны, обеспечивается наиболее полное освоение сырьевых ресурсов германия. В результате сопоставления полученной ценности с общим состоянием потребности и обеспеченности народного хозяйства сырьевыми ресурсами определяется промышленное значение месторождения и принимается решение об очередности его освоения.

Скопления обломков в различной степени гелифицированной древесины, находящейся на буругольной стадии углефикации, в обломочных породах внутриконтинентального и прибрежно-континентального происхождения мезо-кайнозойского возраста - новый генетический тип месторождений германия и ряда других элементов. К числу основных геологических особенностей месторождений металлоносных лигнитов относятся: приуроченность к аллювиальным и аллювиально-озерным фациям; слабая литификация вмещающих пород (или ее отсутствие) и горизонтальное или пологое их залегание; внешний облик лигнитов (темный цвет, иногда сравнительно сильный блеск, хрупкость волокон и т.д.); нечеткие контакты залежей лигнитов с вмещающими породами.

Металлоносные лигниты, качество которых как топлива соответствует бурым углям марок Б2 и Б3, в связи с небольшими размерами и мощностью залежей могут представлять промышленный интерес только в случае установления в них высоких содержаний германия.

В результате работ, проведенных за последнее десятилетие в различных районах СССР, было выявлено несколько проявлений высокогерманиеносных лигнитов. Изучение этих объектов и результаты экспериментального опробования, проведенного авторами в 1966-68 гг. на двух лигнитопоявлениях Красноярского края, позволили им высказать предварительные соображения относительно геологической позиции и методики геолого-промышленной оценки залежей германиеносной углефицированной древесины. Следует отметить, что предыдущими исследователями некоторое внимание уделено только первой части вопроса (Железнова, 1964; Юдович, 1968). Наиболее интересны взгляды Н.Г. Железновой, которая разработала генетическую и петрографическую классификации лигнитов.

Изучение литературы по теории континентального литогенеза (Иванов, 1967; Крашенинников, 1957; Наливкин, 1955; Рухин, 1961; Шанцер, 1951; Шанцер, 1966) дало возможность остановиться на определенных генетических типах континентальных осадочных образований, в которых возможно накопление гелифицированной древесины. Основываясь на классификации Е.В. Шанцера (1966), выделяющего 6 парагенетических рядов (элювиальный, склоновый, водный, подземно-водный, ледниковый и золовый), и принимая во внимание то обстоятельство, что процессы превращения древесины в лигнит могут происходить лишь в

водной среде в анаэробных условиях (Жемчужников и Гинзбург, 1960), можно считать, что гелифицированная древесина в принципе может участвовать в отложениях элювиального ряда; вторичное захоронение переотложенных лигнитов возможно также в отложениях склонового, водного и ледникового парагенетических рядов.

Отложения второго (склонового) парагенетического ряда в ископаемом состоянии сохраняются крайне редко и нахождение в них скопленных хрупких углефицированных лигнитов в сколько-нибудь значительных количествах вряд ли возможно. Ледниковые отложения юрского, мелового, палеогенового и ниже-неогенового возраста на территории СССР неизвестны.

Таким образом, остается только 2 парагенетических ряда (первый и третий), где может происходить образование значительных скопленных лигнитизированной древесины.

В первом (элювиальном) ряду наличие скоплений лигнитов возможно лишь в группе почв (генетический тип - автохтонные торфяники).

В третьем (водном) парагенетическом ряду образование залежей лигнитов возможно как в отложениях группы русловых водных потоков, так и в группе озерных отложений. При этом в группе озерных осадков (типично лимнических), не обязанных своим происхождением деятельности рек, нахождение сколько-нибудь значительных скоплений лигнитов нам неизвестно. В условиях же аллювиальных аккумулятивных равнин, непременным элементом ландшафта которых являются озера, образование залежей лигнитов может происходить как в озерах, так и в старицах.

Как известно, условия, существующие в торфяниках, приводят к образованию пластов лигнитового угля и бурого угля с включениями лигнитов (или горизонтов ископаемых почв с некоторым количеством гелифицированной древесины), которые не являлись объектом работ.

Следовательно, образование значительных скоплений лигнитов в песчано-глинистых породах возможно исключительно в группе аллювиальных и озерно-аллювиальных фаций. Наибольшим распространением скопления лигнитов пользуются в аллювиальных отложениях.

Таким образом, условия образования залежей германиеносных лигнитов в терригенных отложениях сводятся к следующему:

1. Время формирования - от юры до неогена (расцвет высших растений - лигнито- и углеобразователей голосеменных, а затем и покрытосеменных, хорошо сохраняющихся в ископаемом состоянии).

2. Благоприятный климат для произрастания древесной растительности на значительной площади.

3. Тектонический режим области лигнитонакопления, способствующий развитию аккумулятивных равнин.

4. Нахождение источников поступления германия в лигниты вблизи областей накопления последних.

Большие скопления древесины - плавника - в аллювии современных рек (Лена, Енисей, Обь, Волга, Амазонка и др.) описаны рядом авторов (Жемчужников и Гинзбург, 1960; Шанцер, 1951). В связи с этим естественно предположить, что часть ископаемой лигнитизированной древесины могла быть образована этим путем.

Однако изучение обломков германиеносных лигнитов из различных месторождений показало, что для них характерна четко выраженная аллохтония: большинство обломков в различной степени окатано (вплоть до плоских галек), на их поверхности во множестве наблюдаются царапины и выщербины. Лигнитовый материал в залежах сортирован. Таким образом, происходил перенос не древесины, а уже сформировавшихся лигнитов. Следовательно, основная часть германиеносных лигнитов была сформирована в лесных торфяниках, а уже затем после размыва последних была переотложена. При этом в процессе переотложения происходила дифференциация обломков лигнитов по их крупности; полученные "фракции" отлагались в различных частях речной долины.

Поскольку для образования залежей хрупких германиеносных лигнитов наибольшее значение имеет дальность переноса, а также в связи с тем, что с удалением от области сноса существенно изменяется состав аллювия и, следовательно, форма и размеры залежей лигнитов, целесообразно выделить две группы осадков: аллювиальные отложения верхнего и среднего течения рек и аллювиально-озерные отложения аккумулятивных равнин.

Аллювий верхнего и среднего течения характеризуется незначительной мощностью (несколько десятков метров). Для областей сноса обычно характерны однорусловые реки с четко выраженной долиной. Поэтому отложения представлены, в основном, русловыми, реже пойменными осадками. Наиболее крупные обломки лигнитизированной древесины и отдельные стволы приурочены к русловым отложениям, а для поймы более характерны мелкие обломки и углефицированный растительный детрит (Иванов, 1967).

Аллювиально-озерным осадкам аккумулятивных равнин свойственны значительно большие (сотни метров) мощности. Г.Ф.Крашенинников (1957) описывает комплексы аллювиальных фаций мощностью более 1 км, Е.В.Шанцер (1966) такие толщи называет констративными. Они сложены многократно повторяющимися в разрезе русловыми и пойменными фациями, причем преимущественное распространение имеют первые.

Обязательным элементом ландшафта таких равнин были озера. Оживление деятельности текучих вод, связанное с устойчивыми отрицательными движениями бассейна нижнего течения реки (или с поднятием области сноса), приводит к значительному выносу на аллювиальную равнину грубообломочного материала. Образующиеся аллювиальные пачки непрерывно погребаются под новыми, настилаемыми рекой поверх них. В результате постепенного выполаживания профиля реки за счет выноса материала рельеф равнины становится все более пологим, а дельты рек быстро достигают больших размеров. Уменьшается скорость течения вод, и в долину выносятся все более мелкозернистый материал. У реки появляется несколько русел, широкое развитие получают поймы, старицы и озера. Дальнейшее обмеление бассейнов, заполнявшихся осадками, приводит к образованию обширных болотистых равнин, покрытых древесной растительностью. В результате последующего захоронения торфяников формируются пласты бурых углей, что является весьма существенной чертой таких аллювиальных комплексов.

Существенными особенностями оценки залежей германиеносных лигнитов являются:

а) их вещественный состав, а именно наличие двух фракций: фракции углефицированного органического материала (лигнитизированная древесина и растительный детрит), с которой связан германий, и породной фракции, в подавляющем большинстве случаев германия не содержащей;

б) отсутствие четких геологических границ залежей с вмещающими породами.

Полезным компонентом лигнитоносных пород, таким образом, является углефицированное органическое вещество. В связи с этим при эксплуатации месторождения необходимо обогащение горной массы после ее выемки из массива.

По аналогии с месторождениями германиеносных углей основными факторами, предопределяющими оценку германиеносных лигнитов, являются: среднее содержание германия в лигнитах, величина запасов германия и лигнитов, содержание лигнитов в залежах, промышленный тип месторождения, горно-технические условия эксплуатации, капиталовложения на освоение месторождения.

Основанием для постановки специальных поисковых работ на германиеносные лигниты могут служить данные о наличии значительных скоплений обломков гелифицированной древесины в континентальных толщах мезо-кайнозойского возраста в сочетании с положительными результатами аналитических определений. Выявление залежей германиеносных лигнитов возможно также при проведении геологической съемки, поисков и разведки бурых углей и других полезных ископаемых, но и в этих случаях факты обнаружения гелифицированных лигнитов с высокими концентрациями германия должны являться основанием для постановки специальных работ на лигниты ввиду специфичности этого нового полезного ископаемого.

Опробование лигнитоносных пород имеет целью определение весового содержания лигнитов в горной массе и содержания германия в лигнитах.

Отбор проб производится в естественных обнажениях, горных выработках и в кернах буровых скважин.

При ведении поисков и разведки месторождений германиеносных лигнитов основную роль, несомненно, должно играть опробование лигнитоносных толщ по керну буровых скважин. В этом случае наши рекомендации сводятся к следующему:

1. Начальный диаметр бурения следует выбирать с таким расчетом, чтобы прорезка продуктивной толщи шла диаметром не менее 100 мм.
2. Весовой выход керна по лигнитоносным породам должен составлять не менее 80%. Расчет ВК производится по формуле:

$$ВК = \frac{P_k \times 100}{\frac{\pi d^2}{4} \times l \times \gamma_{ГМ}}$$

где ВК - весовой выход керна в %;

d - диаметр керна в см;

l - длина рейса в см;

$\gamma_{ГМ}$ - объемный вес горной массы данного интервала в г/см³;

P_k - фактический вес керна в г.

3. Длину интервала опробования, или длину рейса (l) предлагается принять равной 1 м, исходя из технологии бурения рыхлых и слаболитифицированных отложений.

4. Отбор проб проводится по каждому интервалу лигнитоносных пород отдельно. Из материала предварительно взвешенного при естественной влажности керна отбираются обломки лигнитизированной древесины, за исключением нацело минерализованных. Лигнитовая фракция взвешивается.

5. Содержание лигнитов (Сл, %) в пробе лигнитоносной породы определяется по формуле:

$$C_{л} = \frac{P_{л}}{P_{к}} \times 100,$$

где $P_{л}$ - вес лигнитов в г.

6. Расчет объемного веса горной массы ($\gamma_{ГМ}$) в пробе лигнитоносной породы производится по выведенной авторами формуле:

$$\gamma_{ГМ} = \gamma_{п} - \frac{C_{л} \times \gamma_{п} (\gamma_{п} - \gamma_{л})}{\gamma_{л} + C_{л} (\gamma_{п} - \gamma_{л})};$$

где $\gamma_{п}$ - объемный вес породы залежи в г/см³;

$\gamma_{л}$ - объемный вес германиеносного лигнита в г/см³;

$C_{л}$ - содержание лигнитов в пробе (в долях единицы).

При проведении поисков и разведки месторождений германиеносных лигнитов большое значение должно иметь опробование естественных обнажений и горных выработок, несмотря на ограниченную роль, которую оно будет играть в общем объеме работ.

Объектом опробования предлагается считать вскрытую мощность продуктивной пачки пород, где в тех или иных количествах наблюдаются обломки гелифицированной древесины. Полевые наблюдения показали, что визуальная оценка заключенного в пачке пород лигнитового материала сильно искажает истинную картину в сторону завышения. В связи с этим и в данном случае рекомендуется вести планомерное, систематическое опробование лигнитоносных пород на всю вскрытую мощность продуктивной толщи с таким расчетом, чтобы залежь по мощности оконтуривалась по данным объективного пробостбора, сопровождаемого определением весового содержания лигнитов, а не по глазомерной оценке "залигниченности" той или иной пачки пород.

Отбор проб лигнитоносных пород рекомендуется вести секционно, задирковым или бороздовым способом. Выбор способа зависит от лиг-

нитонасыщенности интервала и характера распределения ископаемой древесины в породе. Применение борозды шириной 0,1 м ограничено случаем значительного содержания лигнитов (порядка 20–50%) и послойного распределения лигнитов. В остальных случаях предусматривается использование заделки шириной 0,25–0,5 м. Длина интервала опробования также принимается равной 1 м.

Материал пробы взвешивается при естественной влажности, затем из него выделяется лигнитовая фракция, которая также взвешивается. Содержание лигнитов ($C_{л}$ %) в пробе горной массы определяется по формуле:

$$C_{л} = \frac{P_{л}}{P_{пр}} \times 100,$$

где $P_{л}$ и $P_{пр}$ – веса лигнитовой фракции и пробы при рабочей (естественной) влажности.

Обработку проб лигнитов целесообразно проводить в следующем порядке: отмывка от загрязнений, подсушивание, дробление.

Дробление ведется по обычной схеме. Максимальное значение коэффициента неравномерности оруденения (K) в формуле Чечотта, по аналогии с германиеносными углями, принято равным 0,1. Дробление германиеносных лигнитов не представляет затруднений в связи с хрупкостью их волокон. Рекомендуемый конечный диаметр дробления лигнитовых фракций проб – 1 мм, в соответствии с этим вес лабораторной пробы 100–200 г.

Аналитические работы имеют целью изучение: 1) вещества лигнитов как германиевого сырья и как топлива; 2) рудоносности пород залежей; 3) определение объемного веса лигнитов и пород залежей и определение рабочей влажности лигнитов.

С целью изучения лигнитов как редкометального сырья каждая проба в общем случае должна быть подвергнута полуколичественному спектральному анализу с расшифровкой спектра на 30–52 элемента, спектральному количественному или химическому анализу на германий. Предварительное изучение топливно-технологических характеристик германиеносных лигнитов включает в себя проведение: а) технического анализа (влажность, зольность, выход летучих веществ с характеристикой коксового остатка, сера, фосфор и теплотворная способность); б) элементарного анализа – содержание C, H, S, O, N , а также состав золы; в) определения – гуминовых кислот, битумов, продуктов полукоксования и т.д. Изучение металлонности пород залежей проводится по результатам полуколичественных спектральных анализов и, лишь в случае необходимости, по данным химических или количественных спектральных определений.

Характерной особенностью подсчета запасов является необходимость оценки трех показателей: горной массы (руды), германиеносного лигнита (концентрата) и германия.

В соответствии с классификацией запасов твердых полезных ископаемых запасы горной массы, лигнитов и германия должны подсчитываться –

ся в недрах без учета потерь при эксплуатации, обогащении и извлечении.

Оконтуривание залежей германиеносных лигнитов целесообразно проводить по двум характеристикам: минимально-промышленной мощности и бортовому содержанию германия в лигните (последнее зависит от весового содержания лигнитов в горной массе).

Мощность тел полезного ископаемого на месторождениях такого типа, как германиеносные лигниты, определяется исключительно по данным опробования.

Промышленные границы тела проводятся по бортовому или минимально-промышленному содержанию полезного компонента в пробах, установленном для конкретного месторождения. С этим связано предложенное нами производство планомерного, систематического опробования лигнитоносных пород на полную мощность продуктивной толщи на равновеликих интервалах. Равновеликость интервалов опробования обеспечит возможность сопоставления определений содержания лигнитов во всех пробах, которые будут отобраны из горной массы одной залежи и месторождения в целом. Средняя мощность залежи вычисляется методом среднего арифметического.

Объемный вес горной массы залежей зависит от объемных соотношений между лигнитами и породой. Как было показано выше, он рассчитывается для каждого интервала опробования по приведенной выше формуле. Последняя после подстановки в нее средних значений объемных весов лигнитов и породы (соответственно 1,2 и 2,3 г/см³) преобразуется:

$$\gamma_{\text{ГМ}} = 2,3 - \frac{2,76 \times C_{\text{л}}}{1,1 + 1,2 \times C_{\text{л}}},$$

где $C_{\text{л}}$ — весовое содержание лигнитов в породах данного интервала, выраженное в долях единицы.

Формула в процессе работ подлежит уточнению путем определения объемных весов лигнита и породы в пределах отдельных залежей в условиях конкретного месторождения. Для каждой залежи германиеносных лигнитов рассчитывается среднеарифметическое значение объемного веса горной массы.

Рабочую влажность германиеносных лигнитов рекомендуется определять в штафах, покрытых парафином, по общепринятой методике.

Запасы горной массы вычисляются по формуле:

$$Q_{\text{ГМ}} = m_{\text{ср}} \times s \times \gamma_{\text{ГМ ср}},$$

где $Q_{\text{ГМ}}$ — запасы горной массы залежи (в тыс. т);

s — горизонтальная подсчетная площадь залежи (в тыс. м²);

$m_{\text{ср}}$ — средняя мощность залежи (в м);

$\gamma_{\text{ГМ ср}}$ — средний объемный вес горной массы залежи (в т/м³).

Запасы лигнитов в залежи рассчитываются по формуле:

$$Q_{л} = Q_{гм} \times \frac{C_{л,ср.}}{100},$$

где $Q_{л}$ - запасы лигнитов в залежи (в т);

$C_{л,ср.}$ - среднее весовое содержание лигнитов в залежи (в %);

$Q_{гм}$ - запасы горной массы залежи (в тыс. т).

Запасы германия в залежах лигнитоносных пород практически нацело сконцентрированы в лигнитизированной древесине. Опытные работы показали, что при оптимальном (для каждого конкретного случая) значении диаметра разделения углефицированного органического вещества залежи на лигниты и детрит запасами металла, сосредоточенными в последнем, можно пренебречь. Следовательно, запасы германия в горной массе залежи - это запасы германия в лигнитизированной древесине этой залежи. В этом случае расчет можно вести по формуле:

$$P = Q_{л} \times C_{г,ср.}^C \times \frac{100 - W_{л,ср.}^P}{100},$$

где P - запасы германия (в кг);

$Q_{л}$ - запасы лигнитов в залежи (в тыс. т);

$C_{г,ср.}^C$ - среднее содержание германия в сухом лигните (в г/т сухого лигнита);

$W_{л,ср.}^P$ - среднее значение рабочей влажности лигнитов залежи (в %).

Среднее содержание германия в сухом лигните $C_{г,ср.}^C$ вычисляется как среднеарифметическое из результатов химических определений содержания по отдельным пересечениям залежи.

ВЫВОДЫ

1. Образование значительных скоплений германиеносной лигнитизированной древесины в терригенных отложениях возможно только в группе аллювиальных и озерно-аллювиальных фаций.

Условия образования таких залежей сводятся к следующему: время формирования - юра-неоген; благоприятный для произрастания древесной растительности на значительной площади (т.е. гумидный) климат; тектонический режим области лигнитонакопления, способствующий развитию аллювиальных аккумулятивных равнин; нахождение источников поступления германия в лигниты вблизи областей накопления последних.

Формирование залежей германиеносных лигнитов происходит, по крайней мере, в 2 стадии: 1) поступление растворенного в воде герма-

ния в лесные торфяники области сноса, где он "усваивается" гелефицированной древесиной; 2) размыв торфяников, транспортировка германиеносной древесины и ее отложение в той или иной части долины палеопотока.

2. Основными факторами геолого-промышленной оценки значительных скоплений германиеносной древесины являются: среднее содержание германия в лигнитах; величина запасов германия и лигнитов; промышленный тип месторождения; горно-технические условия эксплуатации; капиталовложения на освоение месторождения.

Содержание лигнитов в горной массе определяется весовым методом при рабочей влажности лигнитов и естественной влажности горной массы. При опробовании целесообразно применение как задириковых (шириной 0,25 - 0,5 м), так бороздовых и керновых проб.

Подсчет запасов предполагает необходимость оценки количества: горной массы (руды), германиеносного лигнита (концентрата) и германия.

Оконтуривание залежей германиеносных лигнитов проводится по минимально-промышленной мощности и бортовому содержанию германия в лигнитах.

Литература

- Железнова Н.Г. Количественная оценка степени разложения лигнитов. Изв. Высших учебных заведений. - Геология и разведка, 1964, № 6.
- Жемчужников Ю.А., Гинзбург А.И. Основы петрологии углей. - Изд-во АН СССР, 1960.
- Иванов Г.А. Угленосные формации. Изд-во "Наука", 1967.
- Крашенинников Г.Ф. Условия накопления угленосных формаций СССР. Изд-во МГУ, 1957.
- Наливкин Д.В. Учение о фациях. Госгеотехиздат, 1955.
- Рухин Л.Б. Основы литологии. Изд-во АН СССР, 1961.
- Шанцер Е.В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. - Труды ГИН АН СССР, 1951, вып. 135, серия геол. (№ 55).
- Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. - Труды ГИН АН СССР, 1966, вып. 161.
- Юдович Я.Э. Вопросы геохимии угольных включений (на примере Прикутского района Ленского угленосного бассейна). - Литология и полезные ископаемые, 1968, № 5.

Работами С.А. Гордон (1959), С.М. Манской (1965), В.М. Ратынского (1967), М.Я. Шпирта (1967) и других исследователей убедительно доказана прочная связь германия, находящегося в ископаемых углях, с органическим веществом. Органическое вещество в процессе естественного окисления углей претерпевает глубокие изменения, что не может не сказаться на прочности связи германия с углем и должно привести к перераспределению содержаний германия в зонах окисления угольных пластов. Выяснение основных закономерностей этого процесса необходимо для оценки представительности опробования углей на германий в естественных обнажениях, так как при проведении поисковых работ на германий угольные пласты опробуются, как правило, непосредственно у выхода на поверхность, после проходки расчисток и канав максимальной глубиной 2,0–2,5 м, т.е. заведомо в зоне окисления.

Немногочисленные сведения по этому вопросу противоречивы. Так, в работах С.М. Рябченко (1962), М.А. Менковского и др. (1963) имеются сведения о выносе германия из окисленных углей. А.Б. Травин (1957), А.И. Хрисанфова и др. (1966) отмечают, что наряду с выносом германия из верхних частей зон окисления происходит обогащение германием слабоокисленных углей у нижних границ зон. В работах американских исследователей (С. Branson, 1967 и Р. Zubovic, 1966) приведены данные о повышенных содержаниях германия в сильноокисленных углях по сравнению с неокисленными.

Противоречивость сведений объясняется тем, что во всех без исключения работах рассмотрены частные случаи без учета геологических условий, гидрогеологической обстановки, климата и других факторов, обуславливающих разнообразие процессов, проходящих в зонах окисления угольных пластов. Кроме того, в некоторых работах допущена методическая ошибка: при сравнении содержаний германия в неокисленных и окисленных углях содержания принимались в расчете на золу. Подавляющая же часть германия связана с органической составляющей углей. Содержание германия в расчете на золу дается лабораториями, так как в процессе спектрального анализа уголь предварительно озоляется. При оценке германиеносности углей необходимо полученные результаты пересчитывать на органическую массу. Соблюдение этого принципа при оценке германиеносности углей в зонах окисления угольных пластов особенно важно. В верхних частях зон окисления зольность углей резко

возрастает и содержание германия в расчете на явно чуждую ему золу не будет отражать истинную картину. Больше того, разубоживание небольших содержаний германия зольными компонентами может привести к выходу содержаний за пределы чувствительности спектрального и даже химического анализов, что создает мнимую картину полного выноса германия из верхних частей зон окисления угольных пластов.

Для решения поставленной задачи были опробованы зоны окисления германиеносных углей нескольких месторождений Советского Союза, различных по степени углефикации, геологическим и гидрогеологическим особенностям. К сожалению, все объекты исследования расположены в районах только с гумидным климатом.

В большинстве случаев мощность опробованных угольных пластов составляла 5 м и более. Существующие горные выработки, вскрывающие зоны окисления пластов, не позволяли опробовать пласты на полную мощность. Для опробования в разрезе пласта выбирались четко фиксируемые пропластки мощностью 0,3–0,5 м, прослеживаемые на всю глубину зоны окисления. По макропризнакам окисленности углей, предложенным И.В. Ереминьым (изменение крепости и блеска угля, наличие и цвет гидроокислов железа и др.), зоны окисления расчленились на три части: верхнюю – с признаками максимальной окисленности углей, среднюю – с признаками значительной окисленности и нижнюю – с признаками незначительной окисленности. Из выделенного пропластка с разных глубин отбиралась серия бороздовых проб сечением 5 × 10 см с таким расчетом, чтобы каждая часть зоны окисления, так же как и неокисленный уголь, были охарактеризованы несколькими пробами. При опробовании зон окисления в каждом конкретном случае отбирались серии проб по 2–4 пропласткам, в результате чего каждая часть зоны окисления охарактеризована 8–15 пробами.

В отобранных пробах химическим методом определено содержание германия, результаты анализов пересчитаны на органическую массу углей. Степень окисленности каменных углей определена в соответствии с ГОСТ 8930–58. За показатели окисленности бурых углей принималось изменение теплоты сгорания и выхода гуминовых кислот. Степень окисленности (сО) и степень ассоциированности (сА) как каменных, так и бурых углей определена также пересчетом результатов элементарного анализа по методике, предложенной В.С. Веселовским (1964):

$$cO = \frac{2/16 O - H + 3/14 N + 2/32 S}{4/12 C} ;$$

$$cA = \frac{4/12 C - H - 2/16 O - 3/14 N - 2/32 S}{4/12 C} .$$

В связи с неравномерностью окисления углей и разным содержанием окисленного угля (ОК^П) в пробах, отобранных из одной и той же части зоны окисления, углехимические показатели варьируют в довольно широких пределах. В табл. 1 и 2 показатели, характеризующие каждую часть зон окисления угольных пластов, усреднены. В числителе приведены пределы колебания параметров, в знаменателе – их средние значения.

На месторождении № 1 опробована зона окисления пласта бурых углей (Б₃). Пласт мощностью 5,5 м имеет простое строение. Обнажается на водоразделе двух ручьев, погружаясь под углом 55°. Сложен он полублестящим тонко линзовиднополосчатым углем, крепким, вязким, с полураковистым изломом. Уголь опробованного пропластка состоит на 92–94% из микрокомпонентов группы витринита, преимущественно – теловитринита; микрокомпоненты группы семинита в угле практически отсутствуют: фюзинит присутствует в “следах” в виде отдельных склеивающихся; лейптинит, представленный кутинитом, спорополинитом и резинитом, составляет 4–5,5%; из минеральных включений в угле наблюдаются глинистые образования, реже карбонаты. W^a = 10–11%, V^Г = 37–41%, Q_Г^Г = 7000–7200 кал/г.

В верхней части зоны окисления (до глубины 0,4 м) уголь разрушен до мелких изометричных обломков, матовый, слабый. Обломки сцементированы глинистым материалом. В средней части (до глубины 1,2 м) уголь разбит частыми, беспорядочными, зияющими экзогенными трещинами. Зонально меняет блеск от полуматового, матового у трещин до полублестящего в центре обломков. Трещины выполнены глинистым материалом, окрашенным гидроокислами железа в красно-бурый цвет. В нижней части зоны окисления (до глубины 3,5 м) уголь разбит лишь тремя основными системами эндогенных трещин. Вдоль трещин наблюдаются маломощные каемки потускневшего угля. Уголь очень крепкий. По трещинам наблюдаются густые красно-бурые натечки гидроокислов железа. На глубине 5 м и более из макропризнаков окисленности углей наблюдается лишь присутствие по трещинам бурых пленок гидроокислов железа. Однако стабилизация на этой глубине всех основных углехимических показателей позволяет считать уголь практически неокисленным (см. табл. 1).

На месторождении № 2 опробована зона окисления пласта бурого угля (Б₃), обнажающегося в верхней части пологого склона речной долины. Пласт мощностью 15,5 м имеет сложное строение и падает под углом 35° в сторону русла реки. Уголь, слагающий опробованный пропласток, тонколинзовидно-полосчатый, реже штриховатый, плотный, крепкий, с неровным угловатым изломом. По петрографическому составу аналогичен углю месторождения № 1, но по сравнению с ним более углефицирован. W^a = 6–8%; V^Г = 38–42%; Q_Г^Г – до 7450 кал/г.

Макропризнаки окисленности углей, свойственные верхней части зоны окисления, прослеживаются до глубины 2 м, средней – 5–5,5 м; нижней – 14–15 м. Глубже 15 м уголь практически не окислен (см. табл. 1).

На месторождении № 3 опробована зона окисления пласта бурого угля (Б₃), созданная очагом пожара. Объект представляет интерес тем, что выход пласта на поверхность наблюдается на склоне и зона окисления германиеносных углей интенсивно промывается стекающими по склону водами поверхностного потока. Уголь, слагающий пласт, по петрографическому составу близок к углю месторождения № 1. W^a – до 11,5%; V^Г – до 41,8%; Q_Г^Г – до 7950 кал/г.

Углехимическая характеристика зоны окисления углей и изменение содержания в окисленных углях германия приведены в табл. 1.

Таблица 1

Распределение содержаний германия в зонах окисления бурогольных пластов

Часть зоны окисления	Глубина в м	Колич. проб	А ^с в %	Q ₈ ^г , кал/г	Гуминовые кислоты в %	Степень окисленности (сО)	Степень ассоцированности (сА)	Содержание германия	
								усл. ед/т золы	усл. ед/т орг. массы
Месторождение 1									
Верхняя	0,3-0,4	10	<u>4,95-18,55</u> 8,09	<u>6064-6891</u> 6645	<u>10,45-64,51</u> 25,78	-0,036	0,685	<u>650-767</u> 689	<u>22-125</u> 68
Средняя	1,0-1,2	14	<u>2,38-8,18</u> 3,98	<u>8200-6967</u> 6796	<u>8,61-51,81</u> 18,66	-0,054	0,683	<u>484-1154</u> 756	<u>12-88</u> 28
Нижняя	3,0-3,5	11	<u>1,48-5,81</u> 3,36	<u>6746-7084</u> 6964	<u>6,58-23,99</u> 10,10	-0,072	0,687	<u>145-545</u> 370	<u>6-24</u> 13
Неокисленный уголь	3,5	14	<u>1,53-5,31</u> 3,09	<u>6840-7214</u> 7044	<u>6,34-11,06</u> 7,19	-0,073	0,686	<u>110-392</u> 334	<u>5-20</u> 11
Месторождение 2									
Верхняя	1,8-2,0	14	<u>28,52-33,61</u> 31,06	<u>1 определе- ние</u> 5480	<u>1 определе- ние</u> 65,72	+0,012	0,615	<u>12-16</u> 14	<u>4-7</u> 6
Средняя	5,0-5,5	10	<u>23,93-31,51</u> 29,14	<u>7123-7210</u> 7170	<u>6,05-10,93</u> 8,56	-0,099	0,671	<u>6-46</u> 22	<u>3-14</u> 9
Нижняя	14,0-15,0	11	<u>13,74-21,74</u> 19,06	<u>7317-7446</u> 7360	<u>0,56-3,48</u> 1,67	-0,110	0,680	<u>9-28</u> 23	<u>3-8</u> 5
Неокисленный уголь	>15,0	11	<u>18,91-23,63</u> 21,26	<u>7385-7528</u> 7450	<u>1,07-1,25</u> 1,16	-0,119	0,676	<u>8-16</u> 12	<u>2-5</u> 4
Месторождение 3									
Верхняя	-	3	<u>5,22-11,30</u> 7,30	<u>7181-7574</u> 7407	<u>0,33-0,77</u> 0,55	-0,097	0,692	<u>722-756</u> 736	<u>43-93</u> 68
Средняя	-	3	<u>7,91-8,90</u> 8,23	<u>7636-7833</u> 7766	<u>0,57-0,63</u> 0,66	-0,117	0,722	<u>750-1132</u> 943	<u>63-96</u> 85
Нижняя	-	3	<u>4,49-11,69</u> 7,14	<u>7908-7932</u> 7922	<u>1 определе- ние</u> 0,42	-0,122	0,735	<u>582-2271</u> 1482	<u>77-108</u> 91

Таблица 2

Распределение содержания германия в зонах окисления каменноугольных пластов

Часть зоны окисления	Глубина в м	Колич. проб	A ^c в %	W ^{ги} в %	Q ^л в кал/г	OK ^п в %	Степень окисленности (сО)	Степень ассоциированности (сА)	Содержание германия	
									усл.ед/т золь	усл.ед/т орг. массы
Месторождение 4 (Г ₆)										
Верхняя	3,8-4,8	8	<u>9,43-12,97</u> 10,61	<u>10,30-12,14</u> 11,02	<u>3642-4004</u> 3868	100	-0,027	0,676	<u>30-52</u> 39	<u>4,3-6,7</u> 4,6
Средняя	10,4-10,8	16	<u>5,80-10,43</u> 8,24	<u>7,75-9,76</u> 9,38	<u>4009-6076</u> 4959	70	-0,071	0,679	<u>49-86</u> 66	<u>4,3-6,5</u> 5,8
Нижняя	14,0-15,4	14	<u>2,31-6,92</u> 4,36	<u>6,18-7,10</u> 6,73	<u>5980-6719</u> 6334	23	-0,100	0,702	<u>104-178</u> 129	<u>4,1-6,4</u> 5,6
Неокисленный уголь	>15,4	12	<u>2,80-4,74</u> 4,14	<u>4,35-5,05</u> 4,68	<u>7586-7960</u> 7815	0	-0,125	0,705	<u>116-292</u> 170	<u>5,1-13,5</u> 6,9
Месторождение 5 (ГЖ)										
Верхняя	3,2-3,5	10	<u>8,10-24,70</u> 15,82	<u>13,40-16,11</u> 14,22	<u>2789-4333</u> 3402	96	+0,010	0,710	<u>14-33</u> 23	<u>3,0-4,6</u> 4,3
Средняя	5,2-5,7	7	<u>4,30-22,50</u> 11,30	<u>6,67-11,00</u> 8,83	<u>5210-5267</u> 5238	44	-0,065	0,777	<u>12-58</u> 35	<u>2,1-4,2</u> 3,6
Нижняя	7,7-8,5	11	<u>2,50-5,20</u> 3,48	<u>3,25-6,50</u> 4,23	<u>7000-8706</u> 8056	11	-0,115	0,775	<u>42-66</u> 58	<u>2,0-2,1</u> 2,1
Неокисленный уголь	>8,5	13	<u>2,85-3,15</u> 3,10	<u>2,50-2</u> 2,53	<u>8840-8880</u> 8860	0	-0,143	0,775	<u>63-65</u> 65	<u>2,1-2,2</u> 2,2
Месторождение 6 (К10)										
Верхняя	3,5-4,0	12	<u>10,00-14,40</u> 11,57	<u>8,00-12,30</u> 10,30	<u>3891-7941</u> 5367	97	-0,042	0,772	<u>13-15</u> 14	<u>1,5-2,5</u> 1,9
Нижняя	18,5-21,5	11	<u>2,30-6,20</u> 3,32	<u>1,69-5,47</u> 3,03	<u>7006-14640</u> 10491	9	-0,116	0,814	<u>24-55</u> 33	<u>0,6-1,6</u> 1,2
Неокисленный уголь	>21,5	11	<u>2,70-7,70</u> 3,62	<u>1,23-1,65</u> 1,54	<u>10569-11587</u> 10882	0	-0,136	0,817	<u>20-38</u> 36	<u>1,0-2,6</u> 1,4
Месторождение 7 (Д)										
Верхняя	1,5-2,5	2	6,63	12,69	3468	99	-0,007	0,746	16	1,0
Средняя	7,8-8,0	2	2,14	10,20	5558	57	-0,038	0,722	32	0,7
Нижняя	15,0-16,0	1	1,26	6,63	6700	2	-0,105	0,737	119	1,5
Неокисленный уголь	>16,0	2	0,92	6,90	6247	0	-0,102	0,740	177	1,6

На месторождении № 4 опробована зона окисления горизонтально-залегающего пласта каменного угля (Γ_6), обнажающегося в пониженных участках слабохолмистого рельефа местности. Пласт мощностью 15 м имеет сложное строение. Опробованные пропластки сложены блестящим однородным, слегка штриховатым углем, плотным и крепким, с полураковистым изломом. На 92-96% уголь состоит из микрокомпонентов группы витринита, в основном коллинита. W^a - 2-5%, V^{Γ} - 43-46%, Q_{σ}^{Γ} - до 8000 кал/г.

В верхней части зоны окисления (до глубины 3,8-4,8 м) уголь полностью разрушен до сажистой массы, содержащей мелкие обломки матового слабого угля. В средней части зоны (до глубины 10,4-10,8 м) уголь разбит частыми беспорядочными экзогенными трещинами, матовый, слабый. В центральных частях отдельных обломков он полублестящий, более крепкий. По трещинам наблюдаются бурые натёки гидроокислов железа, с глубиной приобретающие красно-бурый цвет. В нижней части зоны (до глубины 14 - 15,4 м) уголь разбит лишь основными системами эндогенных трещин. Уголь крепкий. Вдоль трещин наблюдается потускнение угля тонкой каймой. Гидроокислы железа присутствуют по трещинам в виде светло-бурых пленок. На глубине 16-21 м уголь не окислен. По трещинам присутствуют агрегаты мелких кристаллов пирита.

На месторождении № 5 опробована зона окисления вертикальнопадающего пласта каменного угля (Γ_5), обнажающегося на невысоком водоразделе. Пласт мощностью 3,5 м имеет простое строение и сложен полублестящим полосчатым углем. Уголь опробованных пропластков состоит на 59-62% из микрокомпонентов группы витринита, на 17-19% - семивитринита и на 18-24% - семифюзинита и фюзинита. Лейптинит присутствует в "следах". Минеральные включения, представленные в основном глинистыми образованиями, составляют 2-3%. W^a - 2-3%, V^{Γ} - 33-35%, Q_{σ}^{Γ} - 8450 кал/г.

По макропризнакам окисленности углей внутри зоны окисления выделяются три характерные части: верхняя - до глубины 3,2 - 3,5 м, средняя - 5,2 - 5,7 м и нижняя - 7,7 - 8,5 м. На глубине 9-16 м уголь не окислен.

На месторождении № 6 опробована зона окисления крутопадающего ($\angle 60^\circ$) пласта каменного угля (К 10), вскрытая карьером в верхней части пологого склона. Пласт имеет мощность 4,8 м, простое строение и сложен полублестящим полосчатым углем, состоящим на 71-73% из микрокомпонентов группы витринита, на 15-17% - семивитринита и на 8-10% - семифюзинита и фюзинита. W^a - 0,8-1,0%; V^{Γ} - 23-24%, Q_{σ}^{Γ} - 8600-8700 кал/г.

Внутри зоны окисления выделены: верхняя часть - до глубины 3,5-4 м, средняя - до глубины 12,5 м и нижняя. На глубине 21,5 м уголь не окислен. Из-за неблагоприятного состояния горных работ в карьере среднюю часть зоны окисления опробовать не удалось.

На месторождении № 7 опробована зона окисления пласта каменного угля (Д). Пласт обнажается в пологом склоне, простираясь вкrest склона и падая под углом 18° . Мощность пласта 2,1 м. Зона окисления пласта опробована по штольне, устье которой расположено в нижней

части склона. Пласт имеет простое строение и сложен полублестящим полосчатым углем, состоящим на 71-75% из микрокомпонентов группы витринита, на 10-11% - семивитринита, на 7-10% - семифузинита и на 3-5% - лейптинита. W^a - 5,5%; V^r - 37-38%; Q_{σ}^r - 7250-7350 кал/г.

Углекислотная характеристика зон окисления каменных углей и изменение содержания германия в окисленных углях всех частей зон окисления приведены в табл. 2.

Характер распределения германия в зонах окисления угольных месторождений различен (см. табл. 1,2). На нескольких, как буроголовых так и каменноугольных месторождениях (№№ 1,2,5,6), наблюдается увеличение содержания германия в сильноокисленных углях у выхода пластов на поверхность. В сильноокисленных бурых углях (месторождение № 1) наблюдается 4-6-кратное увеличение содержания германия, в каменных (месторождение № 5) - 1,5-2-кратное. На других месторождениях (№№ 3, 4, 7) наблюдается уменьшение содержания германия в сильноокисленных углях.

Основной отличительной чертой этих двух групп месторождений являются условия обводненности зон окисления угольных пластов. Зоны окисления пластов первой группы месторождения были опробованы на возвышенных участках рельефа местности, водоразделах и верхних частях пологих склонов, где обводненность зон окисления угольных пластов создается исключительно за счет инфильтрации в пласт атмосферных осадков. Зоны окисления угольных пластов второй группы месторождений опробованы в пониженных участках рельефа местности, где выходы пластов на поверхность являются областью разгрузки пластово-трещинных вод. Через верхние части зон окисления угольных пластов в этих случаях фильтруются также воды открытых грунтовых склоновых потоков.

Воды, фильтрующиеся через зону окисления угольного пласта, являются и растворителем образующихся подвижных соединений германия и средой их миграции. Интенсивность водообмена в пласте определяет реальную растворимость образующихся подвижных соединений, а направление движения вод - направление миграции. Режим вод в зонах окисления угольных пластов определяет либо вынос германия, либо миграцию образовавшихся подвижных соединений в глубь зоны и обогащение германием окисленных углей.

В случае выноса германия из зон окисления пластов каменных углей значительное уменьшение содержания отмечается в средних частях зон и еще большее в верхних. В нижних частях зон окисления, несмотря на изменение основных углекислотных показателей перераспределения содержания германия в углях не наблюдается. В зонах окисления бурых углей значительное уменьшение содержания германия отмечается лишь в сильноокисленных углях.

Видимо, на начальной стадии окисления не происходит ослабления связи германия с макромолекулой углей. Существенного ослабления связей не происходит и при образовании в процессе окисления углей высокомолекулярных соединений типа гуминовых кислот. Основная часть германия переходит в водорастворимую форму при образовании более низкомолекулярных органических соединений типа фульвокислот или

вместе с ними. Образование таких соединений в каменных углях происходит на более ранних стадиях окисления, чем в бурых (Кухаренко, 1960).

В случае миграции образовавшихся подвижных соединений германия в пласт происходит обогащение германием окисленных углей, причем в большинстве случаев максимальное обогащение наблюдается в верхних частях зон окисления. В окисленных бурых углях обогащение германием находится в прямой зависимости от содержания гуминовых кислот, в тех случаях, если степень ассоциированности угля остается постоянной (месторождение №1). При уменьшении степени ассоциированности окисленных бурых углей, что можно рассматривать как результат образования более низкомолекулярных соединений, чем гуминовые кислоты, наблюдается и уменьшение кратности обогащения германием (месторождение №2).

Этот факт позволяет предположить, что в окисленных бурых углях германий сорбируется гуминовыми кислотами.

С целью выяснения прочности новообразованных связей германия с окисленными углями проведены многоступенчатые водные вытяжки (рис. 1). В эксперимент были включены две серии проб углей, отобранных с разных глубин в зонах окисления бурогоугольного пласта (месторождению № 1 на рис. 1 соответствуют а и б) и каменноугольного (месторождению № 5 на рис. 1 соответствуют в и г). В сильно окисленном буром угле имелось 6-кратное обогащение германием, в каменном - 1,5-кратное. При проведении вытяжек 5 мг угля раздробленного до фракции $>0,1$ мм помещалось в колбу с обратным холодильником и кипятилось в 0,5 л воды в течение 2 часов, после чего раствор тщательно фильтровался через плотный полотняный фильтр. В фильтрате определялось содержание германия.

После 7 последовательных водных вытяжек неокисленные и слабоокисленные бурые угли потеряли 23-25% германия, в то время как сильноокисленные - лишь 15-16% (рис. 1, б). Причем - 6-кратное обогащение германием сильноокисленных углей сохранилось (рис. 1, а). Видимо, новообразованные связи германия с продуктами окисления бурых углей по прочности не только не уступают первичным, но и превосходят их. Из сильноокисленных каменных углей при равных условиях эксперимента в раствор ушло 98% германия, в то время как из неокисленных - 20-27% (рис. 1, г). Это привело к почти полному выносу германия из сильноокисленных каменных углей, в которых ранее наблюдалось 1,5-кратное обогащение (рис. 1, в).

Проведенный эксперимент позволяет сделать вывод, что новообразованные связи германия с продуктами окисления бурых углей - гуминовыми кислотами имеют химическую природу. Новообразованная связь германия с окисленными каменными углями менее прочна. Видимо, значительная часть германия, находящегося в сильноокисленных каменных углях, адсорбирована органическим веществом. Обогащение углей верхних частей зон окисления германием возможно благодаря отсутствию достаточного водообмена.

Изложенные выше сведения о распределении германия в зонах окисления угольных пластов и о прочности новообразованных связей герма-

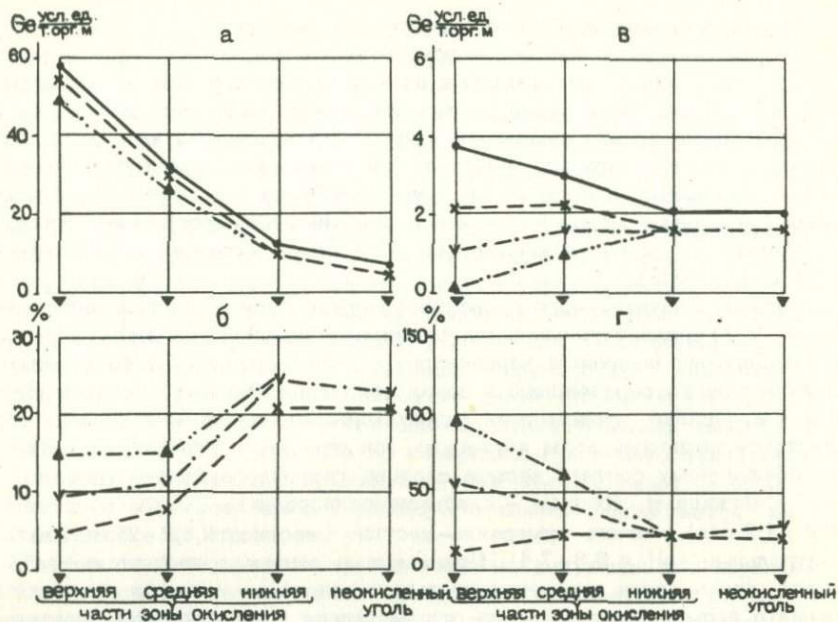


Рис. 1. Результаты последовательных водных вытяжек германия из углей различной степени окисленности

а, в - изменение абсолютных значений содержания германия; б, г - количество германия, перешедшего в раствор в % к первоначальному содержанию; 1 - в исходном угле, 2 - после 1 вытяжки, 3 - после 3 вытяжки, 4 - после 7 вытяжки

ния с окисленными углями позволяют выделить некоторые факторы, определяющие основные закономерности процесса.

Поведение германия при окислении углей определяется степенью подвижности образующихся соединений, активностью среды выщелачивания и миграции этих соединений, а также способностью окисленных углей сорбировать соединения германия.

Подвижность образующихся при окислении углей соединений германия, так же как и сорбционная способность окисленных углей, определяется степенью их окисленности и углефикации. Под активностью среды выщелачивания и миграции образующихся соединений подразумевается наличие контактирующих с окисленным углем растворов, интенсивность их циркуляции и химический состав. При окислении углей в естественных условиях в пласте активность среды выщелачивания будет обусловлена гидрогеологическими особенностями зон окисления угольных пластов и химическим составом фильтрующихся вод.

Таким образом, к основным факторам, обуславливающим распределение германия в зонах окисления угольных пластов, следует отнести:

- 1) степень окисленности углей у выхода пластов на поверхность;
- 2) степень углефикации;

3) гидрогеологические особенности зон окисления;

4) химический состав вод в зоне окисления.

Влияние первых трех факторов на ход процесса в общих чертах рассмотрено выше. Химический состав вод в зоне окисления угольных пластов также должен оказывать существенное влияние на степень подвижности образующихся в процессе окисления углей соединений германия. Установлено, что щелочные воды (рН 9) по сравнению с нейтральными оказывают менее интенсивное действие при экстракции германия из окисленных углей, а кислые (рН 5) — более интенсивное (Менковский и др., 1963).

Наличие значительного сульфидного оруденения в углях (месторождение № 3) создает условия для формирования кислых вод. Наличие в углях больших количеств карбонатов (месторождения № 5, 6) должно способствовать образованию в зонах окисления угольных пластов щелочных вод. Однако проведенные гидрохимические анализы показали, что пластово-трещинные воды изученных зон окисления угольных пластов по химическому составу весьма сходны: гидрокарбонатно-натриевые или — магниевые, пресные — слабоминерализованные (сухой остаток 0,35 — 1,2 г/л), мягкие — умеренно-жесткие (жесткость 5,2 — 25 мг/экв/л), нейтральные (рН = 6,8 — 7,4). Приведенные данные позволяют сделать вывод, что в зонах окисления угольных пластов в условиях гумидного климата формируются воды, не отличающиеся по химическому составу от вод, характерных для верхних частей зоны гипергенеза в целом — гидрокарбонатные, пресные, нейтральные. Таким образом, химический состав вод зон окисления угольных пластов, видимо, нельзя считать основным фактором, определяющим характер распределения германия.

Степень окисленности углей у выхода пласта на поверхность, так же как и условия обводненности угольных пластов зон окисления, определяется в основном приуроченностью выхода пласта к определенным формам рельефа местности.

В случае выхода пласта на водоразделе в верхних частях пологих склонов и в положительных формах холмистого слаборасчлененного рельефа, зоны окисления угольных пластов имеют наибольшую мощность и в их строении присутствуют все характерные части. Пласты у выхода на поверхность разрушаются в основном за счет процессов выветривания и окисления, что обуславливает максимальную степень окисленности угля. Режим вод в зонах окисления создается под влиянием инфильтрации в пласт атмосферных осадков. Интенсивность водообмена недостаточна для разрушения даже адсорбционной связи германия с окисленным углем. При полном окислении органического вещества углей до водорастворимых соединений германий мигрирует в пласт и в верхней части зоны окисления сорбируется окисленным углем. Причем в бурых углях наблюдается образование прочных химических связей германия с образовавшимися при окислении углей гуминовыми кислотами. В верхних частях зон окисления каменных углей возможна адсорбция соединений германия окисленными углями. Подобные процессы, видимо, наблюдаются в зонах окисления угольных пластов на месторождениях № 1, 2, 5, 6.

В случае выхода пласта на поверхность в нижних частях пологих склонов и в отрицательных формах холмистого слаборасчлененного рельефа денудация приповерхностных частей пласта обуславливается в основном процессами выветривания и окисления и, в меньшей степени, эрозийными процессами. У выхода пласта на поверхность в большинстве случаев наблюдается максимальная окисленность углей. Обводненность угольных пластов создается здесь за счет поверхностного стока, умеренной разгрузки подземных вод и умеренной инфильтрации атмосферных осадков. В ряде случаев наблюдается разгрузка напорных горизонтов пластово-трещинных вод (месторождение №4). Интенсивность водообмена в зонах окисления при этом значительно выше, чем на водоразделах, что создает лучшие условия для растворения образовавшихся подвижных соединений германия и препятствует адсорбции германия окисленным углем. Направление движения вод обуславливает вынос германия из верхних частей зон окисления угольных пластов. В каменных углях у выхода пласта на поверхность возможно значительное уменьшение содержания германия (более чем в 2 раза), в бурых незначительное (менее чем в 2 раза). Это явление наблюдается на месторождениях №3,4,7.

В случае выхода пласта в крутых склонах, денудация его обуславливается в основном эрозийными процессами и в меньшей степени процессами выветривания и окисления. У выхода пласта на поверхность не наблюдается максимальной окисленности углей. Зона окисления пласта имеет сравнительно небольшую мощность и представлена средней и нижней частями. Условия обводненности в этом случае создаются за счет интенсивного поверхностного стока и разгрузки пластово-трещинных вод, что способствует выносу соединений германия. Однако степень окисленности углей, свойственная средним и нижним частям зон окисления, недостаточна для существенного ослабления связи германия с окисленным углем и растворимость соединений германия невелика. У выхода пласта на поверхность возможно лишь незначительное уменьшение содержания германия в окисленных каменных углях. В окисленных бурых углях содержания германия будут соответствовать содержаниям в неокисленных.

В случае выхода пласта на поверхность в обрывах речных и морских берегов денудация пластов обуславливается в основном эрозийными процессами, которые иногда опережают образование зоны окисления. Окисленность углей недостаточна для образования подвижных соединений германия.

Возвращаясь к вопросу о представительности опробования углей на германий в естественных обнажениях, можно сделать следующие выводы.

1. Опробование следует считать представительным, если в обнажении уголь несет макропризнаки незначительного окисления, свойственные нижним частям зон окисления угольных пластов. Окисленность углей здесь выражается в интенсивном развитии по трещинам гидроокислов железа красно-бурых тонов, в потере блеска лишь у трещин каемкой в 1-2 мм, в незначительной потере крепости (угли довольно легко разламываются лишь по трещинам). В количественном выраже-

Таблица 3

Возможные изменения содержаний германия в углях у выхода на поверхность в зависимости от форм рельефа местности

Формы рельефа	Факторы деструкции угольных пластов	Окисленность углей в обнажении	Условия обводненности зон окисления угольных пластов	Возможные изменения содержаний германия в углях у выхода пластов на поверхность		
				Бурые, плотные угли (Б ₂ -Б ₃)	Каменные угли низкой и средней степени метаморфизма (Д-К)	
Водоразделы	Выветривание	Максимальная	Инфильтрация атмосферных вод	Значительное увеличение (до 4-6 раз)	Незначительное увеличение (в 1,5-2 раза)	
Верхние части						
Пологие склоны	Нижние части	Выветривание, в меньшей мере эрозия	Максимальная - значительная	Поверхностный сток, умеренная инфильтрация атмосферных вод, умеренная разгрузка подземных (грунтовых и артезианских пластово-трещинных вод)	Незначительное уменьшение (менее чем в 2 раза)	Значительное уменьшение (более чем в 2 раза)
Крутые склоны	Эрозия, в меньшей мере выветривание	Значительная - незначительная	Интенсивный поверхностный сток, разгрузка подземных вод	Практически не изменяются	Незначительное уменьшение (менее чем в 2 раза)	
Речные обрывы, Обрывы морских берегов	Эрозия	Незначительная - неокисленный уголь	Разгрузка подземных вод	Практически не изменяются	Практически не изменяются	

нии окисленность углей, подсчитанная петрографическим методом, не превышает 30%.

2. Опробование нельзя считать представительным, если в обнажении уголь характеризуется макропризнаками окисленности, свойственными средней и верхней частям зон окисления угольных пластов. К ним относится прежде всего полная или частичная потеря углями первоначального блеска и крепости. Блестящие и полублестящие, как каменные, так и бурые угли полностью окисляются до матовых "сажистых" или имеют четко выраженное зональное изменение блеска у трещин от блестящих-полублестящих до полуматовых-матовых. Угли имеют меньшую крепость (довольно легко разламываются не только по трещинам). Гидроокислы железа по трещинам либо отсутствуют, либо, присутствуя в небольших количествах, имеют неяркие желто-бурые тона. В количественном выражении окисленность углей достигает 30-100%.

3. В случае вынужденного опробования углей на германий в пределах верхних и средних частей зон окисления, учитывая вышеизложенные основные закономерности распределения германия в зонах окисления угольных пластов, возможно интерпретировать полученные результаты на неокисленный уголь (табл. 3).

Литература

- Васильев П.В. Методические указания по изучению закономерностей распространения германия в углях. Госгеолтехиздат, 1960.
- Веселовский В.С., Алексеева Н.Д. и др. Самовозгорание промышленных материалов. Изд-во "Наука", 1964.
- Гордон С.А., Сапрыкин Ф.Я. Распределение германия и галлия в буром угле. Труды Моск. горн. ин-та, 1959, сб. 27.
- Еремин И.В. Петрографические особенности углей зоны окисления. Труды Лабор. геол. угля АН СССР, 1956, т. 6.
- Кухаренко Т.А. Химия и генезис ископаемых углей. Гостоптехиздат, 1960.
- Манская С.М., Дроздова Т.В., Кравцова Р.П. Формы соединения германия с органическим веществом угля. - Геохимия, 1965, № 2.
- Менковский М.А., Гордон С.А., Казанцева К.И. Некоторые данные о распределении германия в зоне окисления угольного пласта. - Докл. АН СССР, 1963, т. 148, № 4.
- Ратынский В.М., Глушнев С.В. Закономерности распределения ряда металлов в ископаемых углях. - Докл. АН СССР, 1967, т. 177.
- Рябченко С.Н., Алехина В.И., Лисин Д.М. Германий в углях зон выветривания. - Изв. СО АН СССР, 1962, № 7.
- Травин А.Б. О путях накопления германия в углях и некоторые задачи его дальнейших исследований. - Изв. Восточных филиалов АН СССР, 1957, № 1.

- Хрисанфова А.И., Лосев Б.И., Соболева Г.Н. Распределение германия в зоне окисления твердых горючих ископаемых. - Труды ИГИ, 1966, т. 23, № 1.
- Шпирт М.Я., Сендульская Т.И. Изучение механизма сорбции германия гуминовыми кислотами. - Химия твердого топлива, 1967, № 3.
- Branson C. Trace elements in Oklahoma coals. - "Okla. Geol. Notes," 1967, v. 27, N 7.
- Zubovic P. Minor elements distribution in coal samples of Interior coal province. - "Coal Sci." - Amer. Chem. Soc., 1966.

*Ю.П. Костин,
В.М. Витовтова,
И.Г. Шарова*

СОВРЕМЕННОЕ ГЕРМАНИЕВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ТОРФЯНИКОВ, ОБРАЗУЮЩИХСЯ В РАЙОНАХ РАЗВИТИЯ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

Процессы накопления в ископаемых углях германия мало изучены. В настоящее время все большее признание получает точка зрения, согласно которой основное количество германия поступает в угли на стадии торфообразования с водными растворами. В.М. Ратынский (1966), А.З. Широков и С.М. Седенко (1967) полагают, что уникальные концентрации германия образуются в случае поступления в торфяники термальных вод, связанных с вулканической деятельностью. Однако прямых доказательств наличия этих процессов не имеется.

В термальных источниках Камчатки известны содержания германия в 25 γ /л (Муликовская, Толстихин, 1958), а в некоторых источниках Японии до 32 γ /л (Икэда, 1956). Если учитывать, что средние содержания германия в речной и морской водах составляют соответственно 0,03 и 0,05 γ /л, то приведенные содержания германия в термальных водах превышают их в 500 и более раз. Это соотношение характерно и для содержаний германия в углях уникальных месторождений по сравнению со средними содержаниями германия в углях месторождений и бассейнов Союза.

Однозначность приведенных соотношений можно рассматривать как одно из косвенных доказательств образования высокогерманиеносных углей в случае поступления в торфяники термальных вод, богатых германием. Возможность образования при этом прочных германий-органических соединений не вызывает сомнений, так как уже на первых стадиях разложения растительного материала в восстановительных условиях образуются органические соединения типа гуминовых кислот. Гуминовые кислоты по данным М.Я. Шпирта и Т.И. Сендульской (1967) активно сорбируют германий главным образом путем образования химических очень прочных комплексных соединений.

Разгружаясь в условиях низинного рельефа, сильноминерализованные термальные воды в ряде случаев, как это видно в настоящее время на примерах вулканических областей, питают торфяные болота. Следует учитывать, что среда торфяного болота является резким геохимическим барьером. Это доказывают работы, проведенные авторами на о. Кунашире (Большая Курильская гряда), на заболоченных берегах кальдерного озера вулкана Головина. Воды озера кислые (рН = 2,6), однако непосредственно у границы зарослей осоки концентрация водородных ионов резко меняется (рН = 5,6) и в водах топких берегов становится

нормальной для торфяных болот ($pH=6,4$). Болото покрыто толстой пленкой коагулировавших гидроокислов железа. Несмотря на то, что концентрация германия в водах озера невелика ($< 0,2 \gamma / л$), в растениях и гумусовой массе, которую еще нельзя назвать торфяником, обнаружены значительные концентрации германия, не свойственные растениям и торфам невулканических областей. Так, содержания германия (в г/т орг. массы) следующие: зеленые мхи - 0,8-0,9; осока - 1,6; курильский бамбук - 0,8; камыш - 0,9; дерновой слой - 1,0-3,4; гумусовая масса - 2,8-3,8.

Степень разложения растительных остатков, определенная визуально, невелика. Торфяная масса состоит в основном из негумифицированных растительных остатков, практически неуплотненных. По мере увеличения содержания бесструктурной массы (гуминовых веществ) увеличивается и содержание германия. На этом основании можно предположить, что по мере дальнейшего разложения растительных остатков, уплотнения и дегидратации торфяной массы, содержание в ней германия будет увеличиваться. Однако относительно небольшое содержание германия в питающих торфяник водах ставит под сомнение возможность образования в дальнейшем уникально высоких концентраций германия, характерных для ряда угольных месторождений.

Высокие концентрации германия (25 и более $\gamma / л$) отмечаются в термальных водах трещинных зон. В трещинных зонах тектонических нарушений в условиях аномального геотермического режима происходит смешивание поверхностных и глубинных вод, растворение газов глубинных эманаций, идут сложные физико-химические процессы формирования термальных вод. Термальные трещинные воды разгружаются обычно в виде источников.

На площади Налычевской депрессии (п-ов Камчатка) наблюдается несколько групп термальных источников. Воды имеют трещинный характер. Значительные площади депрессии заболочены. Авторами опробованы торфяники, образующиеся в районе источника Котел. Здесь в правой части долины небольшого ручья мощность торфяников достигает 2-3 м. Левым берегом ручья является невысокая плоская стратопостройка источника Котел, центральный грифон которого расположен в 50 м от берега. Вдоль русла наблюдаются мелкие горячие источники, часть из которых разгружается непосредственно в образующиеся торфяники.

Торфяное болото имеет незначительную площадь (50 X 150 м), нетопкое, поросло осокой, хвощем, зелеными мхами, а в более сухих местах - вейником и шеломанником. Один из источников, дебитом 0,1-0,2 л/сек, расположен непосредственно на поверхности торфяника. Пройденная расчистка показала, что узкий канал источника пронизывает всю многослойную торфяную залежь. От этого источника на запад, в сторону предполагаемой наибольшей изменчивости как мощности торфяной залежи, так и гидротермальной активности, задана линия шурфов с интервалом 6 м. В точке выхода источника разрез торфяника вскрыт скважиной ручного бурения.

Разрезы торфяника по шурфам приведены на рис. 1. Торфяная залежь имеет довольно сложное строение и содержит большое количество прослоев супеси, суглинка и песков. Прослой песков дренируют термаль-

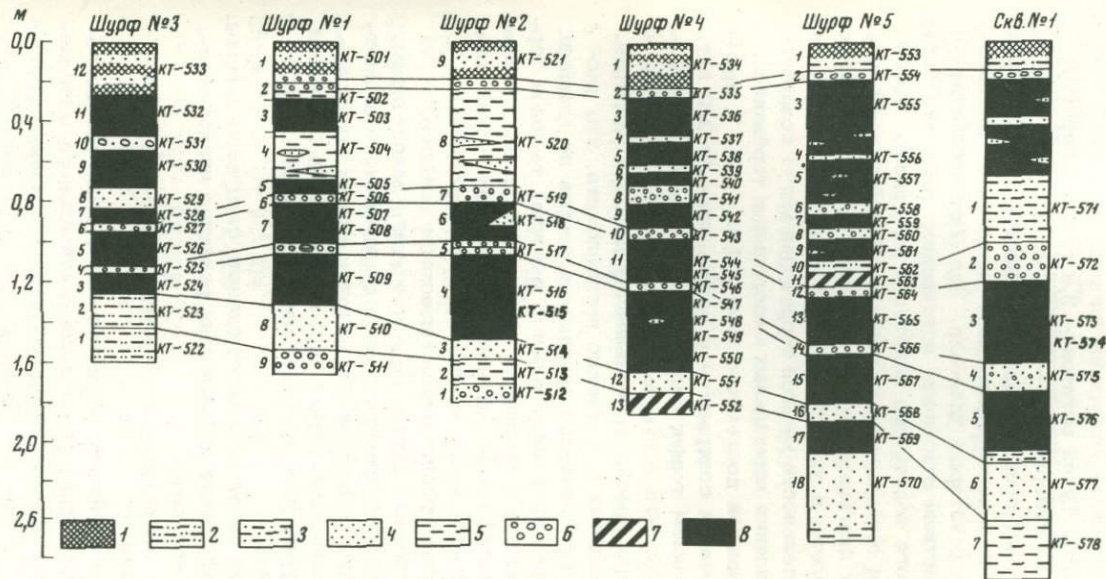


Рис.1. Схема опробования торфяников в районе источника "Котел"

1 - дернина; 2 - супесь, 3 - суглинок, 4 - песок, 5 - глина, 6 - гравий, 7 - торфоподобная масса, 8 - торфяная масса. Цифры слева от колонки указывают номера слоев, справа - номера проб

ные воды. Визуальная степень разложения торфа достаточно велика и составляет в низах залежи 50–60%, в верхах 30–40%. Разрезы торфяной залежи в шурфах опробованы бороздой сечением 5 × 10 см, длина секций не превышала 5–20 см.

Содержание германия в термальных водах источника достаточно велико и составляет 28 γ/л. Воды источника хлоридо-натриевые, жесткие, нейтральные (рН = 6,9). Сухой остаток – 3,8 г/л, температура воды у выхода источника на поверхность – 60°С.

Опробованные торфа имеют очень большую зольность (33–85%) как на участках, расположенных в непосредственной близости от выходов термальных вод, так и на некотором удалении. Это обстоятельство можно объяснить либо участием отложений источников, либо, что более вероятно, наличием большого количества пеплового материала. Пеплы в данном районе являются основным компонентом образующихся почв.

Последующие процессы диагенеза и эпигенеза, вероятно, преобразуют Нальчевскую торфяную залежь в углистые аргиллиты. При полном затухании вулканической деятельности на этой территории могут создаться условия образования накопления нормальных малозольных торфяников.

Германиееносность торфяников достаточно велика (табл. 1). В органической массе торфа германий содержится в количествах до 220 г/т. Наиболее обогащены германием торфа, отобранные из нижних горизонтов залежи и имеющие визуально большую степень разложения. Содержание германия в отдельных прослоях уменьшается по мере удаления от выхода источника термальных вод. Можно предположить, что распределение интенсивности германиевого оруденения торфов по площади имеет концентрический характер с максимумами в точках выходов термальных вод. Сугубо локальное германиевое оруденение углей с максимумами концентраций в одной или нескольких близлежащих точках характерно и для всех известных германий-угольных месторождений.

Процесс сорбции германия органическим веществом торфяников из термальных вод в рассмотренном случае нельзя считать законченным. Видимо, в процессе дальнейшего преобразования органического вещества его сорбционная способность должна возрастать. Можно предположить, что после дегидратации, уплотнения торфов, процессов диагенеза и эпигенеза образуются бурые угли с содержаниями германия в 1000 г/т органической массы и более.

Результаты проведенных работ позволяют сделать следующие выводы.

1. Интенсивное торфонакопление на площадях развития низкотемпературных термальных вод возможно.
2. Низкотемпературные термальные воды могут содержать значительное количество германия.
3. Сорбция германия органическим веществом из водных растворов начинается на самой ранней стадии разложения растительного материала. Сорбционная способность увеличивается по мере увеличения степени разложения торфа.
4. Германиееносность захороненных торфов, образовавшихся в описанных условиях, может быть достаточно высока и достигать промышленных величин.

Таблица 1

Содержание германия в торфах у источника "Котел"

№ горной выработки	№ пробы	А ^с , %	Содержание германия	
			г/т золы	г/т орг. массы
Скв. 1	КТ-576	87,56	31,49	221,81
— " —	КТ-574	75,28	49,15	149,68
— " —	КТ-573	85,12	5,15	29,44
Шурф 5	КТ-569	73,10	56,77	154,28
— " —	КТ-567	73,10	65,77	181,23
— " —	КТ-565	78,88	17,43	65,10
— " —	КТ-563	33,75	203,70	103,78
— " —	КТ-561	79,43	12,60	48,61
— " —	КТ-559	86,05	5,80	35,85
— " —	КТ-557	85,13	2,94	18,02
— " —	КТ-555	69,96	14,29	33,30
Шурф 4	КТ-552	75,28	14,52	44,18
— " —	КТ-549	44,97	20,57	16,81
— " —	КТ-548	47,94	7,16	6,59
— " —	КТ-547	92,30	9,34	119,48
— " —	КТ-545	55,60	17,65	22,09
— " —	КТ-544	45,09	20,52	16,78
— " —	КТ-542	83,11	10,37	51,04
— " —	КТ-540	80,64	12,87	53,62
— " —	КТ-538	75,07	13,83	41,64
— " —	КТ-536	70,19	14,79	34,82
Шурф 2	КТ-516	37,52	27,62	16,63
— " —	КТ-518	77,60	10,47	36,25
Шурф 1	КТ-509	73,65	24,44	68,30
— " —	КТ-508	78,92	16,02	60,83
— " —	КТ-507	60,65	10,60	16,34
— " —	КТ-505	44,10	23,54	18,57
— " —	КТ-503	78,07	11,85	42,18
Шурф 3	КТ-524	82,25	Нет	Нет
— " —	КТ-526	80,10	8,03	32,31
— " —	КТ-528	43,72	25,28	20,44
— " —	КТ-530	83,97	8,93	46,79
— " —	КТ-532	45,12	9,00	7,30

Б. Полученные данные являются подтверждением гипотезы, согласно которой уникальные концентрации германия в углях образуются в случае поступления в торфяники богатых германием термальных вод.

Литература

- Икэда. О германии горючих источников Б. Эппу. - РЖ Мет., 1956, № 9.
- Муликовская Е.П., Толстихин О.Н. О содержании германия в воде некоторых источников Камчатки. - Геохимия, 1958, № 4.
- Поляк Б.Г., Вакин Е.А., Овчинникова Е.Н. Гидрометрические условия вулканического района Камчатки. Изд-во "Наука", 1965.
- Ратынский В.М. О путях поступления германия в ископаемые угли. - Докл. АН СССР, 1966, т. 170, № 5.
- Широков А.З., Седенко С.М. К вопросу о систематизации угольных месторождений по их германиеносности. - В сб. "Геол. и геохимия углей Львовско-Волынского угольного бассейна". Киев, 1967.
- Шпирт М.Я., Сендульская Т.И. Изучение механизма сорбции германия гуминовыми кислотами. - Химия твердого топлива, 1967. № 3.

В настоящее время подготовленность угольных месторождений для обоснования проектирования и капиталовложений в строительство (или реконструкцию) шахт определяется соотношением категорий балансовых запасов угля $\frac{(A + B)}{A + B + C_1}$.

Однако определение необходимого соотношения категорий запасов вызывает большие трудности и до сих пор не имеет научного обоснования.

Изменение соотношения категорий запасов в ту или иную сторону при разведке крупных месторождений угля резко отражается на объемах и стоимости геологоразведочных работ. В связи с этим установление оптимального (т.е. необходимого и достаточного) соотношения категорий запасов имеет большое производственно-экономическое значение.

Принятая в действующей инструкции ГКЗ группировка месторождений по соотношению категорий запасов не обоснована. В инструкции ГКЗ указан только нижний предел процентного соотношения запасов высоких категорий ($A+B$ не менее 50%), подходу формально к инструкции ГКЗ, можно значительно превысить указанные в ней нормативы. Кроме того, данные нормативы не увязаны с масштабом месторождения, с производственной мощностью предприятия и соответственно - с амортизационными сроками горнодобывающих предприятий. Отсутствие строго регламентированных положений в этой области приводит к стремлению детально разведывать все месторождение и к неоправданно большим затратам средств.

Естественно, что при наблюдающемся многообразии угольных месторождений выполнение указанных нормативов по соотношению категорий запасов для отдельных шахтных полей весьма затруднительно. Практика утверждения запасов в ГКЗ свидетельствует о том, что в зависимости от сложности геологического строения месторождений практически достигаемые соотношения категорий запасов колеблются в очень широких пределах от 0 до 95%).

Какое же необходимое и достаточное количество запасов высоких категорий требуется иметь после завершения разведочных работ, чтобы свести к минимуму вероятность экономических потерь?

Считая, что запасы, выявленные по категориям $A+B$, — это запасы, на основе которых можно осуществлять проектирование, вполне логично предположить, чтобы до начала проектирования разведанные запасы высоких категорий обеспечивали намечаемую добычу минимум на срок, необходимый для возврата капиталовложений (с учетом потерь). Это позволит ограничить расходы на детальную разведку, обеспечить предприятие в первый период эксплуатации детально разведанными запасами, гарантирующими возврат капиталовложений.

Таким образом, исходя из вышеприведенного положения к методике определения оптимального соотношения категорий запасов $(A + B) : (A + B + C_1)$ можно подойти следующим образом:

$$Z_n = K_n \times M_n \times C_n, \quad (1)$$

где Z_n — количество запасов высоких категорий $(A + B)$, тыс. тонн;

K_n^0 — суммарный коэффициент потерь угля при добыче, учитывающий все виды потерь как по геологическим, так и по горно-техническим условиям. Определяется путем сопоставления данных эксплуатации и геологоразведочных работ для каждого геолого-промышленного типа месторождения угля отдельно;

M_n — проектная производительность шахты, тыс. тонн угля в год;

C_n^r — расчетный срок возврата капиталовложений в годах.

В формуле (1) величины M_n и K_n^0 , как правило, уже известны перед началом детальной разведки. Наибольшие трудности вызывает определение величины — C_n , от которой в основном и зависит необходимое количество запасов высоких категорий. К определению времени, в течение которого происходит возврат капиталовложений, мы подошли следующим образом.

Возмещение капиталовложений осуществляется как за счет ежегодных амортизационных отчислений, включаемых в себестоимость продукции (K/A) , так и за счет той части прибыли $(\Pi - H) \times d$, которая идет на расширение производства, связанное с добычей. Следовательно, через C лет, когда сумма указанных отчислений

$\frac{K}{A} \times C + (\Pi - H) \times d \times C$ будет равна общей сумме капитальных вложений (K) , произойдет действительный возврат капиталовложений.

Данное положение можно выразить в виде следующего уравнения:

$$\frac{K}{A} \times C + (\Pi - H) \times d \times C = K, \quad (2)$$

где A — оптимальный срок службы предприятия, лет;

C — расчетный срок возмещения капиталовложений, лет;

d — доля ежегодных отчислений от прибыли, предназначенной для расширенного воспроизводства;

Π — стоимость годовой продукции предприятия в оптовых ценах, руб;

H — себестоимость годовой продукции предприятия, руб;

K — общая сумма капитальных вложений, руб.

Если в данном уравнении выражение $(Ц - Н)$, согласно формуле

$T_H = \frac{K}{Ц - Н}$ заменить на $\frac{K}{T_H}$, то получим:

$$C = \frac{A \times T_H}{T_H + A \times d}, \quad (3)$$

где T_H - нормативный срок окупаемости капиталовложений в годах.

Таким образом, расчетный срок возврата капитальных вложений зависит от нормативного срока окупаемости капиталовложений, от оптимального срока службы предприятия и доли прибыли, направляемой на расширенное воспроизводство.

Проведенными расчетами было установлено, что срок возмещения капиталовложений - C для шахт Кузнецкого бассейна колеблется от 13 до 15 лет. Если считать, что оптимальный срок службы шахты (A) - 50 лет (т.е. общие балансовые запасы шахтного поля должны обеспечить нормальную работу шахты не менее чем на 50 лет с учетом потерь), то в среднем необходимое количество запасов высоких катего-

рий будет равно $\frac{C_{ср}}{A_{ср}} = \frac{15}{50} = 30\%$.

При меньшем амортизационном сроке предприятия (например, 30 - 40 лет) степень разведанности месторождения должна увеличиваться).

Исходя из этого видно, что нецелесообразно устанавливать одинаковый (нормативный) процент запасов высоких категорий для всех месторождений.

При разведке месторождений сложного геологического строения, для которых выявление запасов высоких категорий связано с очень большими материальными затратами (а подчас и невозможно), следует ориентироваться на достигнутые соотношения категорий запасов угля по смежным шахтным полям, на которых в течение ряда лет ведутся эксплуатационные работы. Если при этом не было выявлено необходимого количества запасов для обоснования строительства шахты проектной мощности (по формуле 6(1), то следует проектировать шахту меньшей мощности в расчете на уже выявленные запасы высоких категорий или, если это не удовлетворяет требованиям промышленности, данное месторождение должно быть забраковано.

Немаловажное значение имеет также распределение запасов высоких категорий в пространстве (т.е. по горизонтам). В настоящее время нормативное соотношение категорий запасов зачастую выполняется формально в целом по шахтному полю. В результате в верхней части месторождения, где горные работы должны быть развернуты в первую очередь, имеется незначительное количество запасов категорий $A + B$, на которых трудно основывать проект разработки.

По нашему мнению, выявленные запасы высоких категорий, обеспечивающие добычу на срок, необходимый для возврата капиталовложений, должны располагаться исключительно на одном или двух верхних горизонтах, в зависимости от времени разработки первоочередного

горизонта и срока возврата капиталовложений. При реконструкции шахты необходимое количество запасов высоких категорий должно располагаться на горизонтах, разрабатываемых в течение времени возмещения капиталовложений на реконструкцию шахты.

Таким образом, расположение запасов высоких категорий в пространстве должно находиться в зависимости от выбранной системы вскрытия и отработки шахтного поля, которые, как правило, обосновываются в ТЭД'е. При соблюдении этого требования разведанность горизонтов первоочередной отработки резко возрастет.

В заключение следует отметить, что необходимое соотношение категорий запасов угля для обоснования капиталовложений в строительство (или реконструкцию) шахт целесообразно устанавливать конкретно для каждого шахтного поля после завершения предварительной разведки (в ТЭО или ТЭД'е, в тесной увязке с проектирующей организацией).

Литература

- Болотов Л.А. О рациональной структуре запасов в месторождениях. Изв. Высших учебных заведений. - Геология и разведка, 1968, № 10.
- Каудельный В.Я. К вопросу о методике разведки угольных месторождений. - Разведка недр, 1957, № 5.

Проблема генезиса стратифицированных или пластовых месторождений руд цветных металлов в настоящее время не может считаться вполне решенной. В известной мере это связано с недостаточностью экспериментальных исследований, моделирующих природные процессы образования осадочных руд.

Многие исследователи пришли к убеждению, что формы и способы как миграции, так и первичного накопления металлов в осадках могут быть разнообразными (Константинов, 1963; Попов, 1965 и др.). Не исключена возможность, что при определенном благоприятном сочетании ряда факторов (климатических, физико-географических, геохимических и других) в природных водах могут возникать концентрации металлов, обуславливающие возможность их химического осаждения. Закономерности этого процесса применительно к природным средам требуют детальных исследований, что важно и для понимания диагенетических процессов, протекающих в толщах осадков, в иловых водах и поровых растворах.

Из ряда химических работ хорошо известны условия осаждения многих соединений свинца, цинка и меди, их растворимость и другие свойства. Однако не всегда возможно применить эти данные к природным условиям минерало- и рудообразования, поскольку как сложный химический состав природных сред, так и другие факторы значительно изменяют химическое поведение металлов. Особенно мало исследовано поведение последних в морской воде, которая, как раствор с большой ионной силой сложного солевого состава, значительно изменяет протекание химических процессов, сопровождающихся образованием мало-растворимых твердых фаз. Очевидна необходимость дальнейших экспериментальных исследований в этой области.

В настоящей статье кратко излагаются результаты экспериментов по осаждению свинца, цинка и меди как в окислительной среде, при контакте металлосодержащих растворов с кислородом и углекислотой атмосферы, так и в восстановительной, обусловленной присутствием в морской воде сероводорода.

Работа была выполнена под руководством чл.-корр. АН СССР Л. В. Пустовалова.

Постановка опытов, физико-химические и химические определения выполнялись Л. П. Листовой, А. А. Рябининой и А. З. Вайнштейн. Ис-

следование осадков под микроскопом и их диагностирование на основании данных рентгеновского, химического и термического анализов проведено Г. О. Нечипоренко. Рентгеновские и термические анализы осадков выполнялись в лабораториях ЛОПИ МГ СССР А. Б. Шеко и И. С. Кудьяровым, которым приносится благодарность.

Методика исследований. В качестве исходных использовались растворы сернокислых солей металлов, содержавшие Pb^{2+} — 27,5, Cu^{2+} — 50,0, Zn^{2+} — 50,0 мг/л. Начальные величины pH регулировались добавлением 0,1 N растворов NaOH или H_2SO_4 .

Искусственная морская вода готовилась по рецепту С. В. Бруевича. Величина pH полученной морской воды 7,70, Eh +430 мв.

Опыты ставились на длительную выдержку до достижения относительно равновесного состояния. Колбы встряхивались от руки ежедневно. Периодически производился анализ жидких фаз с определениями pH, Eh и концентраций металлов. При окончании опытов жидкая и твердая фазы разделялись и анализировались.

Определение малых количеств свинца и цинка проводилось колориметрически дитизоновым методом; меди — с диэтилдитиокарбаминатом натрия (Сэндел, 1949). Значительные количества металлов и SO_4^{2-} определялись обычными общепринятыми методами (Книпович и Морачевский, 1956; Файнберг, 1953).

Осаждение сульфидов металлов на фоне морской воды проводилось в специальных колбах, снабженных жидкостными затворами и приспособлением для отбора проб при обратном токе H_2S . Пробы отбирались через 48 часов отстаивания жидкости. Для определения металлов приходилось прибегать к обогащению проб путем выпаривания больших объемов подкисленных растворов. Выпадавшая при этом в осадок сера окислялась и переводилась в раствор. Сероводород в растворах определялся иодометрически (Резников, Муликовская, Соколов, 1963).

Определения pH и Eh в растворах производились электрометрически, с применением стеклянных и платиновых игольчатых электродов; электродами сравнения служили насыщенные каломельные. Для измерений в жидкостях, содержащих H_2S , применялись специальные замкнутые сосуды.

ОСАЖДЕНИЕ МЕТАЛЛОВ В ОКИСЛИТЕЛЬНЫХ УСЛОВИЯХ

Осаждение свинца

Предварительная серия опытов по осаждению свинца на фоне дистиллированной воды показала следующее. В кислой среде (pH = 3,45–3,50) с увеличенной концентрацией сульфатного иона ($SO_4^{2-} \geq 10^{-3,74}$ г-ион/л) происходит медленное осаждение хорошо раскристаллизованного англезита. Осаждение этого соединения согласуется с условиями, следующими из его произведения растворимости ($PbSO_4 = 10^{-7,89}$, Латимер, 1954), так как произведение $[Pb^{2+}] \cdot [SO_4^{2-}]$ составляло $10^{-7,27}$, т. е.

имелось некоторое пересыщение раствора, которое необходимо для начала кристаллизации.

Гидролитическое осаждение свинца в виде основного карбоната — гидроцеруссита $Pb_3(OH)_2(CO_3)_2$ начиналось при исходном значении рН 7,15 (рис. 1). При этом происходило прогрессивное подкисление растворов, что в среде, не обладающей буферностью, увеличивало подвижность металла и процесс осаждения не заканчивался в течение длительного времени. Через 330 суток при исходном рН 7,15 в растворе еще оставалось 11,5 мг/л Pb^{2+} ; при исходном рН 8,35 — 1,08 мг/л; при рН 9,40 — 0,18 мг/л. В более щелочной среде концентрации свинца через 330 суток составляли сотые доли мг/л. Образование и длительное существование гидроцеруссита в этих опытах подтверждается данными химического и рентгеновского анализов осадков, а также исследованиями их под микроскопом. Таким образом, этот минерал не может считаться индикатором сильнощелочной среды, как это следует из расчетных полей устойчивости минералов свинца (Гаррельс, 1962; 1968). Он образуется при весьма малой концентрации карбонатных компонентов раствора также в близонейтральной и щелочной средах. Возможно, что это явление относится к метастабильному синтезу и связано с кинетикой роста кристаллов.

В морской воде процесс осаждения свинца, так же как и других двух металлов, изменяется под воздействием ряда факторов. Морская вода представляет собой раствор, ионная сила которого оценивается как величина, приблизительно равная 0,7. Термодинамически этот раствор не может рассматриваться как разбавленный, так как между присутствующими ионами происходит заметное взаимодействие, образование ассоциированных и комплексных частиц, в силу чего растворимость осадков увеличивается. Кроме того, морская вода, в состав которой входит карбонатно-бикарбонатная система, обладает буферными свойствами и повышенным содержанием CO_3^{2-} , что ускоряет процесс осаждения, причем эффективность воздействия двух последних факторов в определенном интервале рН перекрывает действие увеличения ионной силы раствора и комплексообразования.

В табл. 1 приводятся результаты опытов по осаждению свинца в морской воде нормальной солености. Промежуточные анализы через 140 и 200 суток исключены из-за ограниченного объема статьи.

Изменения начальных величин рН с течением времени характерны для всех серий опытов на фоне морской воды. Происходит нейтрализация кислых растворов, а затем они приобретают слабощелочную реакцию, характерную для морской воды. Частично нейтрализуются и первоначально щелочные растворы, также постепенно приобретая величины рН, свойственные морской воде. Несмотря на повышенное содержание SO_4^{2-} осадок англезита в морской воде отсутствует, что характеризует определенную устойчивость металла в растворе в виде комплексных ионов. В опыте 502 произведение концентраций ионов $[Pb^{2+}][SO_4^{2-}] = 10^{-3,88} \cdot 10^{-1,52} = 10^{-5,4}$, т.е. значительно больше произведения растворимости $PbSO_4$ с учетом поправки на ионную силу раствора, которая для этой соли может оцениваться как коэффициент, равный 70

Таблица 1

Результаты анализа жидких фаз опытов 500-508
(Система $PbSO_4-H_2SO_4(NaOH)$ - морская вода нормальной
солености)

№ опытов	Время выдерж- ки в сутках	Анализ жидких фаз				Расчетная величина [CO_3^{2-}]	Примечание
		pH	Eh мВ	Pb ²⁺			
				мг/л	г-ион/л		
503	0	5,25	530	27,5	1,33·10 ⁻⁴	10 ^{-7,86}	Белый мелкозер- нистый осадок
	30	6,85	465	6,9	3,33·10 ⁻⁵		
	320	7,26	448	5,55	2,7·10 ⁻⁵		
503а	0	5,95	510	27,5	1,33 10 ⁻⁴	10 ^{-7,16}	То же
	30	7,30	505	1,6	7,73 10 ⁻⁶		
	320	7,74	422	1,25	6,04 10 ⁻⁶		
503б	0	6,10	508	27,5	1,33 10 ⁻⁴	10 ^{-7,01}	" "
	30	7,40	435	1,20	5,8 10 ⁻⁶		
	320	7,83	424	0,96	4,63 10 ⁻⁶		
504	0	6,30	500	27,5	1,33 10 ⁻⁴	10 ^{-6,81}	" "
	30	7,78	422	0,45	2,17 10 ⁻⁶		
	320	7,98	402	0,35	1,69 10 ⁻⁶		
505	0	7,20	450	27,5	1,33 10 ⁻⁴	10 ^{-5,91}	" "
	30	8,05	410	0,37	1,79 10 ⁻⁶		
	320	8,13	407	0,26	1,26 10 ⁻⁶		
505б	0	7,85	425	27,5	1,33 10 ⁻⁴	10 ^{-5,31}	" "
	30	8,00	400	0,25	1,21 10 ⁻⁶		
	320	8,24	403	0,22	1,06 10 ⁻⁶		
506	0	8,30	400	27,5	1,33 10 ⁻⁴	10 ^{-4,81}	" "
	30	8,15	405	0,37	1,79 10 ⁻⁶		
	320	8,23	399	0,23	1,11 10 ⁻⁶		
507	0	9,20	355	27,5	1,33 10 ⁻⁴	10 ^{-3,91}	" "
	30	8,25	406	0,43	2,08 10 ⁻⁶		
	320	8,28	400	0,23	1,11 10 ⁻⁶		
508	0	10,0	320	27,5	1,33 10 ⁻⁴	10 ^{-3,11}	" "
	30	8,30	390	0,31	1,50 10 ⁻⁶		
	320	8,21	399	0,21	1,01 10 ⁻⁶		

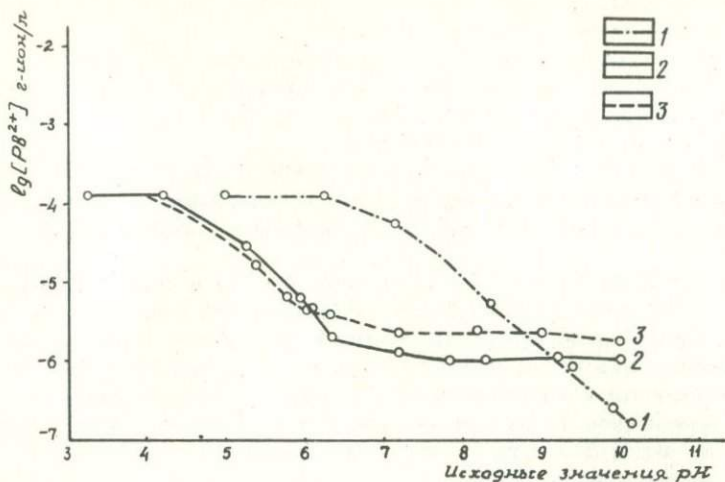


Рис. 1. Осаждение свинца в зависимости от исходных значений pH растворов

1 - в дистиллированной воде, 2 - в морской воде нормальной солености, 3 - в морской воде удвоенной солености

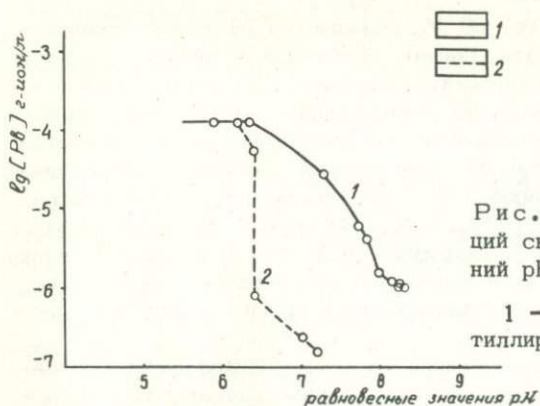


Рис. 2. Зависимость концентраций свинца от равновесных значений pH

1 - в морской воде, 2 - в дистиллированной воде

(Краускопф, 1968; и др.). Литературные данные, а также проведенный расчет (на основании констант диссоциации возможных комплексных соединений свинца и известных концентраций аддендов) свидетельствуют о наибольшем значении для морской воды хлоридных и гидросокомплексов свинца.

Как можно видеть из данных рис. 1, в значительном интервале исходных значений pH остаточные концентрации свинца в морской воде ниже, чем в дистиллированной, а начало осаждения относится к более

низкой исходной величине pH, что объясняется буферностью морской воды и повышенным содержанием CO_3^{2-} .

Однако, сравнив остаточные концентрации свинца в морской и дистиллированной воде при одинаковых равновесных значениях pH (через 320–330 суток, рис. 2), можно оценить влияние увеличения ионной силы раствора и комплексообразования.

В опытах 503 и 503а с исходными низкими значениями pH свинец осаждается в виде гидроцеруссита, что подтверждается данными исследований осадков под микроскопом, химического и рентгеновского анализов.

В опыте 503б с исходным значением pH 6,10 в осадке имеется церуссит и гидроцеруссит. Наиболее характерно для морской воды осаждение свинца в виде церуссита, который образуется в опытах 503б–506, при наиболее вероятных для природных морских вод значениях pH.

Произведение концентрации ионов, соответствующее формуле церуссита, вычисленное из данных анализа при относительно равновесном состоянии через 320 суток в опыте 504 составляет: $[\text{Pb}^{2+}][\text{CO}_3^{2-}] = 10^{-5,77} \cdot 10^{-5,01} = 10^{-10,78}$; в опыте 504а – $10^{-10,80}$, в опыте 505 – $10^{-10,81}$; в опыте 505б – $10^{-10,82}$. Средняя экспериментальная величина равна $10^{-10,8}$. По Латимеру (1954) произведение растворимости церуссита $\text{PbCO}_3 = 10^{-12,82}$. Следовательно, в морской воде оно увеличивается в 100 раз; $\frac{10^{-10,8}}{10^{-12,82}} = 10^{2,02}$.

В опыте, поставленном при pH 10, осаждается не только свинец, но и кальций в виде арагонита, причем соотношение свинца и кальция в этом осадке составляло 1:2,21. Исследования под микроскопом показали, что только незначительная часть свинца в этом опыте выделилась в форме церуссита, основное же его количество входит в состав свинецсодержащего арагонита. Эти кристаллики характеризуются показателями преломления, отличающимися от показателей чистого арагонита: $N_p \approx 1,543 - 1,546$; $N_m \approx 1,694$; $N_g \approx 1,702 - 1,706$. Оптические данные, приводимые А.Н. Винчелл и Г. Винчелл (1953) для арагонита, содержащего 3,12 и 4,53% Pb, близки к приведенным. Рентгеновский анализ осадка из опыта 508 фиксирует, однако, лишь линии чистого арагонита и церуссита.

Серия опытов по осаждению свинца на фоне морской воды удвоенной солености показала, что соосаждение свинца с арагонитом происходило при обычных для природных морских вод значениях pH, причем также наблюдалось образование свинецсодержащего арагонита. Аналогичные результаты были получены при пересыщении морской воды нормальной солености по CaCO_3 . Изоморфный характер соосаждения требует, однако, дополнительных исследований и доказательств.

Из данных рис. 1 можно видеть, что в морской воде удвоенной солености по сравнению с нормальной морской водой остаточные концентрации свинца (в интервале наиболее вероятных для природных условий значений pH) выше. Возрастание засоленности, следовательно, увеличивало подвижность металла.

Опыты по осаждению цинка подтверждают высокую миграционную способность этого металла не только в близнейтральной, но и слабощелочной среде. Из раствора $ZnSO_4$ в дистиллированной воде осаждение начиналось при исходном pH 7,70 (рис. 3), причем скорость осаждения в этом случае очень мала и через 320 суток в растворе еще оставалось 43,75 мг/л Zn^{2+} . При повышении исходного pH до 8,25 через тот же промежуток времени в растворе еще остается 8,23 мг/л Zn^{2+} . В более щелочной среде остаточные концентрации цинка составляют десятые доли мг/л.

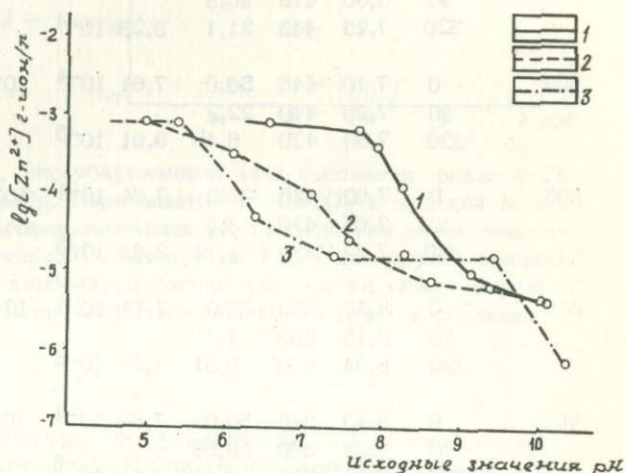


Рис. 3. Осаждение цинка в зависимости от исходных значений pH растворов

1 — в дистиллированной воде, 2 — в морской воде нормальной солености, 3 — в морской воде удвоенной солености

Осаждение металла во всех этих опытах происходило в виде основного карбоната — гидроцинкита — $Zn_5(OH)_6(CO_3)_2$, носило гидролитический характер и сопровождалось подкислением среды. При отсутствии буферности раствора это снижало скорость осаждения и достижения равновесного состояния.

В морской воде начало осаждения цинка относится к исходному значению pH 6,10 (табл. 2), т.е. более низкому, чем это наблюдалось в дистиллированной воде. Вместе с тем осаждение здесь более полное, так как среда обладает буферностью и начальные значения pH постепенно повышаются. Но, как и для свинца, остаточные концентрации цинка в морской воде выше по сравнению с дистиллированной при одних и тех же равновесных значениях pH (через 320–330 суток выдержки опытов, рис. 4), что связано с увеличением ионной силы раствора (морской воды) и комплексобразованием. Цинк образует с большинством анионов менее прочные комплексные соединения, чем свинец, поэтому различие остаточных концентраций цинка в дистиллированной и морской воде меньше, чем для свинца (см. рис. 2 и рис. 4). В морской воде, как и в дистиллированной, при всех значениях pH цинк осаждается

Таблица 2

Анализ жидких фаз опытов 600-608
(система $ZnSO_4 - H_2SO_4(NaOH)$ - морская вода
нормальной солености

№ опытов	Время выдержи в сутках	Анализ жидких фаз.				[CO_3^{2-}]	Примечание
		рН	Еh мв	Zn^{2+}			
				г-ион/л	г-ион/л	г-ион/л, по расчету	
602	0	6,10	502	50,0	$7,64 \cdot 10^{-4}$	$10^{-7,01}$	Осадка нет. Появляется значительный осадок
	30	6,50	476	36,3			
	320	7,25	443	21,1	$3,23 \cdot 10^{-4}$		
603	0	7,10	445	50,0	$7,64 \cdot 10^{-4}$	$10^{-6,01}$	Осадок появляется через 1 сутки выдержки
	30	7,20	440	22,2			
	320	7,50	420	6,48	$9,91 \cdot 10^{-5}$		
605	0	7,60	420	50,0	$7,64 \cdot 10^{-4}$	$10^{-5,51}$	Медленно появляется осадок
	30	7,65	420	8,5			
	320	7,70	420	1,72	$2,63 \cdot 10^{-5}$		
606	0	8,65	380	50,0	$7,64 \cdot 10^{-4}$	$10^{-4,46}$	Белый хлопьевидный осадок
	30	8,15	390	1,6			
	320	8,04	400	0,51	$7,87 \cdot 10^{-6}$		
607	0	9,40	345	50,0	$7,64 \cdot 10^{-4}$	$10^{-3,71}$	То же
	30	8,35	390	0,60			
	320	8,12	385	0,40	$6,12 \cdot 10^{-6}$		
608	0	10,03	325	50,0	$7,64 \cdot 10^{-4}$	$10^{-2,08}$	" "
	30	8,40	390	0,55			
	320	8,20	395	0,30	$4,59 \cdot 10^{-6}$		

только в форме гидроцинкита. В наиболее щелочной среде наблюдалось осаждение из морской воды $CaCO_3$ в форме арагонита: в опыте 607 осаждается 16,8 мг/л Ca, в опыте 608 - 72,26 мг/л Ca. Арагонит, в отличие от серии опытов со свинцом, не имел включений цинксодержащих минералов, отсутствовало также изоморфное соосаждение цинка с $CaCO_3$. Однако наблюдалось соосаждение цинка с арагонитом, носящее, по-видимому, адсорбционный характер; наиболее отчетливо оно проявилось в серии опытов по осаждению цинка в морской воде удвоенной солености, при больших массах выпадающего $CaCO_3$ в наиболее щелочной среде, что можно видеть по падению кривой на рис. 3. Здесь резкое уменьшение концентрации цинка не соответствовало изменению рН и может быть отнесено с известным приближением целиком за счет адсорбционного соосаждения. Расчеты показали, что в опыте, по-

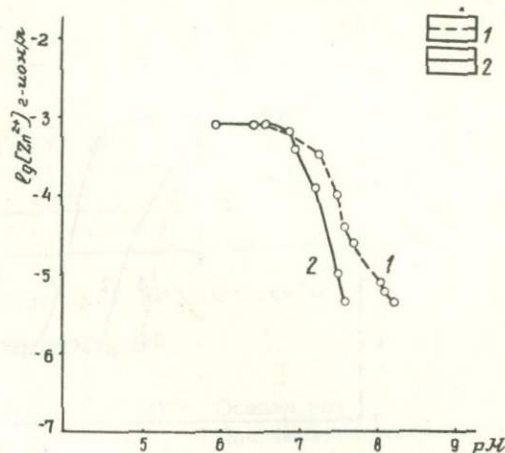


Рис. 4. Зависимость концентраций цинка от равновесных значений pH

1 — в морской воде, 2 — в дистиллированной воде

ставленном при pH 10,3, адсорбированный цинк составлял около 0,2% от веса осажденного CaCO_3 . Пересыщение по CaCO_3 в морской воде возникает часто при обычных значениях pH (вследствие очень малого содержания CO_2 , значительной концентрации HCO_3^- или других причин). При интенсивной садке карбонатов соосаждение цинка может играть немаловажную роль для первичной концентрации металла в осадках.

Осаждение меди

Осаждение меди из раствора ее сульфата (рис. 5) начиналось при исходном pH 5,68 и протекало с весьма малой скоростью. Через 330 суток в растворе еще оставалось 42,0 мг/л Cu^{2+} . В интервале исходных значений pH 6,16–6,55 через 330 суток остаточная концентрация меди составляла от 40,0 до 6,3 мг/л. Осадки из этих опытов представлены основными сульфатами меди — познякитом и брошантитом; последний являлся устойчивой фазой, что соответствует имеющимся термодинамическим данным.

Познякит, в состав которого, в отличие от брошантита, входит кристаллогидратная вода, в слабокислой среде замещался брошантитом; в щелочной — имелся ряд превращений: познякит — брошантит — тенорит. Наиболее благоприятна для длительного существования познякита близнеутральная среда. Метастабильностью этого минерала объясняется, по видимому, его редкость в природных условиях.

Резкое падение концентрации меди относилось к опыту с исходным pH 7,08. В этом случае в растворе через 330 суток остается лишь 0,067 мг/л Cu^{2+} . К этому же опыту относится начало превращения первично выпадающего основного сульфата в окись меди — тенорит. По мере дальнейшего увеличения щелочности растворов скорость реакции превращения увеличивается, но полностью оно осуществляется только в том случае, если реакция среды поддерживается постоянно щелочной и не подкисляется в процессе гидролиза.

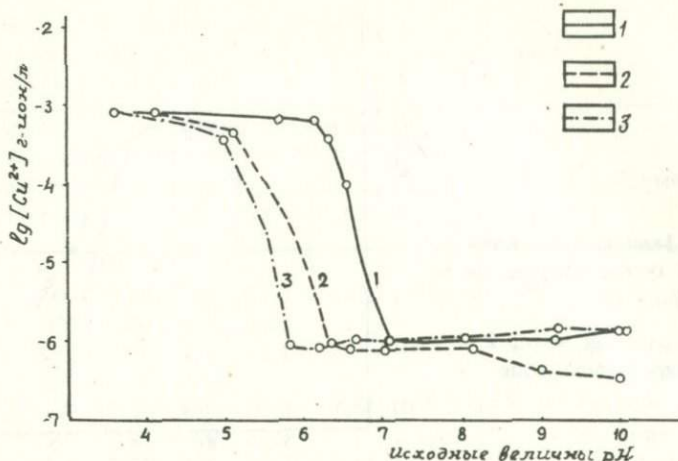


Рис. 5. Осаждение меди в зависимости от исходных значений рН растворов

1 - в дистиллированной воде, 2 - в морской воде нормальной солености, 3 - в морской воде удвоенной солености

Концентрация меди в растворе в равновесии с теноритом через 190 суток при рН раствора 7,82 составляла 0,023 мг/л. Экспериментальные данные хорошо подтверждают то положение, что кристаллизация основного сульфата меди (из раствора, в котором количество SO_4^{2-} не более эквивалентного Cu^{2+}) возможна в том случае, если удовлетворяется неравенство $lg[Cu^{2+}] \geq 3,1 - \frac{6}{5} pH$, а образование тенорита происходит при следующих условиях: $lg^5[Cu^{2+}] \geq 8,3 - 2 pH$ (Керн, Вайсброд, 1966).

В табл. 3 приводятся результаты опытов по осаждению меди в морской воде нормальной солености. Для этого металла характерны те же изменения начала процесса осаждения в морской воде, которые были отмечены для свинца и цинка. Однако на рис. 5 можно видеть, что в интервале исходных значений рН 7-10 остаточные концентрации Cu^{2+} в морской воде несколько ниже, чем в дистиллированной. Помимо осаждения с $CaCO_3$ в самой щелочной среде, это объясняется небольшим эффектом комплексообразования в морской воде для меди, хотя этот металл из трех изучаемых, как известно, обладает наиболее выраженными комплексообразующими свойствами. Данные рис. 6 говорят о том, что различие остаточных концентраций в морской и дистиллированной воде при одних и тех же равновесных рН для меди меньше, чем для свинца.

Во всем исследованном интервале значений рН медь в морской воде образовывала только одно соединение - основной хлорид-атакамит $Cu_4(OH)_6Cl_2$. Поэтому комплексообразование меди с ионами Cl^- в щелочной среде морской воды не имеет такого значения, как для свинца. По мере возрастания щелочности среды проявляется роль карбо-

Таблица 3

Результаты анализа жидких фаз опытов 552-558
(система $\text{CuSO}_4\text{-H}_2\text{SO}_4(\text{NaOH})$ - морская вода
нормальной солености)

№ опытов	Выдерж-ка в сутках	Анализ жидких фаз				Примечание
		pH	Eh, мв	Cu^{2+}		
				мг/л	г-ион/л	
552	0	4,20	595	50,0	$7,87 \cdot 10^{-4}$	Осадка нет
	30	4,56				
	330	4,90	582	Без изменений		
553	0	5,12	570	50,0	$7,87 \cdot 10^{-4}$	Осадка нет Пленка беловатого осадка Небольшой осадок
	30	5,22		37,2		
	330	5,48	562	29,2	$4,6 \cdot 10^{-4}$	
554	0	6,35	490	50,0	$7,87 \cdot 10^{-4}$	Светлый, голубова- го-зеленый осадок
	30	7,35		0,12		
	330	7,83	441	0,06	$9,45 \cdot 10^{-4}$	
554a	0	6,60	485	50,0	$7,87 \cdot 10^{-4}$	То же
	30	7,85		0,115		
	330	7,88	425	0,055	$8,66 \cdot 10^{-7}$	
555	0	7,03	465	50,0	$7,87 \cdot 10^{-4}$	" "
	30	7,80		0,115		
	330	8,17	403	0,15	$7,87 \cdot 10^{-4}$	
556	0	8,15	440	50,0	$7,87 \cdot 10^{-4}$	Голубовато-хлопьевид- ный осадок Голубовато-зеленый зернистый осадок
	30	8,25		0,14		
	330	8,23	423	0,048	$7,56 \cdot 10^{-7}$	
557	0	9,05	340	50,0	$7,87 \cdot 10^{-4}$	Ярко-голубой осадок Голубовато-зеленый осадок
	30	8,70		0,06		
	330	8,18	422	0,023	$3,62 \cdot 10^{-7}$	
558	0	10,0	305	50,0	$7,87 \cdot 10^{-4}$	Голубовато-зеленый осадок То же
	30	8,65		0,05		
	330	8,42	404	0,021	$3,30 \cdot 10^{-7}$	

натных комплексов меди, что выражается в увеличении произведения концентраций ионов, соответствующего формуле атакамита в опытах 554, 555 и 556. В опытах 557 и 558 наблюдалось осаждение карбоната кальция в виде арагонита и понижение остаточной концентрации меди по сравнению с опытом 556, которое не может быть объяснено только

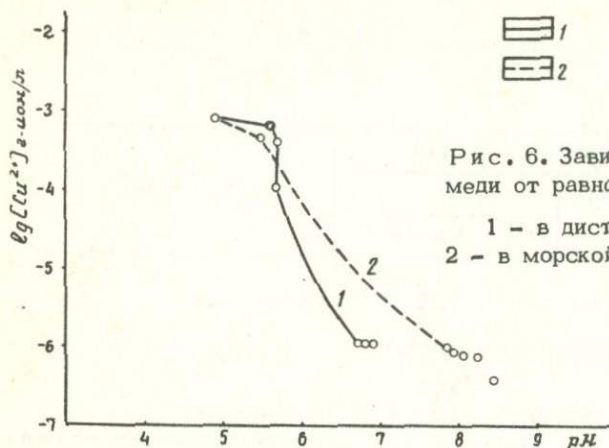


Рис. 6. Зависимость концентраций меди от равновесных значений pH

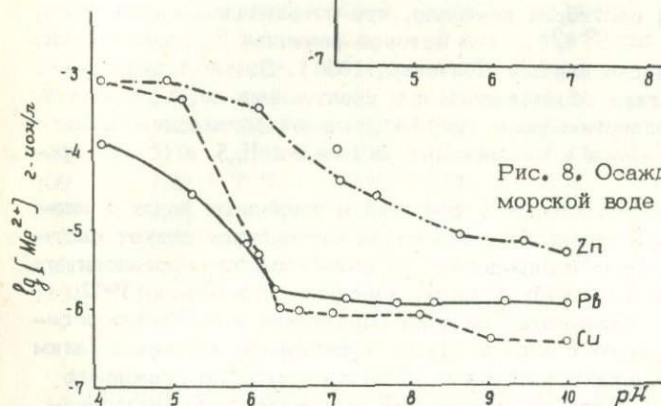
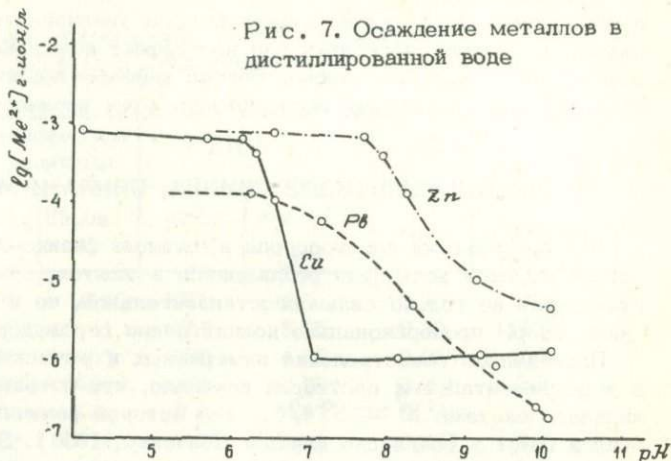
1 — в дистиллированной воде,
2 — в морской воде

более высокими равновесными значениями pH и связано с процессом адсорбционного соосаждения меди с CaCO_3 .

В морской воде удвоенной солености эффект соосаждения меди менее резко выражен. Возможно, что он компенсируется в значительной мере увеличением растворимости атакамита при большой ионной силе раствора и комплексобразовании меди с карбонатными ионами.

Вопрос о соосаждении металлов с карбонатами, выпадающими из морской воды, требует постановки специальных исследований, поскольку закономерности этого процесса во многом неясны и в литературе по этому вопросу имеются немногочисленные данные. Однако можно отметить следующее. Ряд опытов по осаждению металлов в присутствии различных количеств твердого CaCO_3 (кальцита) показал, что этот сформировавшийся ранее осадок играл в основном роль химического осадителя металлов, создавая высокую величину pH равновесного раствора ($\text{pH} > 8,0$) и большую буферность системы. При концентрациях металлов в растворах $\text{Pb} - 1,33 \cdot 10^{-4}$, $\text{Zn} - 4,5 \cdot 10^{-4}$ и $\text{Cu} - 4,7 \cdot 10^{-4}$ г-ион/л, а также в 10 раз меньше они выпадали в осадок в виде самостоятельных минеральных фаз, хорошо различимых под микроскопом. В дистиллированной воде осадки были представлены гидроцерусситом, гидроцинкитом и познякитом (основным сульфатом), последний постепенно переходит в тенорит, окрашивая осадок CaCO_3 в буроватый цвет. В морской воде в присутствии CaCO_3 выпадали церуссит, гидроцинкит и атакамит. Добавление новых порций CaCO_3 почти не понижало равновесные концентрации металлов; сорбционные процессы или не обнаруживались или были весьма слабо выражены. Эффект соосаждения (изоморфного и адсорбционного) металлов в процессе выделения CaCO_3 из морской воды был более отчетливо выражен в проведенных опытах.

По-видимому, хемогенный характер карбонатных осадочных толщ и отмеченные свойства карбонатных пород, как осадителей, и составляющие их особенности, которые обуславливают приуроченность к ним свинцово-цинковой минерализации и отличают эти осадки от глинистых, орга-



нического вещества углей и других, обладающих не меньшей (чаще большей) сорбционной способностью, но в которых металлы концентрируются значительно реже.

Сравнение процессов осаждения всех трех металлов в дистиллированной и морской воде (рис. 7 и 8) показывает следующее. В первом случае основная масса меди в близонейтральной среде может отделяться от свинца и цинка, поскольку свинец в этих условиях начинает осаживаться в весьма небольших количествах, а цинк еще полностью удерживается в растворе. Из данных приведенного рисунка видно, что если концентрация цинксодержащего раствора не превышает 10^{-5} г-ион/л, то осаждения этого металла не происходит вплоть до pH 9. В морской воде при быстром повышении pH кислых и нейтральных растворов до наиболее обычных для этой среды значений pH остаточные концентрации свинца и меди чрезвычайно близки между собой, осаждение этих металлов протекает почти одинаково. Следовательно, разделение их более вероятно в области пресных вод или смешения последних с морскими, в близонейтральной среде. Для цинка в морской воде подвижность и вероятность рассеивания остается более значительной, чем для свинца и меди, поскольку его остаточные концентрации выше, чем для этих двух металлов.

Отметим далее, что рост хлоридного засоления при близнеутральной и щелочной реакции среды должен больше увеличивать подвижность свинца, чем меди, поскольку для нее эффект комплексобразования в морской воде выражен слабее. Вопрос дифференциации Cu, Pb и Zn требует, однако, дальнейших экспериментальных исследований.

ОСАЖДЕНИЕ СУЛЬФИДОВ СВИНЦА, ЦИНКА И МЕДИ

При пропускании сероводорода начальные физико-химические показатели морской воды, употреблявшейся в опытах, изменяются. Среда становится не только сильновосстановительной, но и кислой, причем снижение pH пропорционально концентрации сероводорода.

Проведенное сопоставление измеренных и вычисленных значений E_h в экспериментальных растворах показало, что потенциалопределяющей являлась система $S^{2-} \rightleftharpoons S^0 + 2e$, для которой величина E_0 принималась равной 0,461 в (согласно данным Левченко, 1950). Элементарная сера в небольших количествах образовалась при пропускании сероводорода в морскую воду, не подвергавшуюся предварительной дегазации, однако воздух быстро вытеснялся и дальнейшего окисления H_2S и S^0 не происходило.

В литературе имеются данные о том, что в природных водах и иловых растворах с сероводородным заражением часто присутствует система $S^{2-} \rightleftharpoons S^0 + 2e$, которая и определяет их окислительно-восстановительное состояние (Левченко, 1950; Крюков, Заводнов, Горемыкин, 1962; Сташук, 1968 и др.). Элементарная сера образуется при окислении сероводорода, поступающего в водную среду, содержащую кислород. Таким образом, нами была сделана попытка приблизить опыты по осаждению сульфидов металлов к условиям природного экзогенного сульфидообразования. Вместе с тем полученные данные не отражают термодинамическую растворимость сульфидов.

Результаты опытов представлены в табл. 4, 5 и 6. Осадки сульфидов исследовались под микроскопом, были получены также их рентгенограммы. В кислой и близнеутральной среде выпадали хорошо раскристаллизованные галенит, сфалерит и ковеллин. С повышением щелочности исходного раствора образуются эти же осадки, но хуже раскристаллизованные, в виде тонкозернистых, а иногда и коллоидных агрегатов.

Зависимость концентраций металлов (через 48 часов выдержки) в равновесии с осадками сульфидов от исходных значений pH растворов (рис. 9) может быть объяснена с точки зрения принятых в настоящее время представлений о комплексобразовании металлов с продуктами диссоциации сероводорода — гидросульфид-ионами, концентрация которых в растворе является функцией pH среды (Мелентьев, Иваненко, Памфилова, 1963, 1965; Рафальский, 1966; Ходаковский, 1966). Колебания концентраций в наших опытах резко не выражены вследствие того, что начальные величины pH при пропускании сероводорода снижались. Для всех трех металлов можно отметить падение концентрации при изменении исходных pH от 1–1,15 до 3,

Таблица 4

Результаты анализа жидких фаз опытов по осаждению сульфида свинца. Исходная концентрация $Pb^{2+} = 27,5$ мг/л

№ опыта	Исходная величина рН	Равновесные величины		ΣH_2S		Pb	
		рН	Eh, мВ	мг/л	Γ -ион/л. $\cdot 10^{-2}$	мг/л	Γ -ион/л. $\cdot 10^{-7}$
700	1,15	0,85	+130	1700	5,0	0,70	33,8
701	2,34	2,32	+41	1955	5,75	0,30	14,5
702	2,80	2,55	+25	1629	4,79	0,055	2,6
703	3,68	3,30	+2	1886	5,58	0,055	2,6
704	4,12	3,54	-8	1690	4,97	0,050	2,4
705	5,10	3,82	-37	1777	5,21	0,070	3,4
706	6,04	4,10	-44	1850	5,44	0,080	3,9
707	6,76	5,24	-123	1920	5,64	0,113	5,5
708	7,05	5,32	-125	1760	5,17	0,122	5,9
709	7,32	5,36	-130	1990	5,85	0,070	3,4
710	8,10	5,36	-132	1683	4,95	0,050	2,4
711	8,22	5,49	-140	1830	5,38	0,042	2,0
712	9,32	6,20	-165	1860	5,47	0,032	1,5
713	10,12	6,24	-168	1632	4,80	0,026	1,2

Таблица 5

Результаты анализа жидких фаз опытов по осаждению сульфида меди. Исходная концентрация $Cu^{2+} = 30,0$ мг/л

№ опыта	Исходная величина рН	Равновесные величины		ΣH_2S		Cu	
		рН	Eh, мВ	мг/л	Γ -ион/л. $\cdot 10^{-2}$	мг/л	Γ -ион/л. $\cdot 10^{-7}$
800	1,96	1,92	+77	2000	5,88	0,045	7,10
801	2,60	2,60	+45	1791	5,26	0,035	5,50
802	3,65	3,12	+7	1790	5,26	0,030	4,72
803	4,70	3,24	+3	2008	5,90	0,030	4,72
804	6,0	4,50	-73	2005	5,90	0,035	5,50
805	6,76	5,14	-107	1830	5,38	0,050	7,88
806	7,30	5,30	-115	2005	5,90	0,046	7,24
807	7,88	5,32	-125	1840	5,41	0,030	4,72
808	9,02	5,60	-141	1650	4,85	0,025	3,93
809	10,14	5,80	-165	1606	4,72	0,010	1,57



Рис. 9. Осаждение сульфидов в морской воде

что соответствует преобладанию в растворах простых ионов Pb^{2+} , Zn^{2+} и Cu^{2+} (в последнем случае этот участок кривой наименее выражен). Далее выделяется область pH (от 3 до 4,5), где концентрация металлов почти не изменяется. Это связывается обычно с преобладанием в растворе недиссоциированных частиц $Me(HS)_2$. Увеличение содержания металлов с дальнейшим ростом pH до 7 связано, согласно принятым представлениям, с возрастанием концентрации ионизированных комплексов $Me(HS)_3^-$. Теоретические кривые для различных гидросульфидных комплексов металлов проходят через максимум при pH 7, в более

щелочной области их концентрация падает; вместе с тем здесь может возрастать роль полисульфидных и гидроксокомплексов металлов. В экспериментальных растворах концентрация Pb и Cu при pH 7 уменьшается; последние два вида комплексов, по-видимому, не могут играть существенной роли, поскольку начально высокие pH в опытах снижались. Изменения концентрации Zn в щелочной области не совсем ясны.

Остаточные концентрации металлов в растворах значительно выше, чем это следует из величин их произведений растворимости с поправкой на ионную силу раствора — морской воды, а также более высоки, чем имеющиеся данные по растворимости сульфидов с учетом образования гидросульфидных комплексов в среде, насыщенной H_2S (например, данные Хемли, 1954). Одной из причин этого, кроме различий в других условиях постановки опытов, является влияние химического состава среды осаждения — морской воды, содержащей анионы, с которыми металлы способны образовывать комплексные соединения, однако менее прочные, чем гидросульфидные комплексы металлов. Но ввиду малой диссоциации сероводорода концентрация ионов HS^- незначительна, поэтому другие виды комплексных соединений также могут играть роль, задерживая осаждение сульфидов, как это известно также из других экспериментальных работ (Малышев и Ходаковский, 1964; Баранова, 1963 и др.).

Таблица 6

Результаты анализа жидких фаз опытов по осаждению сульфида цинка. Исходная концентрация $Zn^{2+} = 30$ мг/л

№ опыта	Исходная величина рН	Равновесные величины		ΣH_2S		Zn	
		рН	Eh, мВ	мг/л	г-ион/л·10 ⁻²	мг/л	г-ион/л
900	1,54	1,50	+85	1697	4,99	10,0	1,53 · 10 ⁻⁴
901	1,80	1,74	+70	1759	5,17	1,45	2,22 · 10 ⁻⁵
902	2,52	3,44	+45	1596	4,70	0,12	1,83 · 10 ⁻⁶
903	3,50	2,96	+17	1975	5,80	0,07	1,07 · 10 ⁻⁶
904	4,50	3,06	-17	2008	5,90	0,085	1,3 · 10 ⁻⁶
905	5,32	3,26	-21	1678	4,93	0,12	1,83 · 10 ⁻⁶
906	6,68	4,78	-98	1657	4,87	0,30	4,59 · 10 ⁻⁶
907	7,30	5,04	-105	1945	5,72	0,27	4,13 · 10 ⁻⁶
908	6,90	5,36	-125	1679	4,93	0,54	8,24 · 10 ⁻⁶
909	8,64	5,54	-157	1638	4,80	0,60	9,17 · 10 ⁻⁶
910	9,40	5,72	-175	1675	4,93	0,37	5,65 · 10 ⁻⁶

На рис. 9 можно видеть, что остаточные концентрации металлов различаются более всего в сильнокислой среде. В опыте с исходной величиной рН 1,15 остаточная концентрация свинца составляла $3,38 \cdot 10^{-6}$ г-ион/л ($10^{-5,47}$); при рН 1,96 концентрация меди - $7,10^{-7}$ г-ион/л ($10^{-6,15}$); при рН 1,54 концентрация цинка равна $1,53 \cdot 10^{-4}$ г-ион/л ($10^{-3,81}$). Несмотря на то, что приведенные величины рН не совсем точно совпадают для опытов со свинцом, цинком и медью, очевидно, что в самой кислой среде остаточные концентрации металлов располагаются в ряд, соответствующий произведениям растворимости их сульфидов, т. е. $[Zn] > [Pb] > [Cu]$ так же, как $\text{Pr}ZnS = 7,10 \cdot 10^{-26} > \text{Pr}PbS = 6,7 \cdot 10^{-29} > \text{Pr}CuS = 6,9 \cdot 10^{-37}$. Но различие концентраций металлов менее существенно, чем это следует из величин произведений растворимости.

В исходной слабокислой и нейтральной средах концентрации металлов в равновесии с их сульфидами различаются меньше, чем в кислой среде. Причем отличие расчетной концентрации меди от фактически наблюдавшейся в растворах в близонейтральной среде значительно больше, чем для свинца и цинка, и объясняется большей устойчивостью ее комплексных соединений, образующихся в растворах ($K_d = 10^{-26}$ или 10^{-27}), тогда как порядок величин констант диссоциации гидросульфидных комплексов свинца и цинка типа $Me(HS)_2^-$ приблизительно одинаков ($10^{-15} - 10^{-17}$ в зависимости от ионной силы раствора, по И.Л. Ходаковскому, 1966). Соответственно этому наблюдавшиеся в растворах концентрации свинца и цинка отклоняются от расчетных в близонейтральной среде приблизительно одинаково (отклонение составляет около 4 порядков величин).

Отметим также, что в исходной слабокислой, нейтральной и щелочной средах, т. е. там, где комплексообразование более всего проявляется, концентрация меди в растворах даже несколько выше, чем свинца

(в г-ион/л), хотя соотношение произведений растворимости их сульфидов обратное.

Таким образом, несмотря на значительное различие произведений растворимости сульфидов свинца, цинка и меди и расчетных растворимостей этих металлов, остаточные концентрации их при осаждении сульфидов в морской воде мало различаются между собой. Различие наибольшее в сильноокислой среде, где преобладают некомплексные ионы Pb^{2+} , Cu^{2+} , Zn^{2+} , а эффект комплексообразования с гидросульфид-ионами невелик. В этом случае для цинка, способность к комплексообразованию у которого наименьшая, концентрация близка к расчетной. В слабокислой и близнеутральной среде, где комплексообразование проявляется больше, различие концентраций металлов уменьшается.

Рассмотренные соотношения концентраций металлов при осаждении их сульфидов являются следствием известной закономерности: чем больше величина pK (или $-lgPr$) для произведения растворимости ковалентного соединения, тем больше величина pK (или $-lgK_{дисс.}$) для константы диссоциации аналогичного ему растворенного комплекса.

Поэтому, как отмечает Гаррельс (1968), при возрастании ионной силы раствора наблюдается тенденция не только к увеличению растворимости сульфидов, но также и к выравниванию их растворимостей. Экспериментальные данные не только подтверждают это положение, но и дают определенную его количественную оценку для морской воды.

Разделение металлов в восстановительной среде в виде первично сульфидных осадков (при достаточном количестве H_2S), следовательно, должно относиться к растворам с меньшей ионной силой, чем морская вода нормальной солености. Таким образом, условия первичной дифференциации металлов, отмеченные для окислительной среды, сохраняются и при осаждении их в восстановительной обстановке. Отметим, что вероятность первичной концентрации цинка в осадках в виде сульфида в морской воде остается все же меньшей, чем у других двух металлов, поскольку подвижность его в присутствии H_2S больше.

Некоторые из экспериментальных растворов, насыщенных сероводородом (после их анализа) оставались на медленное окисление при слабом доступе кислорода воздуха. При этом в первый период окисления происходило выделение значительных количеств элементарной серы и падение остаточной концентрации металлов в растворе ниже уровня, отмечавшегося в сероводородной среде (до тысячных долей мг/л). Очевидно, происходило сорбционное соосаждение металлов с выпадающей серой. В природных условиях этот процесс соосаждения при протекании окислительно-восстановительной реакции $S^{2-} \rightleftharpoons S^0 + 2e$ может являться одним из возможных способов извлечения металлов из растворов весьма малых концентраций. В иловых, а иногда и придонных водах существует определенная область перехода сероводородных условий в окислительные, где начинается смена газового режима, характеризующаяся несколько более высокими значениями Eh , чем среда, насыщенная сероводородом. В этой области должно происходить интенсивное образование элементарной серы при окислении H_2S и соосаждение металлов. Осаждающаяся сера в дальнейшем в толще осадков снова попадает в сильновосстановительную среду, где связь между ионами металлов и серой может переходить в химическую с образованием суль-

фидов. Возможно, что этот процесс может проявляться в так называемых "седиментационных ловушках" — небольших депрессиях на дне морского бассейна, располагающихся в прибрежной его части и характеризующихся сероводородным брожением в илах.

Выявленные экспериментально особенности процессов химического осаждения металлов в целом ряде случаев хорошо согласуются с установленными закономерностями размещения месторождений и рудопроявлений, их приуроченностью к отложениям определенного фациального типа, дифференциацией металлов и другими.

Известно, что наибольшим распространением пользуются медистые породы, связанные с континентальными и прибрежноморскими фациями, тогда как накопление меди в морских отложениях — известняках и доломитах — происходит значительно реже. Установлена преимущественная приуроченность повышенных медных концентраций к пестроцветным отложениям дельтового типа. Здесь медь является ведущим металлом, свинец и цинк имеют подчиненное значение (медистые песчаники Джезказгана, Западного Приуралья, Удоканское месторождение и др.). Экспериментально эти данные обосновываются возможным первичным осаждением меди в окислительной обстановке в наименее щелочной среде по сравнению с двумя другими металлами, причем отделение ее должно относиться, как было показано, к области пресных или слабосоленых прибрежных морских вод, pH которых повышен по сравнению с речными, но еще недостаточно, чтобы вызвать быстрое и полное осаждение свинца и цинка, хотя частичное осаждение этих двух металлов здесь также не исключается.

Морская вода нормальной солености менее благоприятна, по сравнению с опресненной, для разделения металлов также и в виде первичных сульфидных соединений, так как растворимости их в морской воде сближаются между собой.

В месторождениях, приуроченных к мелководноморским осадкам, трансгрессивно залегающим на красноцветах (Мансфельдский тип месторождений, по Л. В. Пустовалову и А. М. Лурье, 1968), руды меди, как известно, тяготеют к периферической или прибрежной части бассейна, к области перехода морских отложений в красноцветные осадки. В том случае, если присутствуют все три металла, в их распределении часто отмечается зональность, отражающая их дифференциальную подвижность, соответствующую экспериментальным данным.

В настоящее время установлено, что в морских месторождениях осадочного генезиса свинец и цинк большей частью концентрируются в карбонатных породах или прослоях карбонатных пород, отлагающихся в мелководных морских бассейнах с затрудненным водообменом и повышенным испарением; эти бассейны характеризуются прогрессивным осолонением. Таковы месторождения в доломитах Калкан-Ата Приташкентского района, г. Большое Богдо, Артемовской котловины и ряд других. Связь свинцово-цинковой минерализации с карбонатами в работах целого ряда исследователей объясняется сорбционными свойствами карбонатных пород по отношению к металлам (Вольфсон, Некрасов, 1965; Абрамович, 1959; Лурье, 1963 и др.), поскольку имеющиеся экспериментальные работы (Рожкова, Щербак, 1956; Рожкова, Щербак, Маакян, 1962; Каширцева, 1959; Краускопф, 1963 и др.) показывают способность различных осадков сорбировать ионы металлов.

Следует, по-видимому, обратить внимание на то, что именно со-осаждение в процессе перехода CaCO_3 или других карбонатных соединений в твердую фазу наиболее эффективно для первичной концентрации металлов в осадках (оно может носить изоморфный или адсорбционный характер). Поэтому именно хемогенное карбонатообразование и может являться, очевидно, в целом ряде случаев механизмом первичной концентрации некоторых элементов рудной минерализации, накоплению которых в растворе способствует рост засоления бассейна, особенно хлоридного. Карбонаты кальция и магния, кроме того, создают всегда высокую величину pH и большую буферность равновесных растворов. Помимо соосаждения, они могут способствовать быстрому осаждению металлов и в виде самостоятельных минеральных форм при условии достижения определенного уровня концентрации металлов в водах. Этот необходимый уровень концентраций был показан при экспериментах; вероятно, как и предполагают некоторые исследователи, он может достигаться в замкнутых бассейнах, причем не только за счет испарительного концентрирования морских вод, но и вод континентального стока, питающих этот бассейн.

Путь первичной концентрации металлов в виде карбонатных соединений, основных солей или изоморфных карбонатных минералов предполагает дальнейшую сульфидизацию этих соединений в процессе диагенеза. В восстановительной сероводородной обстановке возможно в некоторых случаях и непосредственное осаждение сульфидов из растворов как наименее растворимых соединений и первичное накопление их в осадках. Экспериментальные данные показали условия осаждения сульфидов в морской воде и равновесные с этими соединениями концентрации металлов в растворах.

Литература

- Абрамович Е. Л. О генезисе полиметаллического оруденения пластового типа в доломитах Калкан-Ата. - Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 11.
- Баранова Н. Н. О составе карбонатных комплексов свинца и константах их нестойкости при 25, 250 и 300°. - Геохимия, 1968, № 1.
- Винчелл А. Н. и Винчелл Г. Оптическая минералогия. ИЛ, 1953.
- Вольфсон Ф. П., Некрасов Е. М. Свинец и цинк. - В сб. "Металлы в осадочных толщах". Изд-во "Наука", М., 1965.
- Гаррельс Р. М. Минеральные равновесия. ИЛ., 1962.
- Гаррельс Р. М., Крайст Ч. Л. Растворы, минералы, равновесия. Изд-во "Мир", М., 1968.
- Каширцева М. Ф. Экспериментальные данные по сорбции меди различными минеральными и органическими сорбентами. - Сов. Геология, 1959, № 5.
- Керн Р., Вайсброт А. Основы термодинамики для минералогов, петрографов и геологов. - Изд-во "Мир", 1966.
- Книпович Ю. Н., Морачевский Ю. В. Анализ минерального сырья. Гос. науч.-техн. изд-во хим. литературы, 1956.
- Константинов М. М. Происхождение стратифицированных месторождений свинца и цинка. Изд-во АН СССР, М., 1963.

- Краускопф К. Б. Факторы, контролирующие концентрации тринадцати редких металлов в морской воде. - В сб. "Геохимия литогенеза", ИЛ, 1963.
- Крюков П. А., Заводнов С. С. и Горемыкин В. Э. Сульфидно-карбонатное равновесие и окислит.-восст. состояние серы в минеральных водах района Кавказских минеральных вод. - Докл. АН СССР, 1962, т. 142, № 1.
- Левченко В. И. Об окислительно-восстановительном потенциале системы серы. - Гидрохимич. материалы, т. XVII, Изд-во АН СССР, 1950.
- Лурье А. М. Закономерности распределения свинцово-цинковой минерализации в междуречье Гава Кассан. - Труды ИГЕМ АН СССР, Изд-во АН СССР, 1963, вып. 91.
- Малышев Ф. И., Ходаковский И. Л. Некоторые геохимические особенности переноса и отложения свинца в гидротермальных растворах на примере месторождения Замбарак. - Геохимия, 1964, № 5.
- Мелентьев Б. Н., Иваненко В. В., Памфилова Л. А. О растворимости сульфида цинка в водных растворах. Докл. АН СССР, 1963.
- Мелентьев Б. Н., Иваненко В. В., Памфилова Л. А. Исследование растворимости сфалерита в водных растворах различной кислотности. - Докл. АН СССР, 1965, т. 161, № 3.
- Попов В. М. Медь. - В сб. "Металлы в осадочных толщах". Изд-во "Наука", 1965.
- Пустовалов Л. В., Лурье А. М. Главнейшие типы осадочных месторождений меди и свинца в пестроцветных формациях. - В сб. "Геохимия осадочных пород и руд". Изд-во "Наука", 1968.
- Рафальский Р. П. Гидротермальные равновесия. Растворимость сульфидов тяжелых металлов в воде и водных растворах при повышенных температурах. - Геология рудных месторождений, 1966, № 4.
- Резников А. А., Муликовская Е. П., Соколов И. Ю. Методы анализа природных вод. Гос. науч.-техн. изд-во лит-ры по геологии и охране недр. М., 1963.
- Рожкова Е. В., Шербак О. В. Сорбция свинца на различных горных породах и возможная ее роль в образовании месторождений. - Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1956.
- Рожкова Е. В., Шербак О. В., Саакян В. М. Роль сорбции и концентрации цинка в осадочных горных породах. - Минеральное сырье, 1962, вып. 6.
- Сендел Е. Б. Колориметрическое определение следов металлов. Госхимиздат, 1949.
- Сташук М. Ф. Проблемы окислительно-восстановительного потенциала в литологии. - В сб. "Физические и химические процессы и фации". Изд-во "Наука", 1969.
- Файнберг С. Ю. Анализ руд цветных металлов. Metallurgizdat, 1963.
- Хемли Дж. Исследование растворимости сульфида свинца и ее связь с отложениями руд. - В сб. "Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования", ИЛ, 1954.
- Ходаковский И. Л. О гидросульфидной форме переноса тяжелых металлов в гидротермальных растворах. - Геохимия, 1966, № 8.

**СТРОЕНИЕ СТЕШЕВСКОГО ГОРИЗОНТА
КАРБОНА НА ЮГО-ЗАПАДЕ ПОДМОСКОВНОЙ
КОТЛОВИНЫ И ПОЛОЖЕНИЕ В ЕГО
РАЗРЕЗЕ КЕРАМЗИТОВЫХ ГЛИН**

Практикой многочисленных поисково-разведочных работ установлено, что лучшим сырьем для производства керамзита (искусственного заполнителя легких бетонов) в пределах Центрального экономического района являются глины, залегающие среди отложений стешевского горизонта нижнего карбона.

Стешевские отложения, как выявлено работами М.С. Швецова (1932, 1938, 1948) и других исследователей, характеризуются значительной изменчивостью состава как по площади, так и во времени. Существенно глинистые разрезы стешевских отложений приурочены к юго-западному крылу Подмосковной котловины. К северу и северо-востоку они сменяются карбонатными породами. Площадь неглубокого залегания глинистых пород стешевского горизонта, где они доступны открытой разработке, прослеживается в неширокой полосе (20–75 км) к югу от линии Сычевка–Серпухов. Здесь разведан и эксплуатируется ряд месторождений керамзитовых глин (Калиново–Дашковское, Пятовское, Жаличинское, Афанасьевское, Пореченское и др.). Большинство месторождений расположено в пределах Калужской и Тульской областей. Стешевские глины обеспечивают потребность в сырье керамзитовых предприятий этих областей, а также поставляются в соседние области и, в частности, в Московскую.

В толще пород стешевского горизонта лишь небольшая часть глин представляет промышленную ценность. Как известно, по результатам ряда экспериментальных работ (Онацкий С.И., Соловьева О.В. и др.), вредными примесями в глинах, используемых для производства керамзита, являются песчано-алевритовые и карбонатные включения. Достаточно дисперсные бескарбонатные глины в разрезе стешевского горизонта не имеют сплошного площадного распространения, изменчивы в мощности, местами содержат непромышленные прослои и по внешнему виду часто неотличимы от непродуктивной части толщи.

Поэтому при эксплуатации месторождений на отдельных участках сталкиваются с фактом резкого ухудшения качества сырья при отработке, казалось бы, одного и того же слоя по простиранию. Однако до последнего времени не были определены стратиграфическое положение в разрезе стешевских отложений промышленных разностей керамзитовых глин и площадь их распространения. Работы в этой области ограничи-

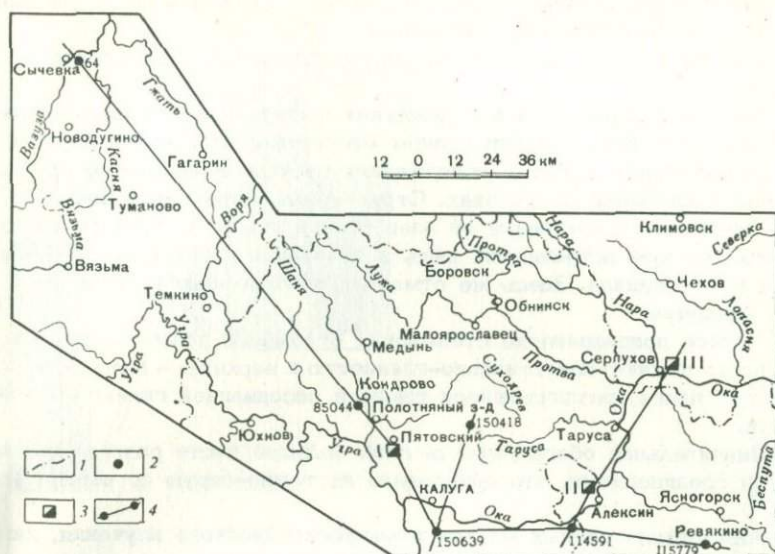


Рис. 1. Обзорная карта района работ

1 - границы административных областей; 2 - опорные скважины; 3 - опробованные карьеры; I - Пятовская группа месторождений; II - Жаличнинское месторождение; III - Заборьевское месторождение

вались требованиями, предъявляемыми к изучению отдельных месторождений при поисках и разведках.

В ходе исследования сырьевых ресурсов керамзитовой промышленности Центрального района, проведенного в ЛОПИ под руководством М.С. Пичугина в 1964-1968 гг., автором статьи выполнено послойное изучение вещественного состава и структурно-текстурных особенностей стешевских глинистых отложений в девяти опорных разрезах, что позволило, сопоставив разрезы, выявить пространственную приуроченность к ламзитовых глин и некоторые другие закономерности в строении горизонтов. Полученные результаты кратко освещаются в данной статье.

Изучение велось по образцам, отобраным в забоях карьеров и по кернам скважин (пробуренных ГУЦР). В работе частично использован каменный материал, собранный М.С. Пичугиным. Район работ и расположение опорных разрезов показаны на рис. 1.

В пределах рассматриваемой территории отложения стешевского горизонта представлены глинами с прослоями известняков, мергелей и доломитов. Мощность толши в изученных разрезах варьирует от 4 до 20 м. Структурное положение района обусловило в общем пологое моноклинальное падение слоев на северо-восток, так что к северу от линии городов Сычевка-Серпухов-Кашира стешевские отложения погружаются под более молодые осадки карбона. Несколько южнее широты Тулы проходит современная граница их распространения.

Характерными особенностями стешевских отложений всего рассматриваемого района являются следующие:

1. Преобладание в разрезах глинистых пород над карбонатными (рис. 2).

2. Незначительная роль в отложениях песчано-алевроитового материала, что выражено в почти полном отсутствии собственно песчано-алевроитовых пород и малых содержаниях песчано-алевроитовой примеси в глинах и карбонатных породах. Структурные типы глин (Викулова, 1957) находятся в интервале от алевроитовой глины до чистого пелита. При этом первые встречаются лишь в основании разреза на крайнем западе и юго-западе. Здесь же отмечены маломощные прослойки и линзы алевроита.

3. Четкое подразделение стешевских отложений по вертикали на две части: нижнюю известняково-глинистую и верхнюю - доломитово-глинистую пачки, различающиеся также и ассоциацией глинистых минералов.

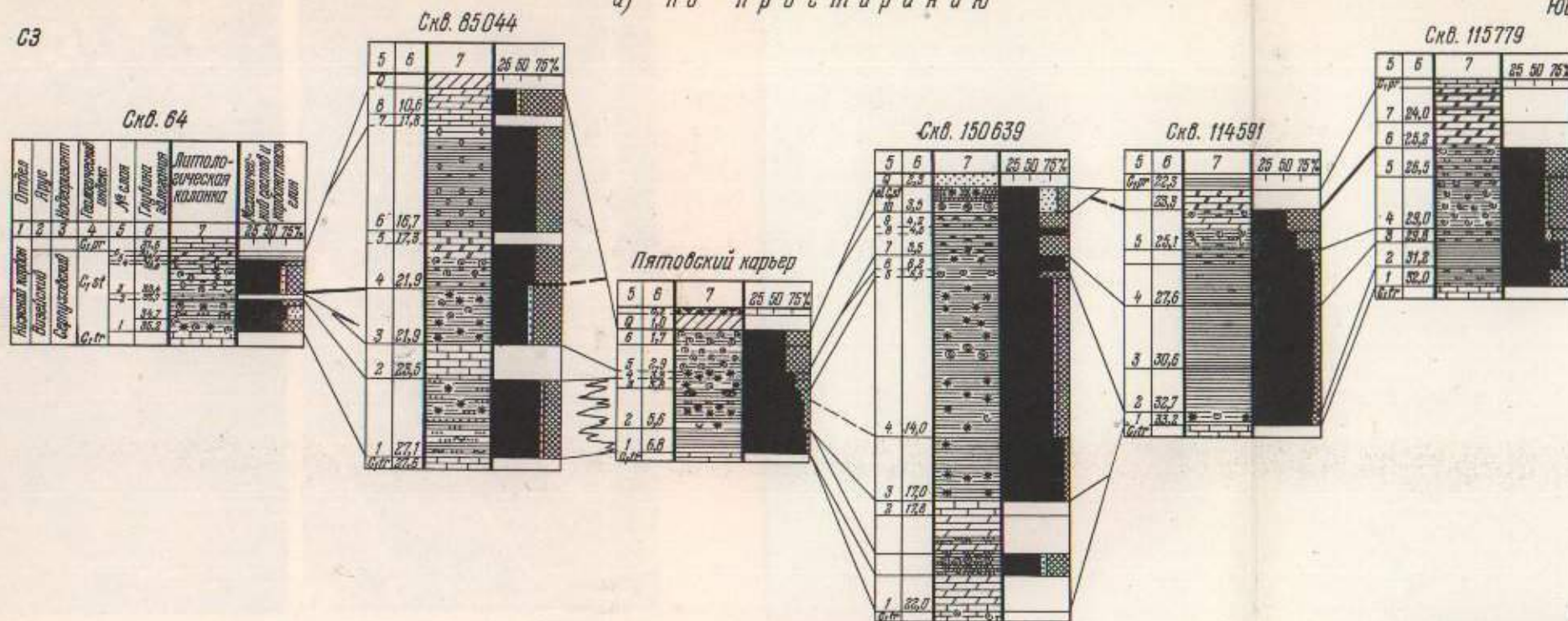
4. Значительная обогатенность глин большей части разреза органическими соединениями, что обусловило их темно-серую до черной окраску¹.

Сопоставление данных макро- и микроскопического изучения, химического и рентгеноструктурного анализов по опорным разрезам стешевского горизонта показало, что наряду с общими для всего района чертами строения горизонта имеются существенные различия в напластовании пород на западе и востоке. Это дало основание выделить здесь два типа разрезов, свидетельствующих о несколько отличной обстановке их накопления. Граница между разрезами 1 и 2 типов намечается в районе г. Кондрово и Полотняного завода.

В разрезах 1 типа, западнее указанной линии (скв. 64 и 85044), нижняя известково-глинистая пачка сложена глинами известковистыми с прослоями известняков. В основании разреза присутствуют алевроитистые, реже алевроитовые глины с линзовидными прослойками глинистых алевроитов. Здесь же встречаются фюзенизированные корневые элементы растений (рис. 3,а). Карбонатная часть глин в низах разреза представлена тонкозернистым и пелитоморфным кальцитом и в меньшей степени более крупными выделениями кальцита - раковинным детритом, а в верхней части пачки преобладают обломки раковин и раковинный детрит. Мощность пачки с запада на восток возрастает от 1,80 до 6,70 м.

Верхняя доломитово-глинистая пачка состоит из глин доломитистых, доломитовых мергелей и маломощных прослоев доломитов. Обломки раковин и раковинный детрит встречаются в основном в доломитистых глинах в низах пачки. Кверху количество их быстро сокращается.

¹ Наблюдаемая местами смена темно-серого цвета глин по простиранию вишнево-красным связана, по-видимому, с преобразованием породы в зоне гипергенеза и, в частности, с переходом закисного железа в окисное.



б) вкрест простирания

Заборьевский карьер

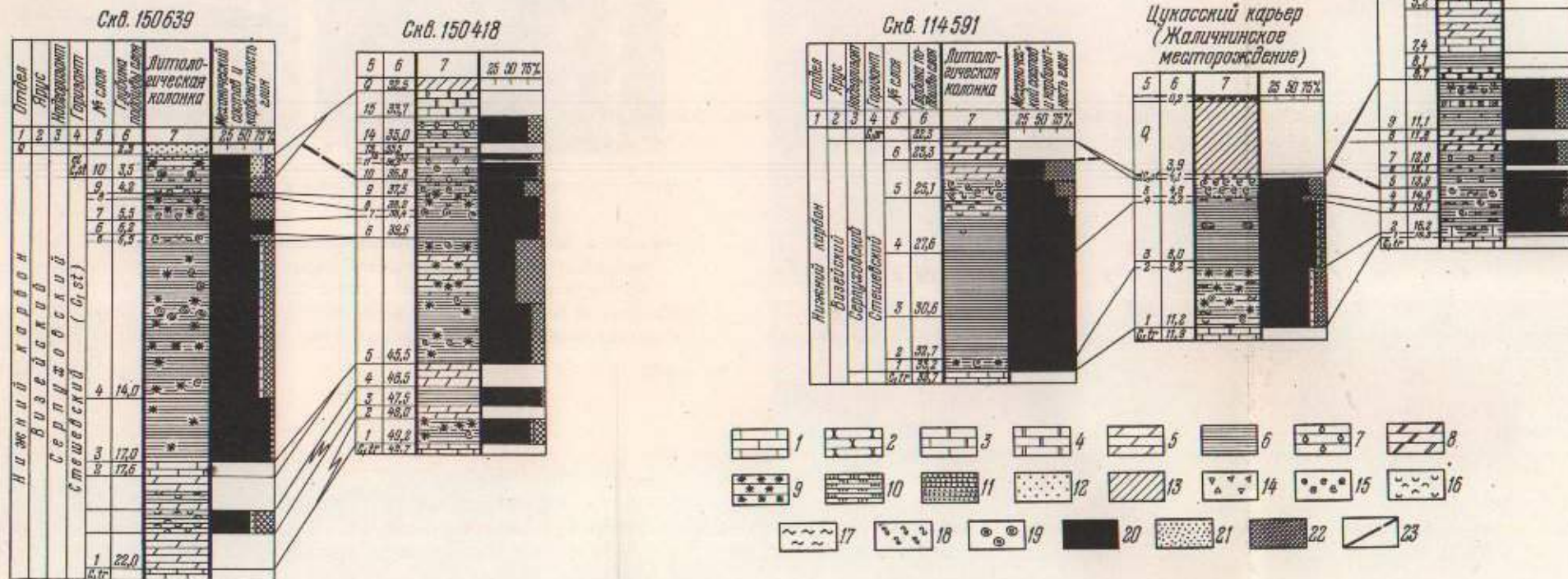


Рис. 2. Сопоставление опорных разрезов стешевского горизонта к литологической колонке

А - по простиранию; Б - вкрест простирания; 1 - известняк; 2 - известняк глинистый; 3 - известняк доломитовый; 4 - доломит; 5 - мергель (известковый); 6 - глина (коренная); 7 - глина доломитовая; 8 - мергель доломитовый; 9 - глина известковистая; 10 - глина алевритовая (алевритистая); 11 - алеврит и алеврит; 12 - песок; 13 - глина и суглинок (четвертичные); 14 - обломки пород; 15 - обломки раковин; 16 - зоогенный детрит; 17 - растительные остатки; 18 - следы жизнедеятельности роющих организмов; 19 - конкреции сидерита. Частой горизонтальной штриховкой выделены керамзитовые глины. К колонке состава глины: 20 - глинистая часть; 21 - песчано-алевритовая часть; 22 - карбонатная часть; 23 - подошва доломитово-глинистой пачки

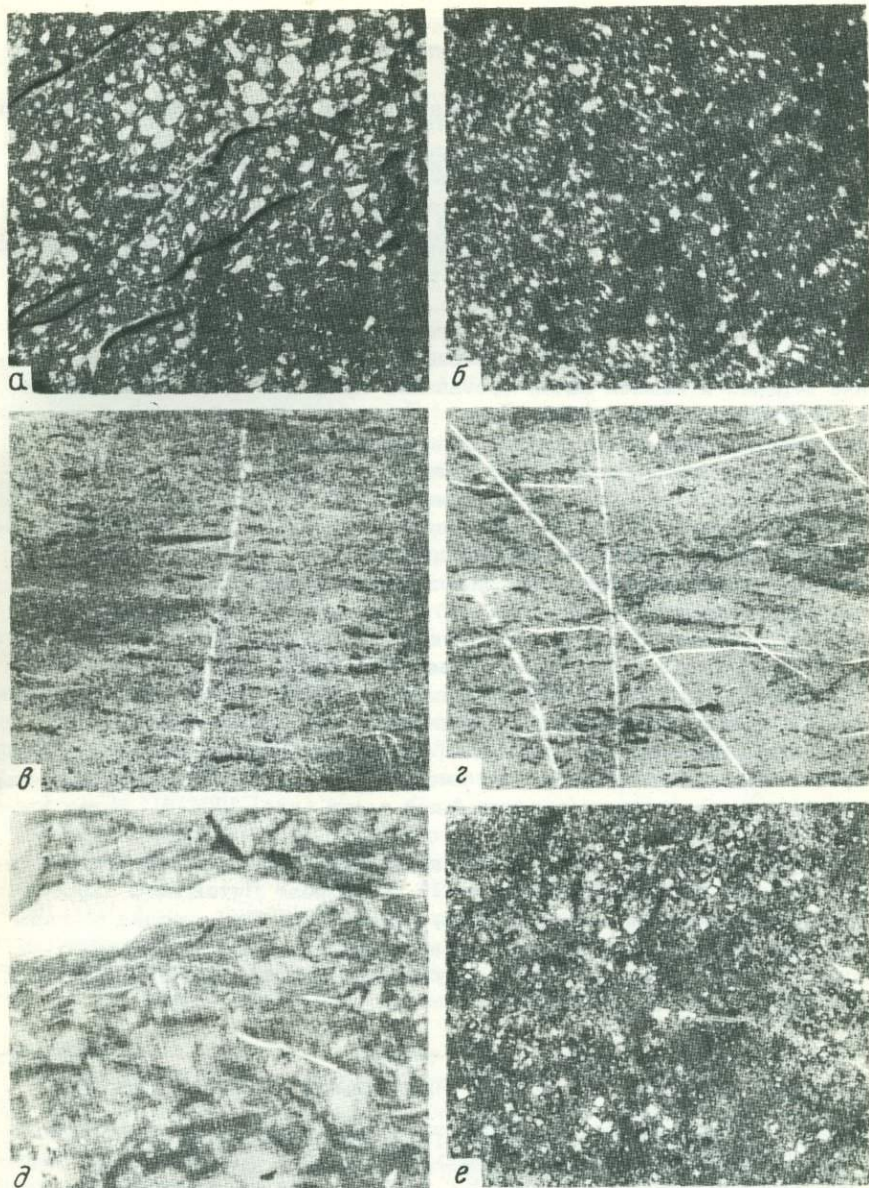


Рис. 3. Основные структурные и микротектурные разновидности глин стешевского горизонта

а - глина алевритистая с фитоалевропелитовой структурой и гнездовой микротекстурой, видны фюзенизированные корневые элементы растений, скв. 64, слой 1, средняя часть, увел. 43, без анализатора; б - глина известковистая с карбонатопелитовой структурой и беспорядочной микротекстурой, скв. 150639, слой 4, увел. 43, с анализатором; в -

М.С. Швецов (1948) отмечает, что в конце стешевского времени донное население здесь (р. Шаня) так обеднело, что остались одни остракоды.

Мощность верхней пачки на западе — 1,90 м, а восточнее достигает 7,50 м.

Следует отметить, что в изученных разрезах 1 типа соотношение мощностей верхней и нижней пачек выражается отношением 1:1.

Разрезы отложений стешевского горизонта, расположенные восточнее городов Кондрово и Полотняного, объединяются во 2 тип напластований. Здесь наблюдается иное соотношение мощностей верхней и нижней пачек породы и более сложное строение нижней пачки. Мощность нижней, известняково-глинистой пачки возрастает максимально до 9–18 м, а верхней, наоборот, сокращается до 1–3 м, так что соотношение верхней и нижней пачек составляет 1:3 и менее. Лишь в районе г. Серпухова (Заборьевский карьер) мощность нижней пачки резко сокращается и указанное соотношение становится более 1.

На основании сопоставления литолого-структурных признаков отложений по опорным разрезам восточной части территории автором составлен сводный разрез 2 типа напластований (рис. 4), в котором выделяется 7 слоев (или пачек второго порядка), шесть из которых отвечают нижней известняково-глинистой части разреза, а седьмая — верхняя — доломитово-глинистой. В конкретных разрезах отдельные слои выклиниваются по площади, либо эродированы в последующее время.

I слой. В основании залегают мергели темно-серые глинистые с прослоями глин. Этот слой является переходным от известняков тарусского горизонта. Фациальная изменчивость его прослеживается на сравнительно небольших расстояниях. Так, на юго-западе района (скв. 150639) среди мергелей залегают глины алевритистые со значительной примесью раковинного детрита, а в центральной части (скв. 150418), более удаленной от береговой линии, глины содержат незначительную примесь алевритового материала. В одном из прослоев они почти бескарбонатны (прослой 3; скв. 150418, рис. 2). В разрезе Пятовского карьера, расположенном несколько западнее, нижний слой представлен целиком глинами почти бескарбонатными, заключающими лишь редкие обломки пиритизированной фауны. К востоку нижний глинисто-мергельный слой выклинивается.

Продолжение подписи к рис. 3

глина бескарбонатная с пелитовой структурой и ориентированной микротекстурой, по напластованию наблюдаются выделения гидроокислов железа, скв. 150418, слой 6; увел. 43, без анализатора; б — глина бескарбонатная с фитопелитовой структурой и ориентированной микротекстурой, по напластованию расположены обрывки растительной ткани, скв. 114591, слой 2; увел. 21, с анализатором; д — глина известковистая с зоопелитовой структурой, скв. 150639, слой 5, увел. 43, без анализатора; е — глина доломитовая с порфиробластовой структурой, скв. 85044, слой 6; увел. 43, без анализатора

Индекс горизонта	№ слоя	Мощность, м	Литологическая колонка
C ₁ st	VII	1,0 - 3,0	
	VI	1,3 - 2,00	
	V	2,50	
	IV	0,70 - 5,10	
	III	0,5 - 7,50	
	II	1,80 - 3,00	
I	1,20 - 4,40		

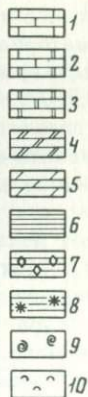


Рис. 4. Сводный разрез 2 типа стешевского горизонта

1 - известняк; 2 - известняк доломитовый; 3 - доломит; 4 - мергель доломитовый; 5 - мергель (известковый); 6 - глина; 7 - глина доломитовая; 8 - глина известковистая; 9 - створки и обломки раковин; 10 - зоогенный детрит

Мощность его в разрезах составляет 1,20-4,40 м.

II слой. Глина темно-серая, почти черная, иногда с коричневатым оттенком, слабо известковистая с редким зоогенным детритом. Содержание тонкозернистого кальцита по шлифам не превышает 5-8%, раковинный детрит составляет 1-3%. Структура породы пелитовая, а местами, где содержание тонкозернистого кальцита превышает 5%, структура названа автором карбонатопелитовой¹. Микротекстура горизонтально-слоистая, ориентированная, а в отдельных линзах и прослойках брекчиевидная (рис. 5,а).

Слой присутствует в тех же разрезах центральной части района, что и нижележащий и к востоку выклинивается. Мощность его не превышает 1,8-3 м.

III слой. Глина темно-серая до черной, иногда с коричневатым оттенком, местами темно-вишневая, зеленовато- или стально-серая, сильно известковистая, но обычно без видимых остатков фауны или с небольшой примесью раковинного детрита. В отдельных

¹ Ввиду отсутствия в литературе подходящих терминов для обозначения структур глин карбонатных, за исключением термина порфиروبластовая структура, не являющегося всеобъемлющим для указанной группы пород, автором введены при рассмотрении данного вопроса два новых термина: зоопелитовая структура (по аналогии с общепринятым термином фитопелитовая) - определяющая породу, в основной глинистой массе которой присутствуют зоогенные органические остатки в количестве более 5%; и карбонатопелитовая структура - для случая, когда карбонатная примесь представлена тонкозернистым карбонатом, по морфологии выделений не позволяющим судить о его зоогенном или ином происхождении.

прослоях глина сменяется мергелем. В шлифах фиксируется значительная примесь (от 10 до 20%) мелких зерен кальцита неправильных очертаний в основной глинистой массе и небольшое количество (до 1-3%, реже до 5-7%) зоогенного детрита. Структура данного слоя, как правило, карбонатопелитовая (рис. 3,б). Реже встречаются ее разновидности: зоокарбонатопелитовая или фитокарбонатопелитовая структуры. Микротекстура породы беспорядочная, прослоями горизонтально-слоистая, а основной глинистой массы - ориентированная.

Мощность слоя варьирует в широких пределах от 0,5 до 7,5 м, а на крайнем востоке и юго-востоке района (Заборьевский карьер, скв. 114591, 115779) слой выклинивается.

IV слой. Глина темно-серая до черной, часто участками темно-вишневая, жирная, пластичная, вязкая, бескарбонатная, практически лишенная остатков фауны. Глина плотная тонкослоистая с тонкоплитчатой отдельностью. Вследствие высокой пластичности материала слой часто пloyчато деформирован, местами разлинзован. Участками в основании либо в середине слоя наблюдаются маломощные (0,2-0,5 м) невыдержанные по простиранию прослойки глины с обильными остатками фауны, а в верхней части иногда залегают каравеобразные глинисто-карбонатные (сидеритовые?) конкреции. В основной глинистой массе встречаются гелифицированные растительные остатки.

Характерной структурой глин данного слоя является пелитовая (см. рис. 3,в), реже фитопелитовая (см. рис. 3,г). Микротекстура горизонтально-слоистая и для основной глинистой массы ориентированная. В случае деформированности породы микротекстура волнисто- или линзовиднослоистая с пятнисто-ориентированной микротекстурой основной глинистой массы. Отмечены разности глин с ооидной (очковой) микротекстурой (см. рис. 5,б). Мощности слоя колеблется от 0,70 до 5,10 м, при этом максимальные мощности приурочены к средней части восточной территории района (Цукацкий карьер Жиличининского месторождения, скв. 114591, южнее - Пореченское месторождение). К западу и востоку происходит сокращение мощностей, а в районе Пятовского месторождения этот слой, по-видимому, отсутствует.

V слой. Глина темно-серая, иногда с прослоями темно-вишневой, местами с зеленоватым оттенком. Она содержит небольшую примесь зоогенного карбоната (обычно 3-5%) и в меньшей мере (до 2-3%) тонкозернистый кальцит неправильных очертаний.

На крайнем востоке (Заборьевский карьер) встречаются фюзенизированные остатки корневых элементов растений (см. рис. 5,в). Структура породы пелитовая, приближающаяся и местами сменяемая зоопелитовой или фитопелитовой. Микротекстура - сетчатая или чешуйчатая.

Данный слой является переходным к вышележащему; выделить его удается не во всех разрезах. Хорошо прослеживается он на востоке района (Цукацкий, Заборьевский карьеры, скв. 114591, 115779), где его мощность варьирует от 0,3 до 2,5 м.

VI слой. Глины пестроцветные (темно-серая с прослоями и пятнами красновато-коричневой, зеленовато-желтая, темно-коричневая, темно-зеленая) участками с прослоями мергелей желтовато-зеленых и серовато-желтых. Глины изобилуют обломками раковин и раковинным детритом,

а отдельные прослойки и линзы почти целиком сложены створками раковин брахиопод. В нижней части слоя местами в глинах отмечены ходы роющих организмов, заполненные тонким известковым детритом. В шлифах, помимо кальцитовых зерен, наблюдаются отдельные ромбоэдры доломита. Для глин данного слоя характерны зоопелитовая (см. рис. 3, д), реже карбонатозоопелитовая структуры и беспорядочная микротекстура.

Слой хорошо прослеживается в большинстве разрезов, выклиниваясь лишь в районе Заборьевского карьера. Мошность его не превышает 2 м.

VII слой. Чередование доломитовых мергелей, доломитовых и доломитистых глин, реже прослоев доломитовых известняков и доломитов.

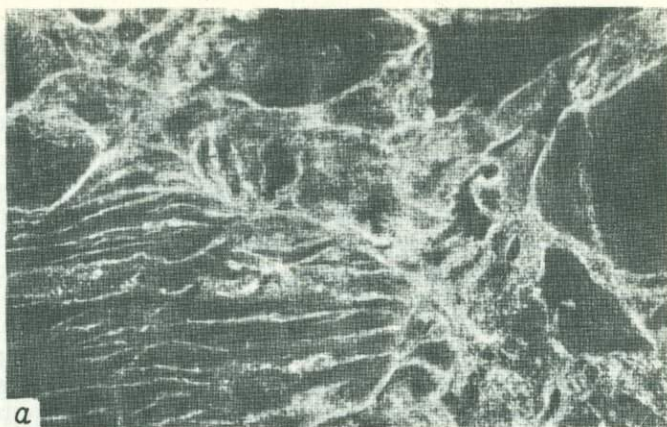
Глины и мергели сложены глинистым веществом с ромбоэдрами доломита, часто зонарного строения. Остатки фауны в виде обломков раковин и раковинного детрита наблюдаются обычно лишь в низах пачки и кверху почти исчезают. Местами отмечаются обрывки растительной ткани.

Характерной структурой глин данной пачки является карбонатопелитовая или по общепринятой терминологии порфиробластовая (см. рис. 3, е). Микротекстура в низах пачки беспорядочная, местами гнездовидная, кверху сменяется горизонтально-слоистой, с ориентированной микротекстурой глинистого вещества.

Мошность пачки там, где она не уничтожена дочетвертичной эрозией, варьирует от 1 до 3 м.

Как видно из приведенного описания, отдельные слои глинистых пород стешевского разреза различаются между собой степенью карбонатности, составом и видом карбонатных примесей, а также микротекстурными особенностями. Различен и состав глинистых минералов известняково-глинистой и доломитово-глинистой частей разреза. По данным рентгеноструктурных анализов, выполненных по нашим образцам В. А. Ерошевым-Шаком, глинистые минералы нижней известняково-глинистой части разреза представлены чаще ассоциацией монтмориллонита, гидрослюды и каолинита с преобладанием первого. В отдельных прослоях отсутствует один из компонентов, либо присутствуют еще и смешанно-слоистые минералы гидрослюдисто-монтмориллонитового состава и иногда хлорит. Для верхней доломитово-глинистой пачки характерна палыгорскитово-монтмориллонитовая ассоциация, а в отдельных образцах фиксируется чистый палыгорскит. На развитие существенно монтмориллонитовых комплексов глинистых минералов в нижней части отложений стешевского горизонта и палыгорскита в его верхней части указывает в ряде работ И. Д. Зхус (1956, 1966).

Песчано-алевритовая часть стешевских отложений, за исключением, как отмечалось выше, маломощных прослоев и линз в основании разреза на западе и юго-западе, не играет существенной роли в составе и облике пород. Содержание ее для большей части отложений не превышает 1-3%. В основном это кварц мелкоалевритовой размерности (менее 0,05 мм) с небольшой примесью полевого шпата, слюды и иногда хлорита. Тяжелая фракция (данные И. М. Островской) почти целиком сложена рудными минералами: сульфидами, окислами и гидроокислами железа. В единичных зернах присутствуют турмалин, гранат, ставролит, дистен,



эпидот, рутил и реже амфибол. Из аутигенных минералов наблюдались редкие зерна глауконита и сидерит.

Структурные и минералогические особенности отдельных слоев и пачек в разрезах 2 типа напластований четко отражены в химизме этих пород. В табл. 1 приводятся пределы содержаний химических компонентов (анализы выполнены в химлаборатории ЛОПИ, руководитель О.В. Уранова), сгруппированные по слоям и пачкам сводного разреза, при этом слои II и III, а также V и VI попарно объединены, как не имеющие принципиальных различий.

Прежде всего привлекает внимание резкая разница в содержании окиси магния в верхней доломитово-глинистой пачке с пальгорскитом (VII) и нижележащей известняково-глинистой части разреза. Слои II+III и V+VI в той или иной мере известковистых глин, естественно, обнаруживают высокие содержания CaO. Минимальные значения окиси кальция фиксируются в глинах слоев IV и I.

Нижняя часть разреза до слоя IV включительно отличается от выше лежащих пород более высокими содержаниями кремнезема и глинозема. Максимальные значения этих окислов получены для бескарбонатных глин, что отражает состав глинистых минералов, почти целиком слагающих породу, а также несколько повышенное, в сравнении с карбонатными глинами, содержание тонкоизмельченного кварца в бескарбонатных глинах, что было отмечено и в шлифах. Для всего разреза стешевского горизонта характерно высокое содержание окисного железа, а для нижней части, включая слой IV, также и закисного. Содержание щелочей и в частности окиси кальция в верхней пачке разреза ниже, чем в остальной его части, что вполне согласуется с данными рентгеноструктурного анализа, согласно которым гидрослюда в верхней пачке не обнаружена, а ниже она в тех или иных количествах присутствует. Содержание органического углерода довольно высокое в нижней части толщи, вверх по разрезу постепенно убывает.

Итак, к востоку от района Кондрово-Полотняный глинистые породы стешевского горизонта представлены в основном пятью литолого-структурными типами: глинами алевритистыми с алевропелитовой структурой (в слое I); глинами известковистыми с карбонатопелитовой структурой (слои II+III), глинами бескарбонатными с пелитовой структурой (слой IV), глинами с обильными остатками фауны-зоопелитовой структуры (слои V и VI) и глинами доломитовыми с карбонатопелитовой или порфиробластовой структурой (слой VII). Каждый структурный тип

Рис. 5. Структурные и микротектурные разновидности высрочкачественных керамзитовых глин в разрезе стешевского горизонта

а - глина с пелитовой структурой и брекчиевидной микротекстурой, Пятковский карьер, слой 2, нижняя часть; увел. 21, с анализатором; б - глина бескарбонатная с пелитовой структурой и ооидной (очковой) микротекстурой, Заборьевский карьер, слой 2; увел. 43, без анализатора; в - глина с фито пелитовой структурой, видны фюзенизированные корневые элементы растений - следы зарастания мангрового типа, Заборьевский карьер, слой 3; увел. 43, без анализатора

Таблица 1

Характеристика химического состава глин стешевского горизонта по слоям и пачкам сводного разреза

№ пачек или слоев по сводному разрезу	Количество анализов	Пределы содержаний химических компонентов в %												
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Σ _{общ.}	SO ₃	П.п.п.	C _{орг.}
VII	4	31,78- -42,0	8,06- -14,22	Не опр.	3,09- -4,76	Не опр.	10,90- -17,79	5,20- -11,79	0,07- -0,09	0,90- -1,20	0,10- -0,64	0,06- -0,26	21,36- -23,30	Не опр.
V+VI	5	28,46- -42,36	11,01- -17,34	0,60- -0,70	3,68- -5,99	0,65- -1,72	9,91- -26,89	1,34- -2,69	Следы -0,13	1,40- -3,85	0,07- -0,65	0,0- -0,60	17,08- -25,18	0,60- -0,95
IV	6	48,08- -60,02	16,52- -23,69	0,57- -0,85	4,09- -6,42	1,15- -1,87	1,34- -2,83	2,08- -3,33	0,12- -0,16	2,89- -3,50	0,19- -0,58	0,19- -0,44	7,24- -14,20	0,82- -1,40
II+III	4	41,34- -47,32	18,28- -20,01	0,50- -0,80	2,23- -6,70	1,80- -2,30	3,36- -12,51	2,23- -2,80	0,13- -0,15	2,56- -3,36	0,66- -2,08	0,37- -2,07	13,24- -15,78	1,20- -1,95
I	4	47,96- -50,70	20,03- -23,39	0,80 -	4,15- -5,91	1,01- -3,17	1,98- -2,34	2,52- -2,85	0,11- -0,13	3,05- -3,30	0,08- -3,16	0,07- -1,90	9,36- -14,60	1,80 -2,08

глин занимает в разрезе определенное стратиграфическое положение. В частности, бескарбонатные глины слоя IV, являющиеся согласно результатам керамических испытаний высококачественным натуральным сырьем для производства легкого керамзита, залегают выше глин с карбонатопелитовой структурой и ниже глин с зоопелитовой структурой. На таком стратиграфическом уровне эти глины прослеживаются во всех разрезах восточной территории района, за исключением Пятовского карьера. Последний расположен в переходной зоне от разрезов 2 типа к 1 С приближением к западной части района слой бескарбонатных глин резко сокращается в мощности, уже в районе скв. 150418 и 150639 и далее к западу выклинивается, фациально замещаясь существенно карбонатными отложениями. Вскрытые и эксплуатируемые Пятовским карьером бескарбонатные глины (см. рис. 2, слой I) находятся на ином стратиграфическом уровне (ниже глин с карбонатопелитовой структурой) и могут быть сопоставлены с прослоем бескарбонатных глин слоя I в скв. 150418, поскольку в том и другом разрезах выше залегают глины одного структурного типа (карбонатопелитового, но не зоопелитового). Далее к востоку, а также на запад бескарбонатные глины нижнего уровня не прослеживаются. Таким образом, сопоставление разрезов позволяет заключить, что промышленные глины в разрезе стешевского горизонта приурочены к двум определенным стратиграфическим уровням (непосредственно оба уровня фиксируются только в разрезе скв. 150418) и распространены на очень ограниченной территории. На западе граница их распространения находится в районе Кондрово-Полотняного. К востоку промышленные глины нижнего стратиграфического уровня быстро выклиниваются уже в районе Калуги-Детчино, а глины верхнего промышленного слоя, достигая максимальных мощностей в районе Алексина и к югу от него, восточнее Серпухова и Тулы сокращаются в мощности и далее к востоку замещаются глинисто-карбонатными отложениями.

Бескарбонатные глины нижнего стратиграфического уровня уступают глинам верхнего уровня не только в распространении по площади, но и, как показали керамические испытания, в выдержанности качественных показателей. Тем не менее как те, так и другие являются основной промышленной разностью керамзитовых глин. Не останавливаясь подробно на керамической характеристике глин всего стешевского разреза, отметим только, что помимо глин бескарбонатных пелитового структурного типа, положительные результаты керамических испытаний получены для тех структурных разновидностей глини зоо-, карбонато- и фитопелитового типов, которые по составу приближаются к пелитовому, т.е. содержание в них примеси раковинного, растительного детрита или тонкодисперсного карбоната лишь несколько превышает 5% (до 6-7%). Такими разностями глин местами представлены слои II и V (см. рис. 4). Керамзит, полученный из этих глин, немного уступает по качеству керамзиту из глин пелитового типа, но в смеси с глинами основных продуктивных горизонтов они могут использоваться. Однако при эксплуатации необходим постоянный контроль за качеством указанных слоев, так как содержание вредных примесей в них часто быстро изменяется по простиранию, что приводит к резкому ухудшению качества получаемого керамзита вплоть до брака.

Своеобразие в строении и составе стешевских отложений на рассматриваемой территории свидетельствует о специфических условиях их накопления. В то время как на большей части территории стешевского морского бассейна шло отложение преимущественно карбонатных илов, на юго-западе его накапливались глинистые и карбонатно-глинистые отложения (Швецов, 1938, 1948). Незначительная примесь алевроитового материала в глинах, его тонкодисперсный состав и особенности развития фауны привели исследователей к выводу о существовании в этом районе тиховодного бассейна типа лагуны (Осипова и Бельская, 1965). Заложение такого бассейна к западу от г. Серпухова А.И. Осипова и Т.Н. Бельская относят еще к тарусскому времени, когда здесь отлагались мелкодетритовые или шламовые осадки. А. И. Осипова указывает на значительное обеднение тарусской фауны в этом районе. Существование стешевской лагуны подтверждается и нашими исследованиями. Сводный разрез для восточной части рассматриваемого района отражает порядок напластования и состав стешевских отложений в пределах лагуны. Именно в таком изолированном от открытой части моря бассейне при застое вод могли накапливаться тонкодисперсные бескарбонатные глинистые илы, характеризующиеся ориентированной микротекстурой глинистого вещества, которые ныне являются прекрасным натуральным керамзитовым сырьем. Площадь распространения этих глин ограничена площадью лагуны на ранних стадиях ее развития: от района Кондрово-Полотняного завода на западе до Серпухова и Тулы на востоке. Западная часть территории находилась в этот период за пределами стешевской лагуны и накопления промышленных разностей глин здесь не происходило. Этим обстоятельством объясняется тщетность поисков керамзитовых глин среди стешевских отложений в Смоленской области.

На основании послойного изучения разрезов в геологической истории стешевской лагуны можно выделить не менее трех этапов, различающихся условиями осадконакопления и обитания фауны.

На границе тарусского и стешевского времени произошла небольшая регрессия моря. Море не ушло из пределов рассматриваемой территории, но с запада и юга к ней ближе подступила береговая линия и несколько активизировалось поступление терригенного материала. В результате преимущественно карбонатные отложения тиховодной части тарусского бассейна сменились карбонатно-глинистыми отложениями, а ближе к береговой линии (на западе и юго-западе) появились прослойки алевроитистых глин и линзы алевроитов. Здесь же отмечены автхтонные корневые элементы растений, свидетельствующие о зарастании мелководья. Одновременно происходит дальнейшее обособление стешевской тиховодной лагуны. Фауна, немногочисленная к началу стешевского времени, в условиях ухудшившегося притока морских вод находится в угнетенном состоянии. В глинистых отложениях этого времени (слои I и II) присутствует в основном тонкозернистый и пелитоморфный карбонат, возможно поступающий из открытой части бассейна, тогда как обломки раковин весьма малочисленны. На юго-западе лагуны (Полотняный-Детчино), куда карбонатный материал почти не поступал, видимо, вследствие обособленности дна здесь, в начале стешевского времени накопились тонкодисперсные, чисто глинистые илы (промышленные гли-

ны нижнего стратиграфического уровня). К концу первого этапа развития стешевской лагуны условия для накопления таких бескарбонатных глин воцарились почти на всей ее территории. По-видимому, к этому времени произошло почти полное отшнуровывание стешевской лагуны от открытой части бассейна, карбонатный шлам с моря перестал поступать, а пресные воды с суши, приносившие взвешенный глинистый материал, препятствовали пересыщению вод углекислым кальцием и хемогенной его садке. Относительно возросшее влияние суши на лагунные осадки этого периода сказывается и в несколько увеличившемся количестве тонкозернистого кварца в бескарбонатных глинах. Отсутствие сколько-нибудь значительных подводных течений, весьма слабая аэрация вод явились причиной застойных явлений. В придонной части лагуны устанавливаются восстановительные условия, что фиксируется по гелифицированным и частью пиритизированным обрывкам растений. Такие условия, возникшие, видимо, не синхронно по всему дну бассейна, привели к полному вымиранию тех малочисленных донных обитателей, которые к этому времени еще сохранились. И в разрезах в основании слоя бескарбонатных глин или в его средней части мы наблюдаем маломощный прослой глин, обогащенный створками раковин.

Второй этап в развитии лагуны относится, вероятно, ко времени максимальной трансгрессии стешевского моря. В связи с опусканием территории в лагуну начала поступать морская вода, что вызвало усиленное развитие организмов. К этому времени относится накопление пестроцветных глин с обильными остатками фауны (слои V и VI сводного разреза). Следует подчеркнуть, что только этот непродолжительный промежуток времени в развитии стешевской лагуны был более или менее благоприятным для развития фауны, да и то фауна, обильная количественно, была бедна, как отмечают исследователи (Швецов, 1932; Осипова и Бельская, 1965) в видовом отношении. Здесь преобладали мелкие тонкостенные особи.

Третий и последний этап в развитии стешевской лагуны связан с обмелением бассейна и его осолонением, происшедшим, по-видимому, в условиях засушливого климата.

Осолонение началось ранее в краевой части лагуны и за ее пределами, где накопились более мощные доломитово-глинистые отложения, затем оно охватило всю лагуну. Для этого периода характерно значительно возросшее аутигенное минералообразование. Карбонатная часть в осадках представлена в основном хемогенным доломитом. В составе глинистых минералов преобладает палыгорскит. В изменившихся условиях фауна снова почти полностью вымирает. Среди хемогенных глинисто-доломитовых осадков, как отмечали Я. В. Самойлов и Л. В. Пустовалов (1929), встречаются лишь остракоды и остатки рыб. Первые в значительном количестве были отмечены нами в отложениях этого этапа накопления.

Итак, накопление лучших разновидностей керамзитовых глин, для которых вредными примесями являются песчано-алевритовые и карбонатные включения, а максимальную вспучиваемость гранул обеспечивают большое содержание железа и оптимальное количество органических примесей, происходило в специфических условиях на первом этапе существо-

вания стешевской лагуны. Такие условия на протяжении всего каменноугольного периода в пределах юго-западного крыла Подмосковной котловины более не повторились. Глины верейского возраста и некоторые глины верхнего карбона (шелковская толща) на определенных площадях имеют сравнительно тонкодисперсный состав, но они уступают по качеству получаемого из них керамзита стешевским глинам и при этом требуют введения органической составляющей.

Послойное изучение и сопоставление разрезов позволили выявить приуроченность стешевских керамзитовых глин к определенным стратиграфическим уровням в разрезе горизонта и определенным площадям.

Литература

- Зхус И.Д. Глинистые минералы нижнекаменноугольных отложений юго-западной части Подмосковного бассейна. — Автореферат канд. дисс., 1956.
- Зхус И.Д. Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. Изд-во "Наука", 1966.
- Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. Под ред. М.Ф. Викуловой. Госгеолтехиздат, 1957.
- Осипова А.И., Бельская Т.Н. О фациях и палеогеографии серпуховского времени в Подмосковном бассейне. — В кн. "Литология и полезные ископаемые", 1965, № 5.
- Самойлов Я. В., Пустовалов Л. В. К литологии карбонатных осадочных пород. Известняки и мергели Поволжья Тверской губернии. Труды Ин-та прикл. минералогии и металлургии, 1926, вып. 26.
- Швецов М.С. Общая геологическая карта европейской части СССР, лист. 58, северо-западная четверть листа. — Труды ВГРО, вып. 83. ОНТИ, 1932.
- Швецов М.С. История Московского каменноугольного бассейна в динантскую эпоху. — Труды Геол.-разв. ин-та, 12, 1938.
- Швецов М. С. Каменноугольная система. Нижний карбон. — В кн. "Геология СССР", т. IV, ч. I. Госгеоллиздат, 1948.

ОГЛАВЛЕНИЕ

1. Г.А. Беллер. Формационная характеристика гнейсов коль- ской серии	3
2. Л.М. Столярова. Кристаллические сланцы восточного склона Среднего Урала (район Вишневых гор)	23
3. К.Н. Трубина. Подмосковные бокситы и причины параге- незиса бокситоносной и угленосной фаций	36
4. Е.М. Грибов. Вещественный состав марганцевых руд месторождения Тахтакарача (Зеравшанский хребет)	62
5. Б.Н. Соколов. О дальности переноса алмазов и пред- посылках открытия коренных месторождений	86
6. Е.Д. Надеждина. Геохимия редкоземельных элементов в титаносодержащих минералах метаморфических и оса- дочных пород Тимана	94
7. К.М. Алексеевский, Т.Т. Николаева. Проявление ртути на Северном Тимане	114
8. Т.И. Степанова. Вещественный состав и распределение минералов в породах Егорьевского фосфоритового место- рождения	118
9. В.Е. Каждан. Фосфоритоносность меловых отложений Южной Прибалтики	146
10. А.Я. Кац. Методика оценки месторождений германие- носных углей	156
11. Е.С. Мейтов, Л.А. Марфутов. К вопросу о методике предварительной оценки залежей германиеносных лигнитов..	170
12. Ю.П. Костин. Основные закономерности распределения германия в зонах окисления угольных пластов	179
13. Ю.П. Костин, В.М. Витовтова, И.Г. Шарова. Сов- ременное германиевое оруденение торфяников, образующих- ся в районах развития термальных вод	195
14. Л.А. Марфутов. К вопросу обоснования оптимального со- отношения категорий запасов при разведке угольных мес- торождений	201
15. Л.П. Листова. Осаждение некоторых соединений свинца, цинка и меди в морской воде	205
16. Н.Я. Волгина. Строение стешевского горизонта карбона на юго-западе Подмосковной котловины и положение в его разрезе керамзитовых глин	226

Формационная характеристика гнейсов кольской серии. Г. А. Беллер. Сб. "Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород". Изд-во "Наука", 1973, вып. 8.

В статье изложены результаты литолого-формационного анализа глубокометаморфизованных толщ биотитовых и глиноземистых гнейсов кольской серии. Исследования позволили выделить в составе и строении толщ биотитовых гнейсов ряд черт, позволяющих параллелизовать ее с аспидной и флишеидной формациями, характерными для начальных и средних стадий развития геосинклинальных зон неогей. Характерные черты толщ глиноземистых гнейсов хорошо сопоставимы с характеристиками "грубого" флиша флишевой формации, свойственной последним этапам средней стадии развития геосинклинальных зон неогей.

Илл. 7. Библ. 19 назв.

УДК 552.43 (234.852)

Кристаллические сланцы Восточного склона Среднего Урала. Л. М. Столярова. Сб. "Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород". Изд-во "Наука", 1973, вып. 8.

При детальном картировании древней (А-рт) глубокометаморфизованной толщи кристаллических сланцев района Вишневых гор, в которой принимал участие автор статьи, было установлено ритмически-слоистое строение толщи и выделено 20 горизонтов (ритмов). Каждый горизонт состоит из шести петрографических разновидностей пород (элементов ритма), закономерно сменяющих друг друга по разрезу. Прослеживание горизонтов по простираению показало, что строение их выдерживается по всей изученной площади, в то время как внешний облик и петрографический состав изменяются в связи с различной степенью метаморфизма толщи на отдельных участках.

В статье приводится детальное петрографическое описание всех разновидностей пород и устанавливаются характерные парагенетические минеральные ассоциации для каждой ступени метаморфизма. Это позволило "снять" наложенный метаморфизм и провести правильную корреляцию разрезов на основе выявленных закономерностей строения толщи.

Табл. 4. Илл. 2. Библ. 6 назв.

УДК 552.57+553.61 (470.311)

Подмосковные бокситы и причины парагенезиса бокситоносной и угленосной фаций. К. Н. Трубина. Сб. Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. Изд-во "Наука", 1973, вып. 8.

В краткой статье сделана попытка выявить причины парагенезиса бокситоносной и угленосной фаций нижневизейского времени на примере подмосковных бокситов южной окраины Московской синеклизы.

Известные в настоящее время некоторые нижнекаменноугольные бокситы Русской платформы находятся в парагенезисе с углями, который проявлен на многих платформах мира и имеет планетарный характер.

Парагенезис бокситоносной и угленосной фаций нижнекарбонových отложений Подмосковья устанавливается по территориальной и стратиграфической смежности, обогащенности глиноземом, распространению в той и другой фациях каолинита и почти одинаковых акцессорных минералов.

Та и другая фации связаны с размывом верхней зоны свободного глинозема и средней каолинитовой зоны латеритной коры выветривания, формировавшейся на хорошо дренируемых выступах основных пород кристаллического фундамента Северного склона Воронежской антеклизы. Это происходило в благоприятных палеоклиматических условиях, которые существовали тогда почти на всей Русской платформе. Миграция размывшихся продуктов выветривания происходила с Юга на Север — в сторону Московской синеклизы, от граничившего с ней склона антеклизы, что подтверждается выклиниванием бокситоносной и угленосной фаций в северном направлении.

Гидрохимические процессы при участии серной кислоты, получившейся от разложения пирита, дебокситизировали латеритные бокситоносные, делювиально-пролювиальные продукты выветривания, переотложенные на закарстованную поверхность главным образом турнейских известняков. Этот процесс был связан с выщелачиванием из латеритных продуктов: глинозема и железа и миграций их вниз с выпадением из раствора, при изменении pH среды, что сопровождалось образованием маложелезистых гидрохимических бокситов и глинистых минералов, а также железных гидрогетитовых руд, обогащенных гипсом, залегающих непосредственно на поверхности известняка.

Илл. 4. Библ. 6 назв.

УДК 553.32.553.2(575.1)

Вещественный состав марганцевых руд месторождения Тахтакарача (Зеравшанский хребет). Е. М. Грибов. Сб. "Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород". Изд-во "Наука", 1973, вып. 8.

В статье дается описание минерального состава марганцевых руд Тахтакарачинского месторождения.

Установлено, что первичные марганцевые руды представлены фацией карбонатных руд, окисленных на выходах. Главными первичными марганецсодержащими минералами являются карбонаты изоморфного ряда кальцит — родохрозит, реже в эти минералы изоморфно входит железо.

Илл. 8. Библ. 6 назв.

УДК 550.8.553.042+553.81(571.5)

О дальности переноса алмазов и предпосылках открытия коренных месторождений в Якутии. Б. Н. Соколов. Сб. "Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород". Изд-во "Наука", 1973, вып. 8.

В статье рассматриваются закономерности распределения алмазов, условия формирования Иреляхской россыпи и вопросы связи алмазов с коренными источниками.

На основании анализа фактического материала автор приходит к выводу, что Иреляхская россыпь образована не столько за счет разруше-

ния трубки "Мир", сколько за счет других неизвестных коренных источников.

Высказывается предположение о существовании еще двух крупных, пока неизвестных коренных месторождений в долине р. Ирелях.

Илл. 5. Библ. 5 назв.

УДК 550.42.546.7.549.6.552.4/5

Геохимия редкоземельных элементов в титаносодержащих минералах метаморфических и осадочных пород Тимана, Е.Д. Надеждина. Сб. "Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород". Изд-во "Наука", 1973, вып. 8.

В статье рассмотрены процессы кристаллизации и преобразования титановых минералов на различных этапах: метаморфическом, гидротермально-метасоматическом, гипергенном и эпигенетическом. Соответственно этапам выделены четыре кристаллические фазы: ильменит - псевдоморфный призматический анатаз - рутиловый лейкоксен - таблитчатый анатаз. По данным анализов, с переходом от более ранних к более поздним этапам кристаллизации в составе титановых минералов происходит накопление редкоземельных элементов иттриевой группы.

Табл. 5, Илл. 3, Библ. 20 назв.

УДК 553.499(234.83)

Проявление ртути на Северном Тимане, К.М. Алексеевский и Т.Т. Николаева. В сб. "Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород", Изд-во "Наука", 1973, вып. 8.

В статье приводится описание проявления ртути в верхнедевонских туфопесчаниках, обнаруженное при изучении алмазоносности пород западной части Северного Тимана, близ Волонгско-Валсовского регионального разлома.

Описывается геологическая позиция проявления ртути и дается рекомендация в специализированном изучении региона с целью выяснения его ртутеносности.

Библ. 4 назв.

УДК 553.641.553.12(470.3)

Вещественный состав и распределение минералов в породах Егорьевского фосфоритового месторождения. Т.И. Степанова. "Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород", Изд-во "Наука", 1973, вып. 8.

В статье излагается материал, характеризующий вещественный состав фосфоритовых руд и вмещающих кварцево-глауконитовых песков. Дана детальная минералого-петрографическая характеристика минералов, слагающих породы продуктивной толщи. Кроме того, показаны закономерности распределения породообразующих, аксессуарных и других минералов в фосфоритовой толще Егорьевского месторождения.

Илл. 5. Библ. 26 назв.

УДК 553.641.551.763(474)

Фосфоритоносность меловых отложений Южной Прибалтики, В.Е. Каждан. Сб. "Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород". Изд-во "Наука", 1973, вып. 8.

В статье описываются выделенные автором в составе глауконито-во-карбонатной формации три литологических комплекса и связанные с ними фосфоритоносные горизонты.

Приводится минералого-петрографическое описание конкреций фосфоритов Южной Прибалтики.

Илл. 2. Библ. 10 назв.

УДК 553.29.552.57.546.24

Методика оценки месторождений германиеносных углей, А.Я. Кап. "Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород". Изд-во "Наука", 1973, вып. 8.

В методике оценки месторождений германиеносных углей дается обоснование экономического критерия, позволяющего находить одно-значное и оптимальное решение при оконтуривании германиеносных площадей и блокировке запасов. Являясь функцией таких взаимосвязанных оценочных показателей, как производительность и масштаб производства, промышленные и извлекаемые запасы, концентрация металла, срок службы рудника, себестоимость капвложения и пр., предлагаемый критерий предусматривает в качестве главных результативных экономических параметров максимальную суммарную прибыль в расчете на все запасы и коэффициент эффективности капитальных вложений. В совокупности эти два параметра обеспечивают, с одной стороны, достижение оптимальных экономических показателей и, с другой стороны, наиболее полное освоение сырьевых ресурсов германия. В результате сопоставления полученной ценности месторождения, по предлагаемому критерию, с общим состоянием потребности и обеспеченности народного хозяйства сырьевыми ресурсами германия определяется промышленное значение месторождения и принимается решение об очередности его освоения.

Табл. 3. Илл. 2.

УДК 553.042.552.576.546.24.001

К вопросу о методике предварительной оценки залежей германиеносных лигнитов. Е.С. Мейтов, Л.А. Марфутов. Сб. "Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород". Изд-во "Наука", 1973, вып. 8.

Образование промышленных залежей германиеносной лигнитизированной древесины в терригенных отложениях возможно только в группе аллювиальных и аллювиально-озерных фаций. Формирование залежей происходит, по крайней мере, в 2 стадии: 1) поступление германия в торфяники области сноса и 2) размыв торфяников, транспортировка германиеносной древесины и ее отложение в различных частях долин палеопотоков. Предложены методика опробования лигнитоносных пород и методика подсчета запасов горной массы, лигнитов и германия.

Библ. 9 назв.

Основные закономерности распределения германия в зонах окисления угольных пластов Ю.П. Костин. Сб. "Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород". Изд-во "Наука", 1973, вып. 8.

Распределение германия в зонах окисления угольных пластов находится в зависимости от степени окисленности углей, степени их углефикации и условий обводненности зон окисления. Существенные изменения содержания германия в окисленных углях возможны лишь в верхних частях зон окисления, характеризующихся комплексом макропризнаков окисленности углей. Условия обводненности зон окисления и степень окисленности углей в обнажении зависят в основном от приуроченности выхода пласта на поверхность к определенным формам рельефа местности. В случае выхода пласта на поверхность в положительных формах рельефа происходит обогащение германием сильно окисленных углей, в отрицательных – вынос германия из зон окисления. Новообразованные связи германия с окисленными бурьми углями имеют химическую природу, окисленные каменные угли обогащаются германием за счет адсорбции. Даны рекомендации по опробованию углей на германий в естественных обнажениях угольных пластов.

Табл. 3. Илл. 1. Библ. 14 назв.

УДК 552.57.546.24.553.064/068

Современное германиевое оруденение торфяников, образующихся в районах развития термальных вод Ю.П. Костин, В.М. Витовтова, И.Г. Шарова. Сб. "Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород". Изд-во "Наука", 1973, вып. 8.

Низкотемпературные термальные воды, разгружающиеся в виде источников на площади Нальчевской депрессии (п-ов Камчатка), содержат значительные количества германия (до 28 μ /л). На площади развития термальных вод наблюдается торфонакопление. Сорбция германия из водных растворов начинается на самой ранней стадии разложения растительного материала и увеличивается по мере увеличения степени разложения торфа. Содержания германия в торфах в непосредственной близости от выхода термальных вод достигают 220 г/т органической массы. Можно предположить, что процессы диагенеза и эпигенеза приведут к образованию углей с уникально высокой концентрацией германия.

Табл. 1. Библ. 5 назв.

УДК 662.1/36.553.94.001

К вопросу обоснования оптимального соотношения категорий запасов при разведке угольных месторождений, Л.А. Марфутов. Сб. "Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород". Изд-во "Наука", 1973, вып. 8.

Определение оптимального соотношения категорий запасов при разведке месторождений угля вызывает большие трудности и не имеет научного обоснования. При наблюдающемся многообразии угольных месторождений выполнение нормативов по соотношению категорий запа-

сов, указанных в Инструкции ПКЗ, для отдельных шахтных полей весьма затруднительно.

Предлагается оптимальное соотношение категорий запасов для обоснования капиталовложений в строительство шахт устанавливать конкретно для каждого шахтного поля в ТЭД'е после завершения предварительной разведки.

До начала проектирования разведанные запасы высоких категорий должны обеспечивать добычу минимум на срок, необходимый для возврата капиталовложений в строительство шахт. Предложены формулы для расчета срока возмещения капиталовложений и необходимого количества запасов высоких категорий, требующихся для обоснованного выделения средств в строительство (или реконструкцию) шахт.

Библ. 2 назв.

УДК 553.21/24.546.4/5

Осаждение некоторых соединений свинца, цинка и меди в морской воде, Л.П. Листова. Сб. "Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород". Изд-во "Наука", 1973, вып. 8.

В статье кратко излагаются результаты экспериментов по осаждению свинца, цинка и меди при нормальных температуре и давлении в различных физико-химических условиях среды.

Устанавливается определенное повышение растворимости соединений металлов в морской воде вследствие увеличения ионной силы раствора и комплексобразования, отмечено влияние повышения солености на процессы осаждения; диагностируются полученные в опытах металлосодержащие осадки. При определенных условиях обнаруживается процесс изоморфного и адсорбционного соосаждения металлов с арагонитом, выпадающим из морской воды.

Показано, что в морской воде, насыщенной сероводородом, остаточные концентрации металлов в растворах значительно выше, чем это следует из известных величин произведений растворимости сульфидов, а кроме того, эти концентрации сближаются между собой.

В заключение указывается, что особенности процессов химического осаждения металлов объясняют наблюдающиеся в природе закономерности: дифференциацию металлов, их преимущественную приуроченность к отложениям определенного фациального типа и другие.

Илл. 9. Библ. 28 назв.

УДК 551.735.552.52 (470.311)

Строение стешевского горизонта карбона на юго-западе Подмосквой котловины и положение в его разрезе керамзитовых глин, Н.Я. Волгина. Сб. "Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород". Изд-во "Наука", 1973, вып. 8.

В статье приводятся результаты послыного изучения глинистых отложений стешевского горизонта карбона в девяти опорных разрезах,

характеризующих площадь неглубокого залегания этих пород на юго-западе Подмосквонной котловины.

Автором выделены два типа разрезов для западной и восточной частей территории и дано описание вещественного состава, структурно-текстурных особенностей, строения и условий накопления стешевских отложений, а также рассматривается вопрос о приуроченности глин, пригодных для производства керамзита, к определенным стратиграфическим уровням в разрезе горизонта и определенной площади их распространения.

Илл. 5, Библ. 8 назв.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ И ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Утверждено к печати Лабораторией осадочных полезных ископаемых

Редактор издательства Н.В. Знаменская, Технический редактор В.И. Дьяконова
Художественный редактор С.А. Литвак, Художник И.Е. Сайко

Подписано к печати 3/1У-73 г. Формат 60x90 1/16. Усл. печ. л. 15,5+1,06 вкл.
Уч.-изд. л. 17,73. Бумага № 1. Т-04816. Тираж 900 экз. Тип. зак. 237. Цена 1 р. 77 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер. 21
1-я типография издательства "Наука", Ленинград, 199034, 9-я линия 12.

1 р. 77 к.

780



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»