

**ПОЛЕЗНЫЕ
ИСКОПАЕМЫЕ
В ОСАДОЧНЫХ
ТОЛЩАХ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
Лаборатория осадочных полезных ископаемых

553.068

ПОЛЕЗНЫЕ
ИСКОПАЕМЫЕ
В ОСАДОЧНЫХ
ТОЛЩАХ

823



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1973



В работу включены статьи, освещающие вещественный состав и полезные ископаемые осадочных толщ территории СССР. Значительная часть статей посвящена оценке перспектив отдельных видов полезных ископаемых. Работа представляет интерес для ученых и геологов-производственников.

Редколлегия:

В.К. Чайковский (отв. редактор), *А.А. Арсеньев*,
С.В. Левченко, *Д.А. Мозесон*, *А.И. Соловкин*, *А.В. Тыжнов*

К ПРОБЛЕМЕ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА ГЛУБОКО МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ТОЛЩ

Изложенный ниже материал отражает результаты формационного анализа гнейсовых толщ кольской серии преимущественно литологическими методами исследования. Определение формационных особенностей кольской серии базировалось на изучении текстурных особенностей пород, на исследовании их парагенетических сочетаний и колебаний мощностей пород по разрезам толщ в целом. Особое внимание при этом уделялось восстановлению первичного облика пород, измененных в условиях высоких ступеней амфиболитовой фации метаморфизма, а также анализу геологических карт масштаба 1:50 000, выполненных коллективами Северо-Западного геологического управления.

Площадь исследований расположена в северо-западной части Кольского полуострова между долиной р. Титовка и Кольским заливом. В структурно-тектоническом плане региона она приурочена к Кольско-Кейвской синклиorialной зоне, осложненной структурами второго, третьего и более высоких порядков, оси которых в целом согласно ориентированы в северо-западном направлении.

Изучение толщ серии в пяти отдельных участках позволило выявить следующие особенности ее строения.

Нижняя толща — биотитовых гнейсов — сложена ритмично чередующимися по разрезу массивными и слоистыми биотитовыми гнейсами. Слоистость в последних обусловлена чередованием меланократовых и лейкократовых прослоек мощностями от первых сантиметров до первых метров. Снизу разрез толщи открывается массивными биотитовыми гнейсами мощностью 1000 м (общая видимая мощность толщи около 4000 м). Мощности массивных и слоистых текстурных разностей гнейсов равномерно уменьшаются к верхам разреза от 1000 до 20 м. В колебании мощностей отдельных прослоек в слоистых гнейсах не наблюдается определенной закономерности. Лишь в самых верхних горизонтах толщи в них отмечается некоторая постепенность в изменении мощностей.

В толще биотитовых гнейсов согласно залегают линзообразные тела амфиболитов и амфиболовых гнейсов мощностями до 200 м и протяженностью до 20000 м. К ним приурочены линзообразные залежи магнетитовых кварцитов. В верхних горизонтах толщи количество амфиболовых пород существенно меньше, а в вышележащей толще гранат-биотитовых гнейсов они встречаются изредка, главным образом — в ее нижних горизонтах.

Толща гранат-биотитовых гнейсов видимой мощностью в 1000 м сложена ритмично чередующимися по разрезу силлиманит-гранат-биотитовыми, гранат-биотитовыми и биотитовыми с гранатом и силлиманитом гнейсами, массивными и слоистыми. Слоистость в последних также обусловлена чередованием меланократовых и лейкократовых разностей мощностями от первых сантиметров до первых метров. Для

отдельных прослоек характерно плавное и неоднократное колебание мощностей по разрезам. При движении к верхам толщи мощности массивных и слоистых высокоглиноземистых гнейсов уменьшаются от 100 до 3 м. Наиболее равномерный характер мощности слоев имеют в верхней 200-метровой части разреза (3-5 м). Здесь наблюдается и существенное увеличение силлиманит-гранат-биотитовых гнейсов.

При изучении вещественного состава пород кольцевой серии основное внимание уделялось выявлению признаков их первичного облика. Наиболее информативным в этом отношении минералом является циркон. В породах обеих толщ преобладают цирконы овальной и округлой форм. В отличие от прозрачных бесцветных цирконов идиоморфно-призматической формы основная масса овальных и округлых цирконов грязно-желтой окраски с тусклым блеском и шероховатой поверхностью. Эта особенность и изложенный ниже характер изменений размеров позволяют отнести овальные и округлые цирконы к кластогенным.

Размеры кластогенных цирконов в биотитовых гнейсах существенно больше, чем в гнейсах высокоглиноземистых. В ритмичнослоистых разностях гнейсов, в каждом отдельно взятом ритме, размеры цирконов в лейкократовых прослойках превышают аналогичные - в прослойках меланократовых. При этом изменение размеров цирконов в одной прослойке соответствует изменению его размеров и в другом, сопредельном, прослойке того же ритма.

Изменяются размеры циркона и при движении по разрезу серии в целом. Они увеличиваются к верхам толщи биотитовых гнейсов и уменьшаются к верхам толщи гнейсов высокоглиноземистых.

В обратном отношении изменяется содержание глинозема в породах, которое уменьшается к верхам толщи биотитовых гнейсов и увеличивается к верхам толщи гранат-биотитовых гнейсов.

Высокоглиноземистые гнейсы содержат максимальные количества циркония, свинца, молибдена и близкие к максимальным - бария и меди; амфиболиты - максимальные количества титана, марганца, ванадия, никеля, хрома, кобальта, скандия, мышьяка и меди и минимальные - бария, свинца, молибдена. Для амфиболовых гнейсов характерно максимальное содержание стронция. В биотитовых гнейсах отмечаются пониженные содержания почти всех рассеянных элементов.

В однотипных, залегающих в различных участках площади породах отмечается неравномерность колебаний содержаний халькофильных и сидерофильных рассеянных элементов. Максимальные колебания наблюдаются в амфиболитах различных участков, минимальные - в биотитовых и высокоглиноземистых гнейсах. Кроме того, в последних отмечается максимальная согласованность вариационных кривых содержаний, а в амфиболитах - их максимальная разобщенность.

В отдельных прослойках ритмичнослоистых гнейсов количества большинства рассеянных элементов увеличиваются в направлении от лейкократовых прослоек биотитовых гнейсов к меланократовым прослойкам гранат-биотитовых гнейсов. Отмечается хорошо выраженная связь между химическими свойствами элементов и характером кривых их распределения. Количественное распределение элементов в различных прослойках контрастное. Минимальные различия в содержаниях зафик-

сированы между меланократовыми прослойками в биотитовых гнейсах и лейкократовыми – в гранат-биотитовых гнейсах.

Сложности восстановления первичного облика глубоко метаморфизованных пород заставили нас обратиться к комплексному решению этой проблемы, используя при этом результаты геохимического, минералогического и литологического анализов.

Пересчеты силикатных анализов гранат-биотитовых гнейсов по методике П.Ниггли (1946) показали их принадлежность к породам пелитового ряда, а по методике Н.А.Домарацкого (1964) – к полю неопределенности. Сопоставление усредненного химического состава высокоглиноземистых гнейсов с аналогичным – различных типов глин (Головенко, 1966) и граувакк (Хуан, 1965) показало близость гнейсов к типу морских глин.

Минимальные количественные изменения рассеянных элементов и максимальная согласованность этих изменений в высокоглиноземистых гнейсах различных участков свидетельствуют в пользу гомогенности их первичного материала по всей площади.

Существенно пироп-альмандиновый состав гранатов в гнейсах свойствен породам, образовавшимся в результате метаморфизма осадочного материала (Ляхович, 1967).

Об осадочном происхождении высокоглиноземистых гнейсов, различного гранулометрическом составе их первичного материала, его слоистом характере говорят и закономерные изменения размеров цирконов в породах, соотношения этих изменений и изменений глинозема, характер распределения рассеянных элементов в слоистых разностях гнейсов.

Постепенный и неоднократный характер колебаний мощностей отдельных прослоек в ритмичнослоистых гнейсах, упорядоченные колебания массивных и слоистых разностей пород по разрезам толщ – все это понятно и объяснимо лишь с позиций седиментогенеза. В пользу осадочного происхождения гнейсов свидетельствует и конфигурация площадей их распространения, выраженная в форме выдержанных линейных зон протяженностью более 100 км.

Таким образом, комплекс различных признаков дает право отнести первичный материал высокоглиноземистых гнейсов к породам осадочного ряда. Размеры цирконов и количества рассеянных элементов в ритмичнослоистых гнейсах позволяют сказать, что более мелкозернистый материал дал начало меланократовым прослойкам, а более крупнозернистый – прослойкам лейкократовым. Аналогичные же параметры указывают на то, что первичный материал силлиманит-гранат-биотитовых гнейсов был в большей степени обогащен пелитовой составляющей, был более тонкозернистым, чем аналогичный – гранат-биотитовых гнейсов.

Пересчеты силикатных анализов биотитовых гнейсов по методике Н.А.Домарацкого показали принадлежность фигуративных точек к полю неопределенности. Количества основных породообразующих окислов в биотитовых гнейсах близки аналогичным в граувакках и субграувакках (Хуан, 1965). Характер изменений содержания рассеянных элементов в биотитовых гнейсах различных участков, а также распределение их в отдельных прослойках ритмичнослоистых разностей аналогичны поведению этих элементов в гнейсах высокоглиноземистых. Эти фак-

ты говорят о генетической близости первичного материала биотитовых и высокоглиноземистых гнейсов. Несколько повышенное содержание в последних рядах рассеянных элементов объясняется повышенной пелитовой составляющей их первичного материала, обладающего в силу этого лучшей сорбционной способностью.

О более крупнозернистом, псаммитовом характере протосубстрата биотитовых гнейсов свидетельствуют и более крупные в них цирконы. Изменение размеров последних в ритмичнослоистых разностях носит тот же характер, что и в высокоглиноземистых гнейсах.

Тот же закономерный с позиций осадочной геологии характер носят и колебания мощностей массивных и слоистых разностей по разрезам толщи.

Перечисленные особенности дают право считать, что биотитовые гнейсы образовались в результате метаморфизма осадочных пород. Меньшие размеры цирконов и повышенная глиноземистость в биотитовых гнейсах нижних горизонтов толщи позволяют сказать, что их первичный материал был более тонкозернистым, чем аналогичный — биотитовых гнейсов верхних и средних горизонтов толщи.

В результате всего сказанного мы пришли к выводу о том, что первичным материалом силлиманит-гранат-биотитовых гнейсов послужили породы алевропелитового ряда, а пелит-алевритовые породы дали начало гранат-биотитовым гнейсам. Биотитовые гнейсы верхних и средних горизонтов одноименной толщи образовались за счет алевропсаммитовых пород, а нижних горизонтов — за счет псаммит-алевритов.

Поиски протосубстрата амфиболитов по методикам А.Е. и С.Д.Энгель (1955 г.) и А.В.Миловского (1964) показали, что в восьми случаях амфиболиты следует относить к ортопродам, в одном — к паропородам. Результаты пересчетов силикатных анализов по методике Лападю Арга (1953 г.) в двух случаях показали их первичноосадочное происхождение, в четырех — эндогенное. Пересчеты по методике Н.А.Домарацкого в шести случаях показали принадлежность амфиболитов к магматогенным породам основного и среднего ряда, в одном — к первичноосадочным породам.

Таким образом, первичный материал большей части амфиболитов по сумме геохимических признаков следует считать эндогенным. В двух случаях сумма взятых геохимических признаков свидетельствует в пользу осадочного происхождения амфиболитов. Отметим, что эти разности приурочены к нижней части толщи гранат-биотитовых гнейсов.

Амфиболитовые гнейсы по геохимическим признакам следует относить к породам осадочного ряда. Кроме того, в них отмечались зерна цирконов овальной формы, не наблюдаемые в амфиболитах, что свидетельствует в пользу эндогенного происхождения последних (Хильтова, Савельев, 1970).

В разрезах амфиболитовые гнейсы чередуются с ритмичнослоистыми биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами, нередко — с постепенными переходами между ними.

Среди амфиболитов и амфиболитовых гнейсов наблюдались прослойки железорудных кварцитов, происхождение которых связывается рядом авторов с вулканогенно-осадочными процессами (Точилин, Горяинов, 1964).

Взятые в комплексе признаки рассматриваемых пород заставляют считать первичный материал основной части наблюдаемых амфиболитов

вулканогенным. К породам осадочного ряда следует отнести амфиболовые гнейсы и часть амфиболитов, залегающих в верхних горизонтах серии.

Изложенное позволяет сказать, что основная часть разреза серии первоначально была сложена широкой гаммой псаммит-пелитовых пород, образующих ритмичные чередования различных мощностей.

Наименьшие мощности ритмов измеряются сантиметрами-дециметрами и дециметрами - первыми метрами. Они представлены неполными ритмами типа "У" и неразвитыми ритмами типа "К" (Вассоевич, 1948).

Мощности элементов ритмов глиноземистых пород и пород высокоглиноземистых идентичны по всему разрезу серии. Среди последних отмечается лишь более плавный и упорядоченный характер колебания мощностей.

Ритмы небольших мощностей являются стадиями ритмов крупных, мощности которых уменьшаются к верхам разреза от 2000 до 20 м. В самой верхней, 200-метровой, части разреза амплитуды колебания мощностей крупных ритмов практически не изменяются.

Развитие неслоистых псаммит-алевроитовых пород в нижней, 1000-метровой, части разреза серии свидетельствует о существовании в этом времени сравнительно углубленного водного бассейна. Напомним, что одновременно с псаммит-алевроитовым осадконакоплением происходило формирование основной массы вулканогенных пород.

В последующее время отмечается развитие больших масс ритмично-слоистых алевропсаммитовых пород, что указывает на уменьшение глубины водоема.

Образование вышележащих пелит-алевроитовых и алевропелитовых осадков сопровождалось колебательными движениями меньших амплитуд. В период образования алевропелитов амплитуда колебательных движений уменьшилась еще больше и выравнилась. Все это указывает на относительно стабильную стабилизацию тектонического режима.

Уменьшение поступления в бассейн осадконакопления псаммитового материала говорит о замедлении восходящих движений и в области размыва. Увеличение пелитовой составляющей в балансе материала дает основание полагать, что данное замедление вело к пенипленизации области сноса, интенсификации процессов химического выветривания вплоть до возможного образования кор выветривания с их дальнейшим переотложением. Об интенсификации процессов химического выветривания и ослаблении тектонического режима свидетельствует и распределение рассеянных элементов в ритмично-слоистых породах, отвечающее "упорядоченному типу с контрастной модификацией" (Страхов, 1962).

Все изложенное позволяет говорить о том, что формирование первичного материала кольской серии происходило в условиях, весьма близких к геосинклинальным. Сопоставление ряда признаков послекембрийских геосинклинальных формаций с основными чертами состава и строения толщ кольской серии показало большое сходство ряда их признаков.

Первично-вулканогенные образования кольской серии своей стратиграфической приуроченностью, близостью состава к андезит-базаль-

товым породам и синхронностью образования с псаммит-алевритовыми осадками аналогичны породам кремнисто-вулканогенных формаций. Псаммит-алевритовые образования нижних горизонтов разреза серии близки к образованиям нижней терригенной формации по составу пород, их мощностям, перемеживаемостью с вулканогенными породами. Залегающая выше толща ритмичнослоистых алевропсаммитовых и алевропелитовых пород обнаруживает большую общность с образованиями флишевой формации в выдержанности ритмового состава флишевой гаммы и сохранении различных разрядов ритмов по разрезу. По двухкомпонентному терригенному составу флиша, чередованию флишевых и флишоидных образований, мощностям и типам ритмов, их геохимическим особенностям рассматриваемая толща обнаруживает большое сходство с флишем таврической формации (Логвиненко, Карпова, 1958; Логвиненко, Космачев, 1964) и много общих черт с ладожской толщей флишевого типа (Кратц, Демидов, 1958) с флишоидной формацией Западных Саян (Казаков, 1966).

Литература

- Вассоевич Н.Б. Флиш и методика его изучения. Госгостехиздат, 1948.
- Головенок В.К. Литология и палеогеография глинистых толщ протерозоя Байкальской горной области. - В сб. "Проблемы осадочной геологии докембрия", вып. 1. Изд-во "Недра", 1966.
- Домарацкий Н.А. Определение первичной природы метаморфических пород по содержанию в них инертных компонентов. - Труды МГК, XXII сессия, 1964.
- Казаков И.Н. Осадочные и вулканогенные формации Западного Саяна. - В сб. "Осадочные и вулканогенные формации". Изд-во "Недра", 1966.
- Кратц К.О., Демидов Н.Ф. О ритмичной слоистости ладожской сланцевой толщи. - Изв. Карельского фил. АН СССР, 1958, № 5.
- Логвиненко Н.В., Карпова Г.В. О типах терригенного флиша в таврической формации Крыма. - Докл. АН СССР, 1958, 121, № 3.
- Логвиненко Н.В., Космачев В.Г. Об особенностях распределения химических элементов по флишевой таврической формации Крыма. - Литология и полезные ископаемые, 1964, № 1.
- Ляхович В.В. Акцессорные минералы чарнокитов и гранулитов. - Мин. сб., 1967, № 21, вып. 2.
- Миловский А.В. Хром, ванадий, никель в орто- и парапородах. - Геохимия, 1964, № 9.
- Ниггли П. Магма и ее продукты. Госгеолтехиздат, 1946.
- Страхов Н.М. Основы теории литоненеза, т. II. Изд-во АН СССР, 1962.
- Точилин М.С., Горяинов П.М. Геология и генезис железных руд Приимандровского района Кольского полуострова. Изд-во "Наука", 1964.
- Хильтова В.Я., Савельев А.А. К методике разделения орто- и параамфиболитов. - В сб. "Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование". Изд-во "Наука", 1970.
- Хуан У.Т. Петрология. Изд-во "Мир", 1965.
- Чайка В.М. К методике изучения метаморфических пород. - Геол. и геофиз., 1962, № 12.

ОСАДОЧНЫЕ И ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФОГЕННЫЕ КОНЦЕНТРАЦИИ ТИТАНА В РИФЕЙСКИХ ТОЛЩАХ СЕВЕРНО-ЗАПАДНОЙ ОКОНЕЧНОСТИ П-ОВА КАНИН

Минералы титана довольно широко распространены в рифейских осадочно-метаморфических породах Тимана и Канина. Само определение "титаноносные сланцы Тимана" довольно условно. Обычно так называют сланцы, содержащие порфиробласты титановых минералов. Содержание титана в них весьма близко кларковому (0,61% или в переводе на двуокись титана 1%) для глинистых пород и сланцев или в 1,5-2 раза выше его.

По мнению О.С.Кочеткова (1967), повышенное содержание титана наблюдается в графит-слюдястых сланцах и последовательно снижается с переходом к более грубообломочным породам - алевролитам, кварцитам и конгломератам. Иными словами, наблюдается обратная зависимость между величиной обломочных зерен и содержанием титановых минералов в породе, противоположная той, которая, как правило, характерна для россыпных концентраций титана.

Вопрос о происхождении минералов группы титана в сланцах и кварцитах рифейского фундамента по сей день остается дискуссионным.

Впервые условия образования титанитов изучались Д.П.Сердюченко (1958 г.), который пришел к выводу о первичноосадочной природе титанового вещества в титаноносных сланцах Тимана. По его мнению, образование этих минералов связано с титаном, первоначально содержащимся в виде тонкодисперсных частиц или окислов и гидроокислов в глинистых и углисто-глинистых осадках, и происходило путем экстракции и сегрегации титана и углисто-глинистого осадка под влиянием прогрессивного метаморфизма.

Позднее О.С.Кочетков пришел к выводу, что рифейские графит-слюдястые сланцы Тимана содержат осадочно-метаморфогенные выделения титана в виде порфиробласт ильменита, сфена, титаномагнетита и лейкоксеновых псевдоморфоз по ним, а также первично-аутигенные образования лейкоксена. По его мнению, минеральный состав порфиробласт зависит от степени наложения регионального метаморфизма и состава исходной породы. С усилением метаморфизма намечается ряд: первично образованный анатаз, рутиловый лейкоксен, сфен, ильменит, рутил. В известковых сланцах преимущественно развит сфен, в глинистых - ильменит. Форма и размеры выделений минералов титана зависят от состава исходной породы. В виде изоморфной примеси порфиробласты содержат ниобий (до 0,007%). Сравнение тиманских сланцев по содержанию титана и ниобия с палеозойскими глинами Русской платформы позволило О.С.Кочеткову рассматривать их как гумидные осадки.

Согласно представлениям Н.Э.Герингардт (1969), значительная часть титановых минералов в верхнерифейском бассейне истиралась и мигрировала с мелкообломочным материалом в виде тонкодисперсных систем типа гидрозолей и коллоидов.

При диагенезе морских осадков в результате собирательной кристаллизации были образованы порфиробласты сфена. В то же время порфиробласты ильменита как более устойчивого минерала частично имели кластогенное происхождение. Под влиянием регионального метаморфизма порфиробласты сфена и ильменита были лейкоксенизованы.

Будучи осадочными по природе, рифейские породы п-ова Канин отличаются от своих аналогов на Северном и Среднем Тимане более высокой степенью регионального метаморфизма (до эпидот-альмандиновой фации). В них весьма интенсивно проявились сегрегация и перекристаллизация первичного вещества с образованием биотита, ильменита и граната. Привнос вещества в сланцы со стороны интрузий сомнителен ввиду отсутствия каких-либо признаков контактового метаморфизма. Следовательно, в данном случае мы имеем дело с титановой минерализацией осадочно-метаморфогенного характера на относительно высокой стадии метаморфизма вмещающих пород.

Как показали результаты проведенных исследований, содержания TiO_2 в породах фундамента п-ова Канин в целом близки кларковым (табл. 1). Наиболее обогащенными минералами титана являются породы преимущественно сланцевой толщи канинской свиты, а внутри ее — меланократовые полосчатые разновидности сланцев.

Таблица 1

Содержание TiO_2 в породах п-ова Канин

Толща	% по толще	По типам пород	
Сланцево-карбонатная	0,75	—	
Сланцевая	0,96	Меланократовые сланцы	1,10
		Лейкократовые сланцы	0,84
Кварцитовая	0,70	Сланцы	1,04
		Кварциты	0,62

Анализ среднеарифметических содержаний, полученных на основании подсчета результатов пяти-семи силикатных анализов по каждому типу пород, показал следующее:

Содержание TiO_2 повышается в следующем направлении: кварциты, карбонатные сланцы, лейкократовые сланцы, меланократовые сланцы.

Весьма близкие изменения одновременно испытывает и содержание Al_2O_3 , максимальные количества которого приурочены к меланократовым сланцам, минимум — к кварцитам и лейкократовым сланцам. В карбонатных сланцах количества Al_2O_3 промежуточные.

Аналогичные изменения содержаний титана в различных типах пород зафиксированы полуколичественным спектральным анализом.



Фиг. 1. Порфиробласт ильменит-анатаза с ситовидной структурой из мелкополосчатого гранат-биотитового сланца (увел. 100, без анал., руч. Тарханов)



Фиг. 2. Приуроченность порфиробласт ильменита к глазкам кварца в мелкополосчатых гранат-биотитовых сланцах (увел. 45, без анал., руч. Тарханов)

Чаще всего минералы титана в разрезе древних толщ п-ова Канин представлены ильменитом, сфеном и лейкоксеном, заметно реже анатазом. Обычно они наблюдаются в виде довольно крупных (до 1-2 мм по длинной стороне) удлиненных порфиробласт сложного минерального состава (фиг. 1) или отдельных мелких выделений ильменита и сфена. Первые характерны преимущественно для сланцевых пород; минеральные выделения неправильной или приблизительно изометричной формы чаще всего наблюдаются в кварцитах либо у контакта кварцевых и сланцевых пород.

Порфиробласты представляют собой в разной степени удлиненные формы с ситовидной структурой и хорошо выраженным идиоморфизмом; реже - образования, имеющие форму, близкую изометричной. Состав таких порфиробласт может быть очень сложным. По данным различных авторов (Кочетков, 1967; и др.), проводивших исследования в различных районах Среднего и Северного Тимана, в их состав могут входить ильменит, анатаз, рутил, лейкоксен.

Как видно из приведенного описания, наиболее характерным признаком метаморфогенного происхождения порфиробласт титановых минералов п-ова Канин служит ситовидная структура (фиг. 1). Она обусловлена наличием мелких включений реликтов вмещающей минеральной массы, замещаемой растущим скелетным кристаллом. Подобный механизм образования порфиробласт позволяет считать их метакристаллами и их агрегатами, а сам процесс перераспределения элементов в породе - метасоматическим (Кочетков, 1967).

Распределение порфиробласт минералов титана крайне неравномерно. Как правило, основная масса породы как в сланцах, так и в более грубозернистых разновидностях содержит сравнительно немногочисленные выделения титановых минералов. Их количество резко возрастает у границы двух сред (различного гранулометрического состава). При этом тончайшие (в десятки и сотые доли миллиметра) прослой тонкодисперсного вещества содержат такое количество порфиробласт минералов титана, которое в два-три раза превышает общий объем минеральной массы в этих прослоях.

Это обстоятельство может служить лишним доводом в пользу метаморфогенного генезиса упомянутых порфиробласт, хотя необходимо иметь в виду, что в ряде случаев он может быть объяснен и с позиций первичного седиментогенного генезиса (вторичного обогащения при перемыве нижележащих пород).

В породах сланцевой толщи наблюдается еще более интересное явление - случаи приуроченности порфиробласт титановых минералов к глазкам кварца внутри меланократовых сланцев (фиг. 2). Любопытно, что, хотя сами глазки кварца своей длинной стороной обычно субпараллельны общему направлению слоистости, ориентировка самих порфиробласт носит совершенно произвольный характер. Возможно, что в данном случае мы имеем дело с процессами метаморфической минерализации в условиях увеличения тектонических деформаций и нагрузок, подобных тем, которые наблюдаются при образовании структур "снежных комьев" у гранатов, описанных А.П.Карпинским (1947).



Фиг. 3. Приуроченность выделений сфена к контакту слюдяных кварцитов и гранат-биотитовых сланцев (увел. 45, без анал., руч. Тарханов)

Выделения ильменита во всех типах пород имеют, за редким исключением, лутигенное происхождение. Породы, подвергшиеся диафторезу, содержат частично или полностью лейкоксенизированный ильменит. Зерна свежего неизмененного ильменита хрупки, имеют неровную поверхность. При раздавливании они дают черные осколки со смоляным блеском, просвечивающие под микроскопом при скрещенных николях красно-бурый цвет. Измененный ильменит имеет матовый блеск и при раздавливании образует зеленовато-серый порошок.

Выделения сфена встречаются сравнительно редко, хотя в отдельных случаях могут образовывать довольно значительные концентрации у контактов лейкократовых и меланократовых слоев, как правило, заметно обогащенных кальцитом (фиг. 3). Нередки кристаллики характерной клинообразной формы, но гораздо чаще наблюдаются неправильные или овальные формы. Цвет минерала желтоватый, желтовато-бурый, черта белая, блеск жирный.

Источники титана в составе пород п-ова Канин в разных случаях, по-видимому, могут быть различны: это глинисто-сланцевое или органическое вещество, местами туфогенный материал. Учитывая известные на сегодняшний день факты, можно представить механизм образования порфиробласт титановых минералов примерно в следующем виде.

В верхнем рифе в морском бассейне, существовавшем на территории современного Канина, происходило интенсивное накопление пес-

Таблица 2

Содержание двуокиси титана
в породах рифейского фундамента Тимана (в %)

Место взятия образца	Порода	TiO ₂
Южный Тиман		
Ярегский участок*	Графитсодержащие сланцы	0,75
Ухтинский участок*	То же	0,69
Эжвадор*	" "	1,2
Средний Тиман		
р. Умба*	Графитсодержащие сланцы	0,82
р. Цильма*	То же	0,93
р. Бобровая	Кварцито-песчаники и гравелиты светлинской свиты	0,2
	Породы бобровской свиты в целом	0,59
	кварциты	0,82
	кварцито-песчаники	0,25
	филлиты	0,41
	тонкополосчатые сланцы	0,6
Северный Тиман		
	Кварциты	0,4
	Филлиты	0,8
	Кварц-серицитовые сланцы	0,58
	Серицит-биотитовые сланцы	0,93
	Гранат-биотитовые сланцы	0,97
	Известковистые кварциты	0,28
	Известковистые филлиты	0,82
	Известковистые сланцы	0,92
	Полосчатые сланцы	0,82

* Содержание двуокиси титана в графитсодержащих сланцах вычислено по данным О.С.Кочеткова (1967).

чано-глинистых и илистых осадков за счет абразии берегов и терригенного стока с суши, окружающей морской бассейн.

Устойчивые минералы - такие, как рутил, ильменит, циркон, а частично турмалин и гранат, переносились в виде хорошо окатанных мелких зерен и откладывались в морском бассейне, концентрируясь благодаря гравитационной сортировке в относительно более грубозернистых прослоях. Большая часть титановых минералов истиралась и мигрировала с мелкообломочными материалами в виде тонкодисперсных систем и коллоидов. При этом, по данным Э.А.Остроумова (1956), происходил переход титана в более подвижную форму гидроокиси. Происходившие время от времени небольшие перемывы образующихся толщ приводили к дополнительной концентрации мелких зерен титановых минералов у границы сред различного гранулометрического состава.

Далее, при раннем диагенезе осадков, происходила перекристаллизация гелей, выражающаяся в объединении беспорядочно ориентированных дисперсных фаз в более крупные единицы с единой кристаллической структурой.

В процессе последующего регионального метаморфизма отмечалась экстракция титана из состава осадка. Часть титана, находившаяся ранее в составе грубозернистых пород, выносилась из них и откладывалась на границе с менее проницаемой глинистой средой, что приводило к ее дополнительному обогащению титаном.

Частично обогащение титана могло быть связано и с основными эффузивными породами, установленными в толще песчано-глинистых осадков рифея.

Благодаря одностороннему давлению порфиробласты приобрели существующую ориентировку в направлении слоистости пород.

В дальнейшем в процессе диафореза часть порфиробласт и зерен кластогенного ильменита подверглась лейкоксенизации.

Сравнивая изменения содержания двуокиси титана в породах п-ова Канин с имеющимися данными по титаноносности пород рифейского фундамента других районов Тимана [на основании изучения результатов силикатных анализов (табл. 1-2) и дачных полуколичественного спектрального анализа], можно с некоторой долей условности, определенной как сравнительно ограниченным числом наблюдений, так и их неравномерным распределением по площади, отметить количественное изменение содержания титана в породах рифейского фундамента Тимана и Канина. При этом количество титановых минералов в породах увеличивается в направлении Средний и Южный Тиман - Северный Тиман - п-ов Канин.

В настоящее время на Южном Тимане известно крупнейшее россыпное Ярегское месторождение титанового сырья. Более мелкие проявления россыпных концентраций минералов титана известны и в других районах Тимана. Образование всех известных россыпных месторождений титана всеми исследователями связывается с выносом его минералов из разрушающихся пород рифейского фундамента. Отмеченное количественное увеличение содержания титана в породах рифейского фундамента региона в направлении п-ова Канин позволяет рассматривать этот район как сравнительно благоприятную провинцию для поисков коренных и особенно россыпных месторождений этого сырья.

Литература

- Гернгардт Н.Э. Лейкоксен - новый вид комплексного сырья. Изд-во "Наука", 1969.
- Карпинский А.П. Замечания о горных породах Канинского хребта. Собр. соч., т. 3. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1947.
- Кочетков О.С. Акцессорные минералы в древних толщах Тимана и Канина. Л., изд-во "Наука", 1967.
- Остроумов Э.А. Титан в отложениях Охотского моря. - Докл. АН СССР, 1956, 107, № 3.
- Сердюченко Д.П. Минералы бора и титана в некоторых осадочно-метаморфических породах. - Труды Геол. ин-та АН СССР, 1956, вып. 5.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ АКЦЕССОРИЕВ ПОРОД НИЖНЕЙ КУРСКОЙ СВИТЫ РЯДА МЕСТОРОЖДЕНИЙ КМА

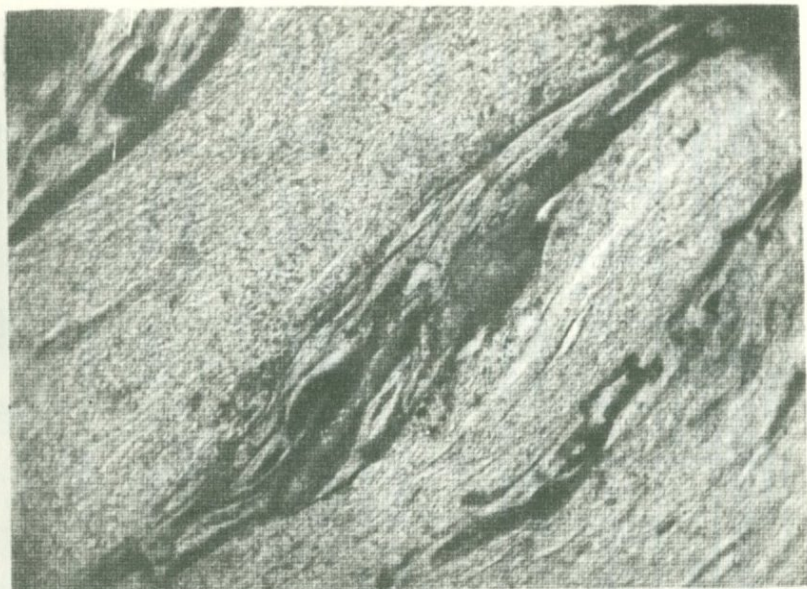
Акцессорные минералы нижней курской свиты и связанных с ней гранитоидов, амфиболитов и некоторых пород михайловской серии изучались с целью восстановления протосубстрата этих метаморфических пород и для установления последующих изменений, которые они претерпели под действием метаморфизма и метасоматических процессов. Каждая проба составлялась из кусков примерно до 30 г, которые откалывались через каждые 10 см. Пробы дробили до -3 мм, затем от них отквартвовывали навеску 200 г для количественного анализа, остальную часть дробили до -0,25 мм и отмывали на концентрационном столе до серого шлиха с последующей обработкой в бромформе для выделения тяжелой фракции. Кроме того, из небольших прослоев, представляющих минералогический интерес, отбирали дополнительные небольшие штучные пробы-протоочки. Протоочки отбирали дополнительно и в ходе камеральных работ из образцов, если при изучении шлифов обнаруживалась в этом необходимость. Акцессории изучали в шлихах, в порошках под биноклем и в иммерсионных препаратах.

Местными геологами установлены максимальные содержания акцессориев в породах курской серии. В работах В.А.Тулупова и Л.П.Грибкова (1966), посвященных изучению акцессорных минералов песчано-сланцевого комплекса юго-востока Воронежской антеклизы (который авторы сопоставляют с породами нижней курской свиты), дана сравнительная характеристика акцессориев этого района и акцессориев Яковлевского и Лебединского месторождений, в которых авторы выделяют две разновидности акцессорных минералов: терригенные и метаморфогенные. На юго-востоке Воронежской антеклизы выделено три горизонта: обогащенные (стратиграфически снизу вверх) апатитом, апатитом и цирконом (apatит с плеохроирующим ядром), цирконом, а для районов Яковлевского месторождения выделено два - циркон-apatитовый и цирконовый - и проведено региональное сопоставление пород по названным участкам.

Акцессорный комплекс изученных пород представлен цирконом, апатитом, сфеном, рутилом, лейкоксеном, ильменитом, анатазом, турмалином, монацитом, дистеном и разнообразными рудными. Эти минералы неравномерно распределены между различными петрографическими разностями и во многих разновидностях пород образуют несколько генераций, обнаруживая также следы растворения и регенерации.

В настоящей статье мы в основном остановимся на особенностях циркона в изученных породах, а материал по остальным акцессориям будет привлекаться постфактум, поскольку это необходимо для подтверждения выводов, сделанных на основании изучения цирконовой фракции. Установлены четыре основные разновидности циркона (см. таблицу).

1. Овалы и удлиненные с округлыми очертаниями, сильно ретикулярные зерна. В порошках и шлихах степень окатызания обнаружи-



823
 фиг. 1. Аутигенный циркон в сланцах (увел. 320, без анал.)

вают заметные варианты от субидiomорфных с закругленными окончаниями и неясными реберными границами зерен до совершенно окатанных зерен. Циркон обладает обычным или чуть пониженным двупреломлением.

2. Полупрозрачные до непрозрачных белесые, серые, темно-бурые, темно-серые, идиоморфные, субидiomорфные кристаллы, редко ксеноморфные. В иммерсии и шлифах хорошо видно, что они представлены сравнительно низкодвупреломляющим веществом с большим количеством мелких черных, бурых и прозрачных включений. Иногда довольно четко видна зональность, подчеркнутая распределением включения (гидроокислов Fe?). Размер этих цирконов может совпадать с размером окатанных зерен этой же пробы, а может значительно превышать их размер. Обычно более свойственны эти цирконы сланцам, чем кварцитам, и воспринимаются в них нередко как порфиробластические образования (фиг. 1).

3. Идиоморфные и субидiomорфные, овальные, копьевидные, бледноокрашенные цирконы обычно прозрачные, реже полупрозрачные. Зональные и лишенные зональности. Грани четкие, сглаженные; иногда призматические грани хорошо выражены, а пирамидальные плохо.

4. Идиоморфные и ксеноморфные полупрозрачные кристаллы, в иммерсии обнаруживающие ядро. Ядра двух видов: а) трещиноватые, прозрачные с нормальным двупреломлением, с округлыми очертаниями - кластическое ядро; б) идиоморфное, ксеноморфное, часто со слабой



Результаты рентгенометрического изучения циркона

hkl	Эталоны Михеева						Образцы ЛОПИ											
	732		732a		732b		606/ I		606/ I		K2775/ III		K2775/ III		963/3		K2768/20	
							циркон треть- его типа		аутигенный				циркон тре- тьего типа		аутигенный			
	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d
111	4	4,44	7	4,413											1	3,7466		
220 β	3	3,66			5	3,3	3	3,6610	2	3,6610	1	3,6494	3	3,6726			2	3,6726
220	10	3,298	10	3,291	10	2,96	10	3,3041	10	3,3041	10	3,3136	10	3,3136	10	3,3519	10	3,3136
									1	3,0445					1/2	3,0847		
															1/2	2,9899	1/2	2,9899
202 β	2	2,783					1	2,8110	1	2,8245	1/2	2,8177	1/2	2,7911			1/2	2,8043
311	2	2,658	2	2,629			1/2	2,6714	1	2,6476	1/4	2,6774						
202	8	2,525	8	2,515	7	2,34	8	2,5351	8	2,5351	7	2,5997	8	2,5085	8	2,5513	8	2,5297
400	4	2,338	3	2,336			1	2,3566	1/2	2,3385			1/2	2,3430	Есть		2	2,3797
331 β	1	2,287					1/4	2,2944										
410																		
222	2	2,219	2	2,205			1	2,2012	1/2	2,2037					Есть		2	2,1919
331	6	2,063	5	2,068	2	2,07	5	2,0645	2	2,0577	3	2,0679	3	2,0748	3	2,0886	3	2,0817
113																		
422 β	2	1,927	4	1,912			3	1,9034	2	1,9090	3	1,8839	2	1,9232	3	1,9176	3	1,9176
440																		
223	2	1,827			10	1,806	1/4	1,8332										
133 β																		
511	4	1,750	2	1,748			1	1,7596	1	1,7549			1/2	1,7433			1/2	1,7388
422	8	1,713	9	1,710	2	1,717	10	1,7187	8	1,7187	6	1,7209	8	1,7077	7	1,7342	7	1,7253
440	6	1,655	6	1,644	1	1,650	4	1,6555	2	1,6595	1	1,6575	2	1,6495	1	1,6697	1/2	1,6615
133																		
351			2	1,545	10	1,547	1/4	1,5518										
								1/4	1,5285									
								1/4	1,5229	1/4	1,5092	1/2	1,5013		1/2	1,4982		
620																		
333	4	1,476	6	1,472	1	1,481	3	1,4754	1/2	1,4844			1	1,4710			1/2	1,4840
602	4	1,383	6	1,374	1	1,379	3	1,3857	1/2	1,3857	1/2	1,3894			1/1	1,3844	1/2	1,4313
224			4	1,365			1	1,3686	1/2	1,3783	1	1,3698	2	1,3673			1/2	1,3579
								1/4	1,3145									
551	4	1,295	2	1,287	4	1,278	1/2	1,2742	1/4	1,2918								
711,324							1	1,2611	1/4	1,2685					1/2	1,2704	1/4	1,2620
404	2	1,256	4	1,257			1/4	1,2556			1/4	1,2583	1	1,2546				
								1/4	1,2209									
005	4	1,194	5	1,184	6	1,175	3	1,1911	1/4	1,1971			Есть	1	1,1873	Есть		
402																		
105	2	1,169	2	1,165			1/2	1,1736	1/4	1,1707			1	1,1743				
800					1	1,1148	2	1,1133									1	1,1217
444																		
315	2	1,107	4	1,104			2	1,1024										
660			3	1,096	1	1,098				Есть		Есть	3	1,1008	Есть			
713,553																		
405	2	1,064					2	1,0608						3	1,0612			
829			5	1,055			3	1,0526		Есть		Есть	6	1,0514	Есть	1	1,46	

очень интенсивного растворения, полупрозрачное — ядро, представленное цирконом второго типа. Обычно оболочки на обоих типах ядер представлены цирконом третьего типа, но в некоторых шлифах оболочки обладают низкими тонами интерференции, а в цирконах проб из скв. 902 четко видны полные и частичные оболочки циркона второго типа на кластических ядрах. Оболочки, обычно очень узкие и часто неполные, образуют на концах четкие пирамидальные окончания, продолжающие кристаллы в длину.

Таким образом, наблюдается циркон по крайней мере трех генераций. Циркон первой генерации образует как самостоятельные кристаллы (циркон первого типа), так и ядра (циркон второго вида). Судя по облику и положению относительно остальных минералов, это терригенный, кластический циркон, и наличие его в породах свидетельствует о первично-осадочном субстрате вмещающих его пород.

Облик окатанного циркона различен и, судя по зональным экземплярам, это различие зависит не только от степени окатывания, но и от различий в первичном габитусе циркона.

Циркон третьей генерации образует самостоятельные кристаллы третьего типа и наросты на кристаллах первого и второго типов. Наросты разнообразны по облику и относятся к типам: оболочек, агрегатов зерен, продолжения кристалла в длину (терминология Поддварта, Эскельмана, 1955; Берзина, Сотникова, 1963). Он, несомненно, является поздним, о чем свидетельствуют форма, взаимоотношение с другими видами циркона и породообразующими минералами, в частности наличие футлярообразных разностей. Судя по его распространенности в гранитоидах, где эта разновидность циркона является основной, образование его в метаморфических породах курской серии связано с процессами мигматизации этих пород. Циркон этого типа образует основную часть цирконовой фракции и тем самым нивелирует картину первичного распределения циркона, так как во многих фракциях, где почти отсутствует циркон первого типа, нередко наблюдаются значительные содержания циркона за счет наложенного циркона 3-го типа. Это приходится учитывать при реконструкции первичного субстрата.

Обращает на себя внимание однотипность окраски циркона I и III генерации — основная масса цирконов обоих типов бледно окрашена в бледно-желтовато-бурые и розоватые тона. Иногда наблюдаются почти бесцветные разности. Для протерозойских пород, кластическим материалом для которых послужили породы архея, вероятнее было бы ожидать в качестве кластического циркона более темно окрашенную разновидность или, по крайней мере, зерна иной окраски, чем окраска циркона, образующего на них оболочки. Однако возможно, что бледная окраска кластического циркона вторична, возникновение ее связано с процессами метаморфизма. В частности Гастил (Gastill a. o., 1967) указывает, что циркон теряет свою гиацинтовую окраску при метаморфизме уже на границе зон зеленого и коричневого биотита, и далее уже встречается или бесцветный циркон или циркон со следами гиацинтовой окраски. На основании опытов Лизла приводится и температурная характеристика процесса обесцвечивания: до 325°C нет изменения окраски,

при 450°C происходит полное обесцвечивание. Изучавшие это явление в цирконах В.А.Хильтова и другие геологи (1967) получили более высокие температуры обесцвечивания (750°C); причем единичные зерна из подвергнутой нагреванию фракции не изменили окраски. Автору статьи пришлось наблюдать гиацинтовую окраску кластических ядер в архейских гнейсах УКШ, испытавших метаморфизм не ниже амфиболитовой фации, и в магматитах, в то время как в породах, относимых к протерозою, ядра имели такую же бледную окраску, как и оболочки, представленные более молодым цирконом. Имеются данные о восстановлении гиацинтовой окраски, утерянной при метаморфизме под действием распада в цирконе.

Очевидно, обесцвечивание циркона зависит от совокупности причин и не всегда происходит, однако экспериментальные исследования свидетельствуют, что обесцвечивание под действием метаморфизма происходить может.

Судя по взаимоотношениям циркона второго типа с цирконами остальных типов, он относится ко второй генерации, промежуточной по времени образования, так как он образует наросты на кластическом цирконе, а на нем в свою очередь образует наросты циркон третьего типа. Генезис циркона второго типа представляется наиболее трудным для расшифровки.

К сожалению, недостаточные количества материала не позволяют сделать химические анализы цирконов этого типа. Полуколичественный спектральный анализ недостаточных навесок показал, что в цирконах этого типа обнаруживаются следы иттрия и лантана, чуть больше Al, Fe и Si, чем в метаморфическом цирконе той же пробы. Гафний спектроскопически не определяли. Из литературы (Халезова, Чернишова, 1968) известно, что интенсивность линии с hkl 301 ($d = 2,06 \text{ \AA}$) меняется в зависимости от содержания Hf: при содержании Hf около 1% интенсивность средняя, а при содержании Hf, изоморфно замещающего Zr, до 10%, снижается и становится равной интенсивности линий с hkl 103 ($d=1,91 \text{ \AA}$).

В исследуемых цирконах во всех пробах интенсивность этих линий визуально совпадает, что свидетельствует о высоком содержании Hf.

Исследуемые аутигенные цирконы обладают четкими рефлексами в области малых и отчасти средних углов вплоть до линии $d = 1,38$, хотя значения Θ несколько меньше, чем у эталонных. Далее, хотя линии и видны, но они диффузны и Θ определяется недостаточно четко. Подобные дебаграммы характерны для метамиктных цирконов примерно с α -дозой $2 \cdot 10^{15}$ (Липова и др., 1965), однако точного соответствия между α -дозой и нарушениями структуры нет. С одной стороны, по данным Б.А.Юникова и др. (1964), значительное повышение α -дозы приводит к природному исправлению радиационных искажений структуры циркона; с другой стороны, И.М.Липова (1968) указывает, что ряд дефектов структуры не связан с метамиктным состоянием, а отражает первичное несовершенство структуры; это видно и из приводимых ею в работе 1965 г. данных, когда у циркона с малой дозой наблюдается уменьшенное значение Θ .

Известно, что в ходе метасоматических процессов в начальную щелочную стадию возникает новообразованный циркон, представленный

темноокрашенными разностями, часто бипирамидального габитуса, приближающийся к циртолиту или малакону. Новообразования отличаются повышенным содержанием U, Th, Hf и редких земель. Инфракрасные спектры этих цирконов обнаруживают уменьшение интенсивности определенных линий, что свидетельствует о метамиктном характере циркона (Сотников, Никитина, 1968). Ссылаясь на данные А.И.Тугаринова, В.В.Ляхович (1967) указывает, что при щелочном метасоматозе (в частности, при микроклинизации) растворение циркона приводит к тому, что происходит разделение циркониевой и гафниевой составляющей и гафний обогащает вновь образующиеся темноокрашенные цирконы, циртолиты. И мы первоначально связывали образование циркона второго типа с процессами щелочного метасоматоза, затронувшего в той или иной степени почти все исследуемые породы. Однако в ходе изучения возникли данные, противоречащие этим предположениям.

Во-первых, в наших породах микроклинизация и другие виды щелочного метасоматоза (в том числе и натриевый) – поздние процессы, и если бы циркон второго типа был связан с ними, то образовывал бы наросты на кристаллах циркона третьего типа, так как был бы самым поздним, в то время как на самом деле наблюдается обратная картина. Во-вторых, габитус циркона, связанного со щелочной средой, обычно короткопризматический до дипирамидального (Ляхович, 1968; Сотников, Никитина, 1968, Гераничева, Марин, 1968). С.А.Кашин указывал, что в ходе щелочного метасоматоза на призматический циркон нарастал, образуя оболочку, циркон дипирамидального габитуса (Кашин и др., 1965). Описываемые нами цирконы второго типа имеют различный габитус; причем для цирконов из пород, испытавших сильную микроклинизацию и соседствующих с породами, по которым шел интенсивный натриевый метасоматоз, сплошь и рядом характерен призматический и длиннопризматический габитус (с удлинением более 3). В-третьих, обращает на себя внимание и тот факт, что с увеличением степени метаморфизма у изучаемых цирконов наблюдается исправление дефектов структуры и цирконы второго типа приобретают, сохраняя характерный облик, более близкую к нормальной структуру. Очевидно, это можно объяснить исправлением дефектов структуры циркона благодаря температурным воздействиям, связанным с метаморфизмом и мигматизацией пород, в которых этот циркон к началу метаморфизма (или к началу заключительных его этапов) уже существовал.

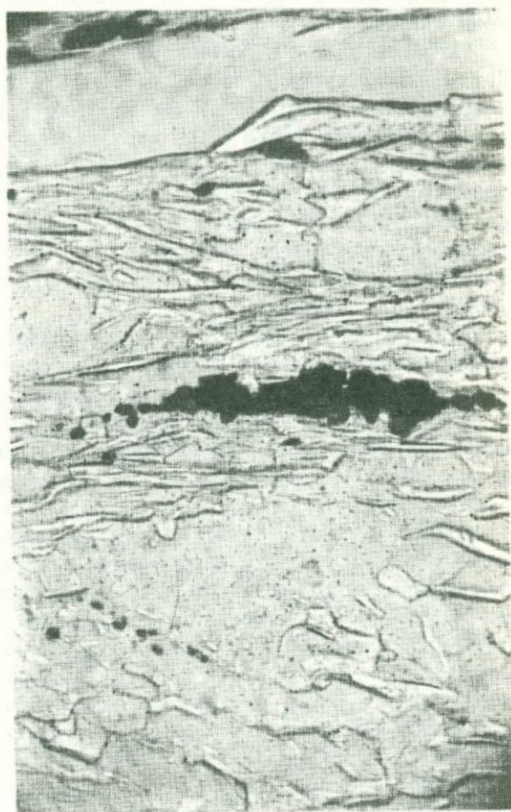
Для этого типа циркона типична ассоциация с тонкими выделениями распыленного лейкоксена, местами перекристаллизованного в тонкую вкрапленность агрегатов рутила, анатаза, брукита (?), а также гематита, и частая ассоциация с сульфидами (фиг. 2).

Часто наблюдающаяся связь циркона второго типа с минералами титана заставляет нас подробнее остановиться на распределении их в породах нижней курской серии (K_1).

В большинстве сланцев, особенно в сланцах K_1^2 по Яковлевскому месторождению и в сланцах K_1^1 по Коробковскому месторождению, наиболее характерной формой развития титанистого вещества являются тонкие агрегаты лейкоксена с мельчайшими выделениями рутила, реже сфена,



Фиг. 2. Ассоциация аутигенного циркона (а) с рутилом (р), гематитом (г) и сульфидами в слюистых прослоях кварцитов; об - обломочный циркон (увел. 72, без анал.)



Фиг. 3. Вытянутые по сланцеватости скопления мелких кристаллов рутила (увел. 320, без анал.)

анатаза и, возможно, брукита (некоторые обладают очень сильной дисперсией осей до смены цветов интерференции при повороте столика). На некоторых участках обнаруживаются характерные тонкопризматические кристаллики рутила, образующие нечто вроде сагенитовой решетки, иногда с колечкатыми двойниками.

Описанные выделения титанистых минералов образуют обычно вытянутые скопления, ориентированные субпараллельно сланцеватости, хотя отдельные минеральные зерна внутри скоплений располагаются беспорядочно (см. фиг. 3). Тонкодисперсное титанистое вещество в ряде пород ассоциирует с гематитом, и в шлифе в отраженном свете наблюдается характерная пунктирная полосчатость, обусловленная красно-оранжевыми выделениями гематита и ватообразными беловато-желтыми выделениями лейкоксена.

Среди этих скоплений наблюдаются мелкие кристаллики циркона.

В кварцитах также отмечены выделения рутила, образующего ксеноморфные и идиоморфные выделения, часть в тесной ассоциации с цирконом и гематитом. Обычно скопления титанистых минералов и циркона второго типа приурочены к обогащенным слюдами участкам.

Сланцы и кварциты, обогащенные выделениями титанистых минералов, выделяются обычно и по данным полуколичественного спектрального анализа.

По материалам Н.А.Плаксенко (1966), исследовавшего поведение Ti в породах курской серии, содержание TiO_2 возрастает от кварцитов к филлитам и снижается к железистым кварцитам. По мнению Н.А.Плаксенко, основная масса TiO_2 поступала в осадок, из которого формировались описываемые породы, вместе с пелитовым материалом и гидроокислами Fe . На диаграммах, приводимых Плаксенко, видно, что кривая TiO_2 повторяет кривую распределения Al_2O_3 , отражающую примесь терригенного илового материала. И, следовательно, вероятнее всего, описанная разновидность титанистых минералов имеет аутигенно-метаморфогенный генезис.

Ассоциация с гематитом и сульфидами описана для коллоидального малакона аналогичного облика, гидротермального генезиса (температура образования $320-270^{\circ}$) С.Д.Туровским с соавторами (1966 г.).

Совершенно аналогичная исследуемой ассоциация циркона в породах, подобных изучаемым, обнаружена в другой работе (Saxena, 1968), где высказывается предположение об аутигенном генезисе этого циркона.

Известно, что циркон относится к минералам, весьма устойчивым к процессам гипергенеза; но тем не менее многочисленные исследования свидетельствуют о растворении и переотложении циркона в осадочном процессе. В указанной работе приводится обширная библиография по растворению и переотложению циркона в осадочных породах и в почвах, а также по экспериментальным работам, посвященным растворимости циркона. Все эти работы свидетельствуют о возрастании растворимости циркона в условиях повышенной щелочности или кислотности растворов (последнее реже). Автор отмечает, что в системе, состоящей из гидратированных комплексов Zr , Fe и Ti , циркониевый наименее стабилен и выпадает в виде гидрооксида, который разлагается и обезвоживается. Отложение $Zr(OH)_4$ сопутствует отложению Fe сульфидов в щелочной и восстановительной среде.

Последняя работа (Saxena, 1966) вызвала возражения и в ответной статье (Kalsbeek, 1967), в которой в качестве основного аргумента отмечено, что для циркона осадочных пород обычна корреляция с размером лейкократовых минералов, а для аутигенных минералов — анатаза, брукита — подобной связи не обнаруживается. Кроме того, в статье указывается, что обычно циркон концентрируется в песчаниках, так как граниты содержат циркон в размерности, гидравлически эквивалентной кварцевым зернам песчаной фракции осадка.

В изучаемых породах циркон второго типа концентрируется в сланцах, отвечающих, скорее всего, алевритовой размерности кварца; причем размер этих зерен крупнее, как правило, встречающихся в тех же пробах кластических ядер и обломочного циркона. В шлифах они нередко производят впечатление порфиробластических образований. Это четко видно на фотографии циркона из сланца скв. 2768 (глубина 504,1 м).

Еще более четко, чем в сланцах скв. 2768, выделяются по размерам цирконы второго типа в сланцах скв. 620 (глубина 507,4 м). В этом горизонте вся цирконовая фракция представлена двумя видами циркона: мелкие, не превышающие 0,10 мм цирконы со слабым фиолетовым оттенком, прозрачные или полупрозрачные (цирконы третьего типа), иногда содержащие ядро (размер ядер не больше 0,06 мм по длинной оси), и крупные (0,21/0, 0,8–0,50/0,13) идиоморфные кристаллы циркона второго типа, чаще длиннопризматические, уплощенные с развитием призм 100 и пирамиды III, реже с развитием граней обеих призм и той же пирамиды и, наконец, еще реже — ксеноморфные. Цвет их колеблется от серого и темно-серого до буровато-серого. Они содержат массу гидроокислов железа. Окраска распределена неравномерно, и у многих серых кристаллов из-за обилия черных неопределимых включений отдельные части черные.

Все сказанное привело нас к предположению о возможности аутигенного генезиса цирконов второго типа, т.е. об образовании их в осадочной породе до или на начальных этапах метаморфизма. В соответствии с этим мы склонны считать, что нарушения в структуре этих цирконов связаны отчасти с их генезисом.

На возможность подобного явления указывает И.М. Липова (1968). Хоппе (1966) отмечает, что в породах низкой степени метаморфизма образуются цирконы с формами нарушенного роста, возникающими вследствие многократного зарождения одного кристалла. В начальной степени образуется неоднородное, кажущееся пористым цирконовое вещество. При увеличении степени метаморфизма оно приобретает округлую неправильную форму, но становится уже однородным. По данным У.А. Дира и других геологов (1965 г.), цирконы, образовавшиеся при температурах ниже 320°, дают диффузные дебаеграммы (естественно, если они не претерпели последующего метаморфизма).

Цирконы всех трех типов испытали растворение, которое приводит к образованию округлых форм у кристаллов третьего типа в связи с растворением в первую очередь вершин и ребер кристаллов. Особенно интенсивно оно идет по трещинам, приводя к появлению зерен с псевдонаростами. Сильно подвержен коррозии циркон второго типа, у которо-

го иногда вершины из-за растворения приобретают занозистый облик, не свойственный обычно циркону. Параллельно с растворением происходит переотложение циркона с образованием мелких кристалликов новообразованного циркона (см. фиг. 4,5).

Интенсивные процессы растворения и переотложения обусловлены развитием в изученных породах щелочного метасоматоза, результирующего в породах в виде микроклинизации и отчасти серицитизации.

Растворение циркона под действием щелочного метасоматоза описано для кристаллических пород востока Русской платформы Н.П. Старковым и Г.С. Флаас (1966); данные многих исследователей подтверждают увеличение растворимости циркона в условиях щелочного метасоматоза (Вахрушев, 1956; Bowden, 1966; Динисенко, 1967).

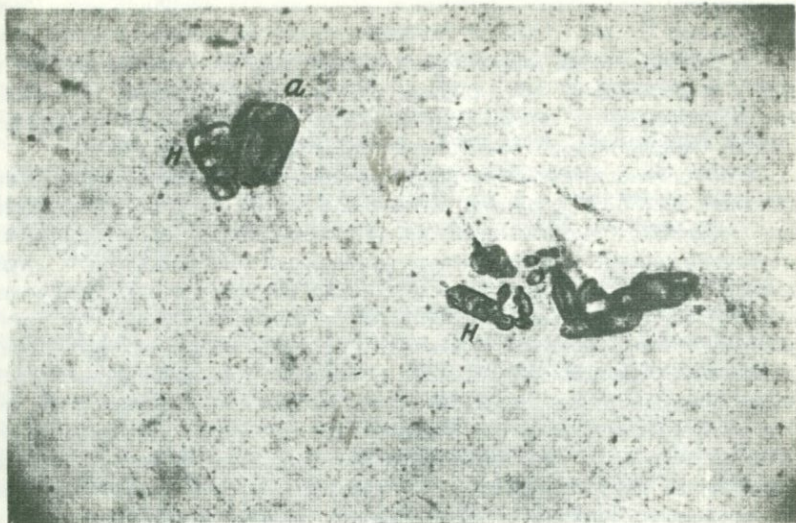
В изученных породах действие щелочного метасоматоза проявилось и на других акцессорных минералах - в растворении апатита по трещинам поперечной отдельности и образовании его округлых форм (аналогичные явления описаны Берзиной, 1969), в образовании в мигматизированных амфиболсодержащих породах каемок сфена вокруг зерен титаномagnetита [подобное явление в связи со щелочным метасоматозом описано для гранитоидов юго-востока Воронежской антеклизы О.И. Египко (Египко и др., 1969)], в появлении в амфиболсодержащих породах своеобразной разновидности рутила (см. ниже).

Округлые формы цирконов третьего типа, помимо растворения, могут (для мелких кристаллов меньше 0,06 мм) оказаться также формами роста, так как в ряде крупных зональных кристаллов начальные зоны роста (примерно до размера 0,03-0,05 мм) не идиоморфны, а округлы, а возможность значительного окатывания столь мелких кристаллов проблематична.

Хоппе (1966) отмечает, что образование цирконов округлой формы в гнейсах и исключительно округлых в гранулитах в результате роста несомненно.

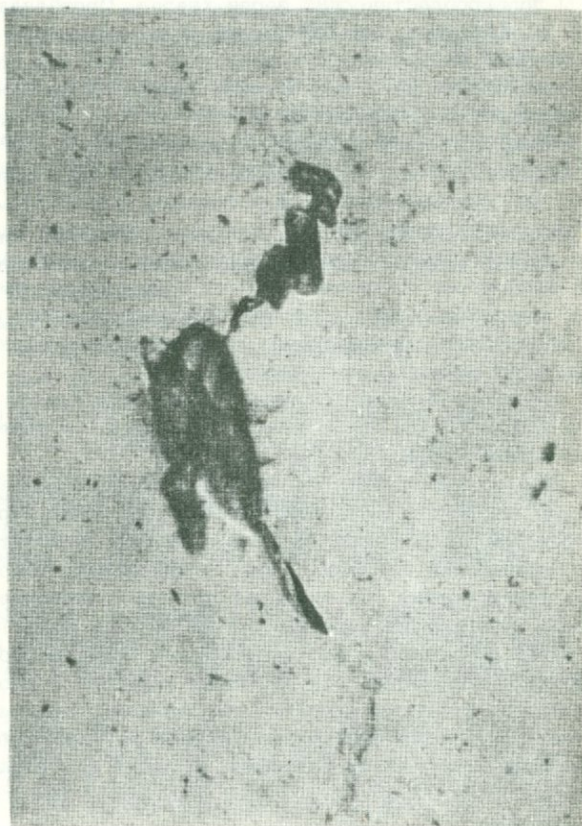
Размер окатанного циркона и кластических ядер довольно сильно варьирует от пробы к пробе, позволяя выявить granulometriю протосубстрата изученных разрезов.

В ряде горизонтов: по Чернянскому месторождению - скв. 620 (глубина 499,6-482,0 м), скв. 829 (глубина 403,1-413,2 м), скв. 963 (глубина 559,2-579,7 м), по Реутецкому месторождению - скв. 2770 (глубина 545,4 м), скв. 2275 (глубина 541,8-545,5 м), скв. 2755 (глубина 318-366 м); по Коробковскому месторождению - скв. 33, скв. 13 - наблюдаются очень крупные окатанные цирконы, выделяющие прослой наиболее грубозернистых пород, вероятно вплоть до гравелитов и конгломератов, так как в ряде названных горизонтов установлены галеподобные образования и встречаются породы, которые трактуются как конгломераты. Размер цирконов в этих горизонтах достигает 0,36-0,15 мм. В ряде проб окатанный циркон окружен оболочкой (сплошной или образующей только пирамидальные окончания), и тогда размер ядер циркона достигает по длинной оси 0,23-0,18 мм при общей длине кристалла соответственно 0,27-0,23 мм. В большинстве же горизонтов кварцитов размер кластического циркона не превышает 0,08-0,10 мм по длинной оси.



Фиг. 4. Цирконы в кварците

н - переотложенный, новообразованный; а - аутигенный; (увел. 160, без анал.)



Фиг. 5. Растворение и переотложение циркона (увел. 480, без анал.)

Выделяются редкие промежуточные горизонты с преобладающим размером циркона 0,13–0,16 мм. К сожалению, мы не могли провести подсчет в статистически достаточном количестве, так как окатанные цирконы и кластические ядра, размер которых характеризует гранулометрию протосубстрата, составляют меньшую часть цирконовой фракции, в которой количественно преобладают цирконы третьего типа.

Особо остановимся на кварцито-песчаниках нижней курской свиты горизонта K2755/ I (глубина 413,4–572,6 м) по скв. K2755 (Реутецкое месторождение). Макроскопически эта толща обнаруживает ритмичность с переслаиванием грубозернистых разновидностей, содержащих крупные – до 2–1,5 мм – порфиробластические зерна дымчатого и голубого кварца (скв. K2755, глубина 554,2 и 425,0 м) и тонкозернистые, обогащенные слюдами и макроскопически лишенные крупных кварцевых выделений кварцито-песчаников, переходящие в сланцы. Подобные зерна голубого кварца наблюдаются в кварцито-песчаниках многих участков в районе КМА и рассматриваются как терригенный материал, источником для которого послужила кора выветривания кварцевых порфиров, содержащих вкрапленники голубого кварца. Изучение цирконовой фракции показывает, что размер циркона не обнаруживает никакой корреляции с размером порфиробластических зерен кварца. Преобладающие размеры обломков и окатанных зерен в шлифах и протолочке из грубозернистых разновидностей колеблются в пределах 0,09–0,05 мм при порфиробластических зернах кварца до 2 мм; размер циркона в пробах из тонкозернистых разновидностей колеблется от 0,09 до 0,06 мм при преобладании 0,07–0,05 мм, т.е. лишь немного более мелких, чем в крупнозернистых разновидностях, хотя порфиробластические зерна кварца не превышают 0,41 мм при наиболее частом размере 0,11–0,24 мм, а в некоторых и вовсе отсутствуют. Иными словами, циркон не только гидравлически не соответствует порфиробластическим зернам кварца, но и его размер не зависит ни от размера, ни от присутствия этих зерен, что, очевидно, свидетельствует о плохой отсортированности первичного материала, а может быть, противоречит представлениям о кластической природе голубого кварца в этих породах.

В основной массе сланцев обломочный циркон колеблется в пределах 0,05–0,07 мм (в то время как зерна "аутигенного" циркона обычно имеют размер 0,11–0,08 мм).

При изучении пород по скв. 40А (Коробковское месторождение) среди кварцитов были встречены сильно кливажированные участки, обогащенные слюдами, по преимуществу мусковитом, относительно происхождения которых в ходе макроскопического изучения возникли две точки зрения. По одной из них это – наиболее тонкозернистые породы, отвечающие верхним частям ритмов осадочных пород протосубстрата; по второй – это ослабленные зоны, и обогащение их слюдами вторично. Изучение гранулометрии циркона по разрезу скв. 40А показало, что в двух из четырех обогащенных слюдами прослоев наблюдается уменьшение окатанного циркона по сравнению с кварцитами до обычных для сланцев размеров, а также значительное увеличение доли "аутигенного" циркона в общей цирконовой фракции (в двух остальных

прослоях циркон обнаружен не был), и, следовательно, эти прослои отвечают тонкозернистым прослоям протосубстрата.

Наиболее детально гранулометрия циркона изучена по разрезу Чернянского месторождения. Как видно из прилагаемого рисунка, разрез K_1 представлен, очевидно, породами одного ритма с закономерной сменой вверх по разрезу от кварцитов, содержащих обломочный циркон (размером 0,36–0,21 мм), к слюдястым кварцитам и сланцам с размером терригенного циркона 0,05–0,10 мм, а в некоторых скважинах наблюдается и горизонт сланцев с очень тонкой размерностью циркона (0,03–0,05 мм).

И.С.Медников и другие геологи (1966) на основании литологических исследований выделяют три типа разреза нижней курской свиты, характерные для Старо-Новооскольского рудного узла и Тим-Щигровской зоны. В первом, песчаниковом, типе эти авторы выделяют два четких ритма – от конгломератов в основании до слюдястых песчаников и филлитовидных сланцев, фиксирующих максимум трансгрессии. Конец регрессии фиксируется появлением конгломератов и снова песчаников; третий ритм также выявляется, но выражен нечетко. По началу второго ритма проводится граница между K_1^1 и K_1^2 .

Судя по размеру кластического циркона, горизонты, относимые местными геологами к базальным горизонтам K_1^2 , не являются на Чернянском месторождении началом ритма; размер содержащегося в них терригенного циркона (окатанных зерен, кластических ядер и обломков в шлифах) выходит закономерно, не нарушая последовательности в один ритм, более грубозернистые части которого располагаются в K_1^1 .

Интерес представляет также изучение гранулометрии кластического циркона из пород, подстилающих K_1 – мигматитов, и пород, относимых к докурсской коре выветривания.

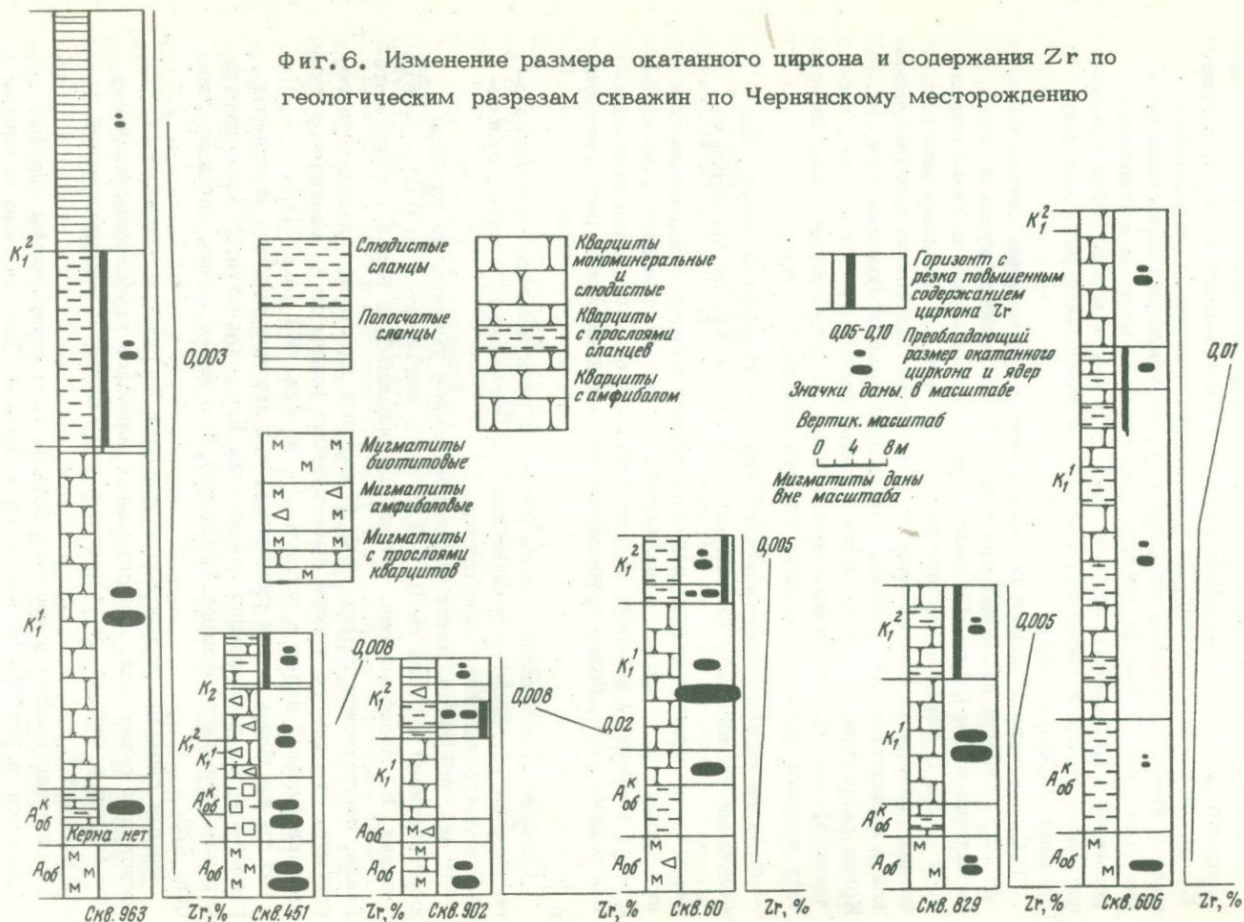
В скв. 451 наблюдается последовательное уменьшение размера кластического циркона от 0,15–0,20 мм в мигматитах до 0,06 – 0,09 мм в низах K_2 . Подобный ряд, только начинающийся с более тонкого материала, наблюдается по скв. 902. С крупных кластических цирконов горизонта, относимого к коре выветривания мигматитов, начинается ритм, прослеживаемый далее в породах K_1 по скв. 963 (фиг. 6).

В то же время в тех скважинах, где крупнозернистые горизонты располагаются в базальных горизонтах K_1 , в мигматитах наблюдаются цирконы меньшего размера (0,06 мм), что четко видно, например, по скв. 829.

Иными словами, полностью в пределах K_1 ритм выражен только в нескольких скважинах, а в остальных наиболее грубозернистая часть опускается в мигматиты. Очевидно, это связано с мигматизацией части разреза K_1 .

В количественном отношении повышенным содержанием циркона отличается в породах Чернянского месторождения горизонт с цирконом размером 0,05–0,09 мм. Он обогащен всеми тремя типами циркона и выделяется не только по данным минерального анализа, но и гео-

Фиг. 6. Изменение размера окатанного циркона и содержания Zr по геологическим разрезам скважин по Чернянскому месторождению



химически, обнаруживая резко повышенные содержания циркония (0,005–0,02%, полуколичественный спектральный анализ). Горизонт этот в большинстве скважин приурочен к определенному стратиграфическому уровню, к низам K_1^2 ; только в скв. 606 этот горизонт попадает в верха K_1^1 и в скв. 451, где разрез K_1 по стратиграфии местных геологов сильно сокращен, попадает в низы K_2 .

Обогащенный цирконом горизонт с размером циркона 0,06–0,8 мм наблюдается в породах K_1 Коробковского месторождения (по скв. 40А и 17А), а также в породах $K_1^1 - K_1^2$ на Реутецком месторождении, но стратиграфическое положение его не ясно.

Горизонт, обогащенный близкой к описываемой размерностью, исследователи выделяют в песчано-сланцевом комплексе юго-востока Воронежской антеклизы, который сопоставляется с нижней курской свитой (K_1). Не исключено, что обогащенный цирконом горизонт может оказывать маркирующим для пород нижней курской свиты.

Породы курской серии пространственно и в разрезе связаны с некоторыми другими разновидностями пород, акцессории которых изучались для выяснения ряда генетических и стратиграфических вопросов.

Породы курской серии подстилаются мигматитами, которые были изучены по небольшому числу образцов и проб по скважинам Реутецкого и Чернянского месторождений.

Во всех пробах из мигматитов содержится циркон. Во всех пробах преобладающую роль играет зональный и гомогенный циркон третьего типа, образующий как округлые, так и идиоморфные и субидиоморфные кристаллы. Наблюдаются кристаллы как с развитыми граней одной из призм – либо 100, либо 110, так и характеризующиеся их совместным развитием. Типична пирамида 111. Характерны длиннопризматические кристаллы с большим удлинением (6).

Наши данные о преобладании среди мигматитов цирконов с большим удлинением совпадают с данными В.В.Ляховича, изучавшего гранитоиды КМА. По наблюдениям Ляховича, цирконы гранитоидов КМА отличаются от цирконов гранитоидов УКЩ своим удлинением – преобладают кристаллы с удлинением 2,5–3, а максимальные достигают 6.

В настоящее время вопрос о причине развития длиннопризматических кристаллов недостаточно ясен. Исследуя гранитоиды Шотландии, Уайт (Wyatt, 1954) пришел к выводу, что длиннопризматические цирконы характерны только для гибридных гранитоидов. Ляхович высказал предположение, что длиннопризматический габитус, свойственный обычно цирконам периферических частей гранитоидов, является признаком не столько контаминации, сколько быстрого охлаждения, и с быстрым охлаждением (в приповерхностных условиях или из-за малых размеров тела) он связывает типичный габитус цирконов гранитоидов КМА. В более поздней работе В.В.Ляхович отмечает противоречивость существующих данных по этому вопросу и наличие обратного соотношения длинно- и короткопризматических цирконов в гранитоидах.

Специально исследовавшие вопрос о причинах морфологической изменчивости циркона Г.К.Гераничева и Ю.Б.Марин (1968) установили,

что, хотя в условиях быстрого охлаждения образуются удлиненные и игольчатые кристаллы, растущие в направлении максимального теплоотвода, в основном удлинение и габитус циркона определяются химизмом среды, измеряемым по величине относительной щелочности ($V = bCa + bMg + bNa + bK$), с увеличением которой удлинение уменьшается вплоть до преимущественного роста дипирамидальных кристаллов. К сожалению, подобными данными по химизму мигматитов мы не располагаем, однако обогащенность микроклином свидетельствует о довольно высоком содержании К, и, вероятно, удлинение цирконов третьего типа связано с быстрым охлаждением.

Среди описанных цирконов встречаются цирконы четвертого типа, содержащие кластические ядра, размеры которых сильно варьируют. Наблюдаются единичные цирконы с аутигенным ядром.

Кроме того, в магматитах из скв. 606 встречены цирконы, аналогичные описанным выше аутигенным цирконам из сланцев скв. 620. Они крупные, до 0,50 мм, с большим удлинением, буровато-серые, полупрозрачные до непрозрачных. Дебаеграмма показала сравнительно небольшие отклонения от обычного циркона третьего типа, что, вероятно, связано с исправлением дефектов в связи с процессами мигматизации.

Представления о возрасте гранитоидов Чернянского месторождения и Реутца сильно разнятся. Гранитоиды Реутца, как считается, мигматизируют породы K_1 , в то время как, по мнению ряда исследователей, гранитоиды Чернянского месторождения относятся к архею и отделяются от пород K_1 метаморфизованной корой выветривания. Как нам кажется, изучение акцессорной минерализации может уточнить представление о взаимоотношении этих гранитоидов с породами курской серии. Прежде всего, изученные гранитоиды являются, очевидно, гибридными, о чем свидетельствует обнаружение в них обломочного циркона, редко в виде обломочных зерен, чаще в виде кластических ядер в идиоморфных кристаллах, и присутствие измененного аутигенного циркона.

Об этом свидетельствует и большое количество апатита с плеохроирующим ядром, обнаруженного в мигматитах из скв. 2795, 2910 (Реутец), 601, 451 (Чернянское месторождение). Это апатиты, содержащие непрозрачное или полупрозрачное ядро, плеохроирующее от черного или темно-серого параллельно оси "С" апатита и до коричневого в перпендикулярном направлении. Ядро имеет округлую, овальную или стержневую форму, в поперечном сечении близкую к круговому сечению. Оно может занимать почти все зерно или только узкую центральную часть. В ксеноморфных зернах обнаруживается два-три ядра. Интенсивность окраски ядра различна — от почти невыраженного, едва намечающегося ядра, обнаруживаемого по бледной окраске и слегка повышенному интерференционному тону, до четкого, очень интенсивно окрашенного ядра. Между частью зерна, занятой ядром, и прозрачной видна обычно слабая полоска Бекке, показатель апатита ядра выше, чем прозрачной оболочки. По классификации Бакера (Baker, 1942), эти апатиты относятся к апатитам с биотитовым ядром — тип "С". Спектральным анализом апатита с плеохроирующим ядром установлены десятки доли

процента Fe, Mn, Si, Al, Mg, сотые доли — Ti, Zr, десятитысячные — Sn и V.

Из редких земель обнаружены земли как иттриевого ряда, так и цериевого.

Наличие апатитов с плеохроирующим ядром свидетельствует, по мнению всех исследователей, о развитии процессов гибридности, а по мнению многих исследователей, может служить признаком контаминации магмы осадочным материалом, хотя точных представлений о генезисе подобных ядер не существует. В.В.Ляхович указывает два возможных пути образования ядер. Первый — появление ядер обязано захвату апатитом мелких частиц биотита, хлорита, роговой обманки (в зависимости от типа ядра), находившихся в гибридной магме в момент кристаллизации апатита. Второй — при ассимиляции метаморфических толщ в гранитную магму могли попадать апатиты осадочно-метаморфического происхождения, которые характеризуются темными включениями органики и окислов железа; подобные ксенокристаллы могли обрастать оболочкой из прозрачного апатита. Однако описанные Д.П.Сердюченко (1960) апатиты с органическим и тонким рудным материалом из осадочно-метаморфических пород лишены плеохроизма.

Помимо мигматитов, апатит с плеохроирующим ядром встречен в ряде горизонтов курской свиты, где имеет облик новообразованного, а не кластического минерала и не обнаруживает определенной стратиграфической приуроченности в отличие от апатита с плеохроирующим ядром, наблюдавшегося в породах песчано-сланцевого комплекса юго-востока Воронежской антеклизы, в котором он ограничен определенным стратиграфическим уровнем и носит черты терригенного минерала. В породах курской свиты он встречен в прослоях, соседствующих с мигматитами или амфиболсодержащими породами, что еще в большей мере подчеркивает связь апатита с плеохроирующим ядром с процессами гибридности.

Подобная закономерность распространения — приуроченность к мигматитам и соседствующим с ними в разрезе породам нижней курской серии — характерна и для другой разновидности апатита — крупных ксеноморфных выделений, достигающих размера 0,65/0,24 мм.

Четкая приуроченность апатита с плеохроирующим ядром и ксеноморфных выделений апатита к мигматитам и соседствующим с ними в разрезе породам курской серии указывает, как нам кажется, на влияние этих гранитоидов на породы курской серии. Об этом же свидетельствует и распространенность в породах нижней курской серии циркона третьего типа, характерного для мигматитов. Наконец, наблюдающаяся на Чернянском месторождении связь между размером кластического циркона из пород нижней курской свиты и мигматитов (см. выше) свидетельствует, по нашему мнению, об ассимиляции части разреза нижней курской свиты гранитоидами. О влиянии гранитоидов, расположенных в нижней части разреза курской серии, на Чернянском месторождении на породы нижней курской свиты, как нам кажется, может свидетельствовать и появление в горизонте "коры выветривания" биотит-гранат-ставролит-кордиеритовой породы по контакту с

мигматитами (скв. 451), в то время как более удаленные от контакта породы испытали метаморфизм порядка зеленосланцевой фации.

Все сказанное позволило нам предположить, что гранитоиды Чернянского месторождения мигматизируют породы курской серии подобно гранитоидам Реутецкого месторождения, а не являются подстилающими ее породами.

В разрезе Реутецкого месторождения среди мигматитов и пород нижней курской свиты встречены амфиболсодержащие породы, которые в зависимости от содержания амфибола колеблются от почти мономинеральных амфиболовых сланцев до сланцев и кварцитов, содержащих небольшое количество амфибола. Амфиболсодержащие породы характеризуются некоторыми специфическими чертами акцессорной минерализации. Помимо обычных для пород курской серии и мигматитов разновидностей апатита, здесь наблюдаются удлиненные призматические с поперечной отдельностью кристаллы от мелких (0,07/0,02–0,11/0,04 мм) до крупных (0,38/0,10 мм). Апатит во многих пробах содержит темноцветные включения.

По литературным данным, удлиненные кристаллы апатита встречаются только в экструзивных и гипабиссальных породах (Jakes, 1967). Кроме того, они содержат разнообразные минералы титана, в том числе ильменит, титаномагнетит, сфен и специфическую разновидность рутила.

Рутил образует ксеноморфные бурые выделения овальной субпризматической, призматической формы, иногда идиоморфные – игольчатые, широкопризматические с пирамидальными завершениями. Размер колеблется от 0,05/0,04 до 0,17/0,08 мм. Многие кристаллы (независимо от формы) сдвойникованы полисинтетически. И в шлифах и в протолочке, кроме отдельных кристаллов, он больше похож на сфен с зеленовато-бурой окраской, полупрозрачной из-за темноцветных включений. Однако и дебаеграммы и показатели преломления так же, как и коноскопия, свидетельствуют о том, что минерал этот – рутил. По данным спектрального анализа, этот минерал содержит небольшие количества Si и Fe, но несравнимо меньше, чем должно быть в сфене. Он часто замутнен из-за включений лейкоксена. Возможно, образование этой разновидности рутила связано с разрушением сфена под действием калиевого метасоматоза.

В исследуемых породах плагиоклаз серицитизирован и наблюдается слабое развитие микроклинизации, заметное не во всех образцах; но в окружающих породах микроклинизация очень сильно развита. Как известно из литературных данных (Березина и др., 1969; Сотников и др., 1968), вынос калиция из сфена обычно ярко выражен даже при слабом развитии калишпатизации и сфен разлагается с образованием рутила через стадию лейкоксенизации или минуя ее. Однако возможно в ряде случаев и образование этого типа рутила за счет ильменита, который также разрушается при калишпатизации. Об этом свидетельствует наблюдавшаяся в двух случаях своеобразная тонкая магнетитовая решетка внутри кристалла рутила.

По содержанию циркона все амфиболсодержащие породы делятся на две группы: породы, почти совсем лишенные циркона или содержащие

его единичные мелкие зерна, и породы, содержащие сравнительно большое количество его. К последней группе относятся амфиболовые сланцы (скв. 2768, глубина 459,5 м; скв. 2775, глубина 546,2 м; скв. 2775, глубина 267,0 и 566,8 м) и породы с небольшим содержанием амфибола (скв. К2775, глубина 570,7 м; скв. 2770, глубина 603,9 м). В них наблюдаются циркон обычных для пород нижней курской серии разновидностей первого-третьего типов, цирконы с кластическим и аутигенным ядром. Многие кристаллы циркона сильно корродированы.

Абсолютно лишены циркона амфиболовые сланцы из скважин К2768 (глубина 460,5 м), К2770 (глубина 594,0 м) и К2775 (глубина 552,4 м) и 2910 (глубина 473,0 м), сложенные почти нацело амфиболом.

Отсутствие в амфиболовых породах циркона рассматривается многими исследователями как признак их магматического субстрата. В разрезе с этими породами ассоциируют сланцы нижней курской свиты, которые наряду с обломочным цирконом содержат типичные для амфиболсодержащих пород выделения рутила с двойниковой решеткой игло-видной и ксеноморфной форм (0,10/0,05 - 0,27/0,12 и до 0,45/0,08 мм) и характерные кристаллы апатита с большим удлинением (0,33/0,09-0,19/0,02 мм).

По нашему мнению, все сказанное позволяет предположить, что мы имеем дело с периферией основных, магматического происхождения, тел, которые оказали влияние на окружающие осадочные породы и, очевидно, те породы, которые наряду с обычным и для амфиболсодержащих пород комплексом аксессуариев содержат еще и обломочный циркон, являются гибридными; это осадочные породы, испытавшие влияние основного магматизма, с которым, возможно, связано и обогащение некоторых из них амфиболом.

Выводы

1. В породах нижней курской серии обнаружены три главные разновидности циркона - кластический циркон, образующий самостоятельные зерна и кластические ядра; аутигенный циркон, образующий самостоятельные кристаллы и ядра, и, наконец, метаморфический циркон, связанный с процессами мигматизации и меташпатизации пород.

Наличие в сланцах и кварцитах обломочного циркона позволяет, с одной стороны, с уверенностью говорить об осадочном происхождении вмещающих пород и, с другой, по изменениям размера циркона по разрезу установить первичную granulometriю разреза.

Аутигенный циркон распределен по всему разрезу, но наблюдается обогащение им пород, которые, судя по обломочным цирконам, относятся к границе между мелкозернистыми песчаниками и алевролитами.

2. Циркон всех типов испытал сильное влияние корродирующих растворов, обусловивших интенсивное растворение и перетолжение циркона, развитие корродированных его зерен. Эти процессы характерны также для апатита и для минералов титана. Все эти изменения связаны с воздействием калиевого метасоматоза, активно и регионально проявленного в наших породах.

3. В разрезе Чернянского месторождения выделяется маркирующий горизонт, отличающийся повышенным количеством аутигенного и кластического циркона размером 0,06–0,08 мм и содержанием циркония – 0,005–0,02% (полуколичественный спектральный анализ), приуроченный к низам K_1 . Этот горизонт обнаруживается также в породах K_1 по Коробковскому месторождению, но его стратиграфическое положение недостаточно ясно.

4. Апатит с плеохроирующим ядром не обнаруживает определенной стратиграфической приуроченности. Он встречен в мигматитах, амфиболсодержащих породах и в смежных с ними сланцах и кварцитах, т.е. тяготеет к гибридным разновидностям пород.

5. Гранитоиды как Реутецкого, так и Чернянского месторождений обладают гибридным характером, содержат в себе не только макроскопически устанавливаемые ксенолиты осадочных пород, но и в акцессорной ассоциации следы примеси терригенного материала, кластические ядра, редкие обломочные зерна циркона, апатиты с плеохроирующим ядром, характерные для гибридных разновидностей пород. Эти гранитоиды обладают сходной акцессорной ассоциацией. Гранитоиды оказали влияние на породы нижней курской свиты, выразившееся в появлении в них циркона третьего типа, в обогащении пород апатитом. Наблюдается и тепловой градиент, проявившийся в более высокой фации метаморфизма пород, примыкающих к мигматитам, в появлении ставролитовых сланцев на Реутецком месторождении, появлении ставролит–кордиеритсодержащей породы на Чернянке (скв. 451я).

Для пород Чернянского месторождения намечается связь размеров кластического циркона, кварцитов и сланцев нижней курской свиты и магматитов, позволяющая предположить, что гранитоиды мигматизировали часть разреза K_1 на Чернянском месторождении подобно тому, как наблюдается на Реутецком месторождении.

Литература

- Берзина А.П., Сотников В.И. О наростах на кристаллах циркона. – Докл. АН СССР, т. 150, № 4, 1963.
- Берзина А.П., Сотников В.И., Голубева Г.А., Ковалева Л.Т. Акцессорные минералы метасоматически измененных пород некоторых молибденовых месторождений. – В сб. "Акцессорные минералы в решении вопросов металлогении и происхождения магматических комплексов". М., 1969.
- Вахрушев В.А. О растворении цирконов в изверженных горных породах. – Докл. АН СССР, 1956, 109, № 3.
- Гераничева Г.К., Марин Ю.Б. Причины морфологической изменчивости циркона. – Записки Ленингр. горного ин-та, 1968, 1, IV, вып. 2.
- Динисенко В.Е. Некоторые особенности рудной минерализации Октябрьского щелочного массива (Восточное Приазовье). – В сб. "Проблемы осадочной геологии докембрия", вып. 2. М., 1967.
- Египко О.И., Фоминых В.Г., Денисов А.П. Акцессорный магнетит докембрийских гранитоидов юго-восточной части Воронежской антеклизы. – В сб. "Акцессорные минералы в решении вопросов металлогении и происхождения магматических комплексов". М., 1969.

- Кашин С.А., Стороженко А.А., Гуреев В.Ф. Морфогенетические типы цирконов. - Труды ЦНИГРИ, 1965, вып. 63.
- Липова И.М. Комплексное изучение метамиктности цирконов. Тезисы юбилейной конференции молодых геологов г. Москвы, посвященной 50-летию ВЛКСМ, вып. III. М., 1968.
- Липова И.М., Кузнецова Г.А., Макарова Е.С. Изучение метамиктного состояния цирконов и циртолитов. - Геохимия, 1965, № 6.
- Ляхович В.В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М., 1967.
- Ляхович В.В. Акцессорные минералы. М., 1968.
- Модников И.С., Дементьев П.К., Безгубов А.И. Некоторые черты литологии и стратиграфии нижней свиты курской серии КМА. - Литол. и полезные ископ., 1966, № 1.
- Плаксенко Н.А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии (на примере КМА). Воронеж, 1966.
- Сердюченко Д.П. Апатиты и апатитоносные породы в архейских толщах Алдана. - В сб. "Железные руды Южной Якутии". Изд-во АН СССР, 1960.
- Сотников В.И., Никитина Е.И. Акцессорные минералы метасоматитов как индикатор особенностей процесса рудогенеза и металлогении. - В сб. "Рудные формации и генезис месторождений Алтае-Саянской области". Изд-во "Наука", 1968.
- Старков Н.П., Флаас Г.М. Формы зерен акцессорного циркона в породах кристаллического фундамента востока Русской платформы. - В сб. "Генезис минеральных индивидов и агрегатов". Изд-во "Наука", 1966.
- Тулупов В.А., Грибков Л.П. Некоторые итоги изучения стратиграфии и вещественного состава сланцев и гнейсов Воронежской антеклизы и распределения в них акцессорных минералов. - Труды III сов. по проблеме изучения Воронежской антеклизы. Воронеж, 1966.
- Халезова Е.Б., Черницова Н.М. Рентгенографическая диагностика содержания гафния в цирконе. - Докл. АН СССР, 1968, 180, № 1.
- Хильтова В.Я., Шулешко И.К., Борисова К.Д. Окраска циркона из архейских пород Восточной Сибири. - Геол. и геофиз., 1967, № 9.
- Хопле Гюнтер. Проблема морфологии акцессорного циркона. - Мин. сб. Львовск. гос. ун-та, 1966, № 20, вып. 4.
- Юников Б.А., Овчинников Л.Н. О природном исправлении радиационных искажений структуры циркона и его геологическом значении. - Геохимия, 1964, № 7.
- Baker G. Apatite crystals with colored cores in Victorian granit rocks. - Amer. Min., 1942, 26, N 6.
- Bowden P. Zirconium in younger granites of Northern Nigeria. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1966, 30, N 10.
- Gastil G., de Lisle M., Morgun J. Some effects of progressive metamorphism on zircon. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1967, 78, N 7.
- Jakes P. The habit of apatite as a petrological guide. - Acta Univ. Carolina Geol., 1967, N 3.
- Kalsbeek F. Discussion (по статье Саксена). - Sedimentology, 1967, 8.
- Poldervaart A., Eckelmann F. Growth phenomena in zircon of antochtonon granites. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1955, 66, N 7.
- Saxena S. K. Evolution of zircon in sedimentary and metamorphic rock. - Sedimentology, 1966, 6, N 1.
- Saxena S. K. Discussion (ответ Калсбеку). - Sedimentology, 1968, 10, N 2.
- Wyatt M. Zircon as provenance indicators. - Amer. Min., 1954, 39, N II-12.

СТРУКТУРЫ ПАЛЕОЗОЙСКОГО ОСНОВАНИЯ КАК ФАКТОР РАСПРЕДЕЛЕНИЯ АЛМАЗОВ В УРАЛЬСКИХ РОССЫПЯХ

Публикуемые данные являются результатом исследований по теме "Изучение направлений сноса и пространственного положения источников алмазов уральских россыпей с применением математических методов и использованием электронно-вычислительных машин (ЭВМ)".

Формирование даже современных россыпей представляет собой сложный и весьма длительный процесс, обусловленный не только современными геологическими факторами, но и совокупностью существовавших ранее палеогеологических¹ условий, ушедших в глубину истории, а потому менее доступных или вообще недоступных для изучения. При этом палеогеологический период нередко занимает несоизмеримо большую часть истории формирования россыпей, нежели время образования самих россыпей, дошедших до наших дней.

Для алмазоносных россыпей Урала, если принять за начало их формирования ордовик (учитывая установленную алмазоносность этих отложений), а за наиболее древний возраст верхних террас доолигоценый, соотношение времени господства палеогеологических и сингенетических россыпям факторов составит порядок 10:1. Говоря языком сравнений, изучить уральские россыпи без учета палеогеологических факторов подобно попытке изучить процесс развития семидесятилетнего организма по семи последним годам его жизни.

Если же учесть, что наши представления в большей части основаны на изучении четвертичных россыпей, то последний отрезок в приведенном примере сократится до двух месяцев.

Как показали наши исследования, одним из информационных признаков для моделирования ушедших в прошлое геологических процессов является тектоническое строение палеозойского основания россыпей. При заложении этого признака в макет для ввода геологической информации в ЭВМ были приняты следующие соображения.

Тектонические структуры являются долговечными сооружениями, сохраняющими свои формы на протяжении многих геологических эпох. С другой стороны, тектоническое строение, как правило, определяет развитие основных форм рельефа, которые играют роль одного из решающих факторов в формировании россыпей.

Общие черты геологического строения района сводятся к следующему.

Река, образующая долину, протекает с востока на запад в пределах западной алмазоносной зоны Урала и эродирует отложения от нижнего девона до нижнего карбона. Палеозойские породы собраны в кру-

¹В литературе часто эти условия неправильно относятся к "предыстории" формирования россыпей.

тые складки субмеридионального простирания, осложненные дизъюнктивными нарушениями. В целом район относится к западному крылу уральского антиклинория.

Алмазные россыпи приурочены к аллювию семи террас, поймы и русла основной реки, а также к аллювиально-делювиальным образованиям логов, иногда склонов. Возраст наиболее древней террасы датируется доолигоценом. Кроме того, известны россыпи, связанные с аллювием некоторых притоков и даже с отложениями логов за пределами непосредственного влияния основной реки.

Изучение распределения алмазов проводилось с использованием алфавитно-цифровых счетно-перфорационных машин и ЭВМ "Наири" отдела вычислительной техники и математических методов исследований ВИЭМС при консультации и методической помощи Д.А.Казиминова, Д.А.Родионова и К.С.Ильина. Вычислительные операции выполнены Е.А.Ивановым.

Основой для исследований послужили первичные материалы детальных поисково-разведочных работ на алмазы, проведенных в долине одной из алмазоносных рек западного склона Урала.

Рабочий макет выбранного комплекса признаков для ввода в ЭВМ содержал около 3700 позиций. Комплекс геологических признаков охватывал около 30 наименований, что без учета значений числовых рядов составило около 200 формализованных единиц. Все позиции макета были перенесены на восьмидесятистолбовые перфокарты, машинная обработка которых дает широкие возможности для выявления связи того или иного фактора с алмазоносностью россыпей.

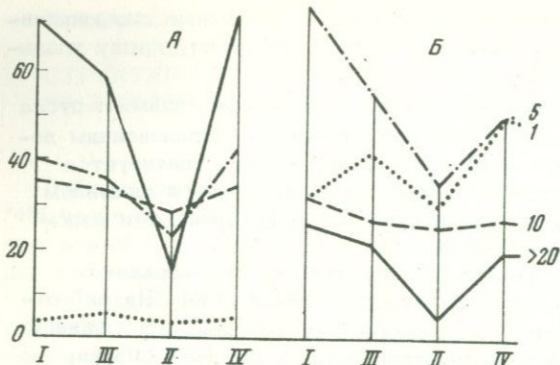
В объеме настоящей статьи мы ограничимся рассмотрением связи алмазоносности кайнозойских отложений с пликвативными структурами палеозойского основания. Влияние дизъюнктивных структур является предметом самостоятельных исследований.

В табл. 1 приведены отношения средних весов и средних содержаний алмазов в аллювиальных отложениях в зависимости от принадлежности последних к элементам складчатых структур палеозойского основания.

Таблица 1

Отношения средних весов и средних содержаний алмазов

Элементы складчатых структур основания	Среднее содержание алмазов	Средний вес алмазов
Синклинали	2,45	1,50
Антиклинали	1,00	1,00
Западные крылья антиклиналей	2,05	1,30
Восточные крылья антиклиналей	2,23	1,29



Фиг.1. Распределение алмазов по весовым классам и элементам складчатых структур

I - синклинали;
 II - антиклинали;
 III - западные и
 IV - восточные крылья антиклиналей; А - по суммарному весу, Б - по количеству находок

Из приведенного видно, что наименьшие содержания и наименьший средний вес алмазов относится к антиклиналям, закономерно увеличиваясь на их крыльях и достигая максимального значения в зонах синклиналичных прогибов.

Попробуем разобраться в причинах закономерности, отраженной в табл. 1, рассмотрев распределение алмазов по некоторым другим признакам.

Для построения графика фиг. 1 проделали следующую работу. Найдки алмаза всех аллювиальных отложений долины разделили на четыре весовых класса с отношениями между ними 1:5:10 и более 10. Затем их распределили по принадлежности к элементам складчатых структур палеозойского основания. График фиг. 1 отображает в относительных величинах изменения суммарного веса и количества находок на единицу объема опробования в россыпях, расположенных на различных элементах складчатых структур палеозойского основания.

Из построений фиг. 1 видно, что обеднение россыпей в зонах антиклиналей, отражаемое табл. 1, обусловлено в первую очередь уменьшением суммарного веса алмазов наиболее крупного класса (фиг. 1, А). Кривые суммарного веса алмазов средних классов имеют относительно меньшие амплитуды колебаний, и, наконец, почти стабильной выглядит кривая распределения самых мелких алмазов. Аналогичная закономерность прослеживается и по количеству находок (фиг. 1, Б) с той разницей, что наибольшее число мелких алмазов относится не к синклиналиям, а к крыльям антиклинальных структур.

Из рассмотренного следует, что складчатые структуры палеозойского основания, несомненно, влияют на распределение алмазов в россыпях. При этом распределение или перераспределение алмазов, совершенно очевидно, происходит в пределах отдельно взятых структур.

Для дальнейшего анализа устанавливаемой связи, поскольку миграция алмазов из зон антиклиналей устанавливается довольно отчетливо, будем называть их областью сноса. Обоснованность такого допущения, на наш взгляд, вполне логична; в процессе складкообразования зоны антиклиналей неизбежно образуют положительные формы рельефа, подверженные наиболее интенсивному воздействию процессов эрозии

и денудации. Влияние первозданной природы складок могло сказываться и после их образования до пенеппенизации страны.

При миграции алмазов в пределах складчатых структур, как видно из рассмотренного графика, наиболее подвижными являются крупные алмазы. Для проверки этого рассмотрим распределение обломков алмаза по элементам складчатых структур.

Кривая А фиг. 2 показывает процентное количество обломков алмаза относительно общего числа находок по элементам структур. Как видно, наибольший процент обломков принадлежит зонам антиклиналей, меньшее и примерно равное количество относится к крыльям антиклиналей и минимальное — к зонам синклиналей.

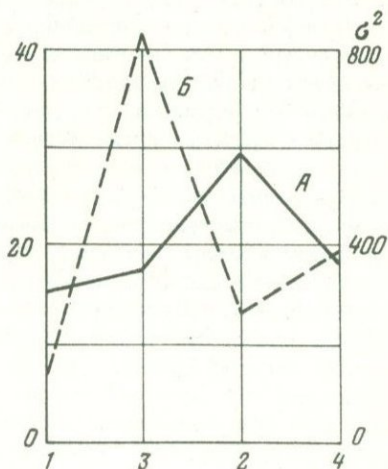
Таким образом, наряду с резким уменьшением количества крупных алмазов в зонах антиклиналей увеличивается количество обломков, что говорит о худшей миграционной способности последних.

Кроме того, на фиг. 2 нанесены значения дисперсии веса обломков (кривая Б). Минимальная величина дисперсии, характеризующая лучшую сортировку обломков, относится к зонам синклиналей, несколько большая — к антиклиналям. Наихудшая сортировка отмечается в зонах западных и восточных крыльев антиклиналей.

Резкое увеличение значений дисперсии на крыльях антиклиналей, отвечающих условиям наиболее интенсивной миграции, может, по-видимому, объясняться как разрушением кристаллов при транспортировке, так и избирательным выносом наиболее крупных обломков из зон антиклиналей.

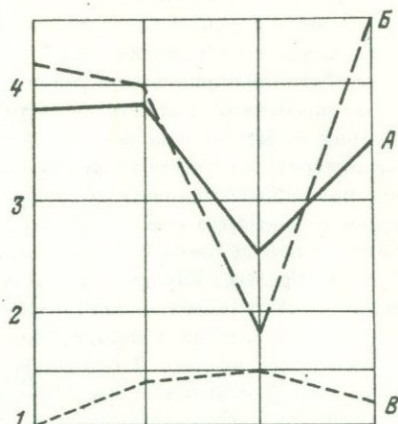
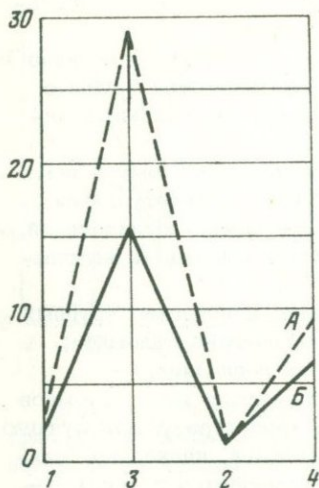
После рассмотрения распределения обломков, представляющих в основном мелкие классы, обратимся к рассмотрению распределения целых кристаллов, относящихся в общем случае к классам большей крупности.

На фиг. 3 в относительных величинах приведено распределение "свежих" (без следов механического износа) и целых, но несущих на



Фиг. 2. Распределение обломков алмаза по элементам складчатых структур

1 — синклинали; 2 — антиклинали; 3 — западные; 4 — восточные крылья антиклиналей; А — процент количества обломков; Б — дисперсия (σ^2) весовых значений



Фиг. 3. Отношения количества "свежих" и изношенных кристаллов по элементам структур

1 - синклинали; 2 - антиклинали; 3 - западные; 4 - восточные крылья антиклиналей; кристаллы алмаза: А - по следам сильного износа; Б - без следов износа

Фиг. 4. Средний вес алмазов по группам изношенности

А - без следов износа; Б - сильно изношенные кристаллы; В - обломки кристаллов. Обозначения элементов структур те же, что на фиг. 3

своей поверхности следы сильного механического износа кристаллов алмаза по элементам структур палеозойского основания.

Из приведенного сопоставления видно, что характер кривых для выделенных групп кристаллов одинаков. Наименьшее количество алмазов обеих групп принадлежит к зонам антиклиналей, примерно вдвое большее - к зонам синклиналей. Наибольшее количество находок относится к крыльям антиклиналей; причем в зонах западных крыльев оно в десятки раз выше, чем в областях антиклиналей.

Таким образом, и распределение целых кристаллов подтверждает ранее сделанный вывод об избирательном выносе крупных алмазов из зон антиклинальных поднятий.

При общем сходстве характера кривые на фиг. 3 существенно отличаются одна от другой по амплитудам колебания: количество изношенных кристаллов при переносе увеличивается почти вдвое против количества "свежих" кристаллов.

Прежде чем интерпретировать это явление, обратимся к фиг. 4, где в относительных величинах совмещены значения средних весов рассматриваемых групп алмазов для тех же элементов складчатых структур.

Из фиг. 4 видно, что средний вес "свежих" кристаллов в зонах антиклиналей значительно выше, чем алмазов с сильным механическим износом. По мере переноса на крылья антиклиналей, а затем в зоны синклиналей средний вес изношенных алмазов становится выше, чем "свежих".

Природу этого явления, учитывая избирательный вынос крупных алмазов, очевидно, можно объяснить их износом в процессе транспортировки, в результате чего часть крупных алмазов переходит из разряда "свежих" в разряд изношенных.

Сопоставляя амплитуды колебаний среднего веса "свежих" и изношенных кристаллов (кривые А и Б на фиг. 4) с довольно плавной кривой веса обломков (В), снижающегося от антиклиналей к синклиналям, можно видеть, что процесс механического износа кристаллов при переносе доминирует над процессом их дробления. В противном случае средний вес обломков должен бы увеличиваться на крыльях антиклиналей.

Представление о миграции алмазов в пределах складчатых структур палеозойского основания было бы неполным, если не сказать о количественном распределении алмазов, тем более, что обогащение россыпей на крыльях крупных антиклинальных структур было подмечено еще со времен проведения поисково-разведочных работ.

Таблица 2

Элементы структур	% алмазов	
	по количеству	по весу
Синклинали	7,6	8,3
Антиклинали	3,7	2,9
Западные крылья антиклиналей	64,1	64,4
Восточные крылья антиклиналей	24,6	24,4

В табл. 2 приведено распределение алмазов по элементам структур в процентах для всего бассейна. Как видно из таблицы, более 64% по числу и весу находок относится к западным крыльям антиклиналей, около четверти — к восточным крыльям. Зонам антиклиналей принадлежит всего 2,9% по весу и 3,7% по количеству находок, к зонам синклиналей относится 8,3% по весу и 7,6% по количеству найденных алмазов. Почти совпадающая равнозначность весового и количественного распределения лишней раз иллюстрирует общеизвестную стабильность величины уральских алмазов. Наибольшее несовпадение этих величин для элементов синклиналей и антиклиналей отвечает уменьшению среднего веса алмазов в зонах антиклиналей и увеличению его в зонах синклиналей, отмеченному в табл. 1.

Количественное распределение алмазов по элементам структур требует дополнительного изучения, поэтому пока ограничимся лишь приведением настоящих данных.

В заключение остановился еще на одном проявлении влияния структур палеозойского основания на алмазонасность россыпей.

Существует распространенное представление о том, что одним из решающих факторов аккумуляции алмазов в россыпях является литология пород плотика. При этом имеется в виду их устойчивость к эрозии, денудации, химическому выветриванию, образованию карста и т.д.

Обратимся к графику фиг. 5, отражающему кратные отношения средних содержаний и общего количества найденных алмазов в россыпях, расположенных на различных породах палеозойского основания. Здесь же приведены отношения объемов проведенного опробования.

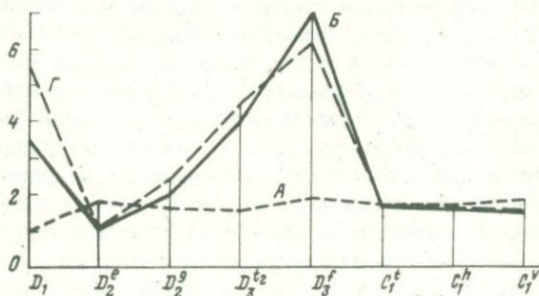
Относительная плавность кривой средних содержаний (А) с амплитудой колебания, не превышающей 1, указывает на отсутствие связи россыпей с характером коренных пород.

Кривая количества находок (Б) изменяется в более широких пределах, благодаря чему действительно создается впечатление о концентрации алмазов в пределах полей развития некоторых пород палеозойского основания.

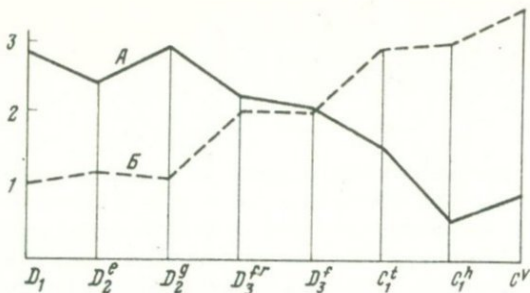
Отчетлива связь количества находок с объемами проведенного опробования; кривые этих параметров (Б и Г) практически повторяют одна другую. Таким образом, количество находок алмаза связано прямой зависимостью с объемами проведенного опробования. Следует иметь в виду, что отношения объемов проведенного опробования при единой методике отбора проб и густоте разведочной сети являются не чем иным, как выражением отношений площадей развития определенных пород фундамента.

Из рассмотренного видно, что в пределах изученного района характер коренных пород не оказывает влияния на алмазонасность россыпей.

Как показали проведенные исследования, более чутким индикатором изменения алмазонасности россыпей, чем средний вес и среднее содержание, является "изношенность" алмазов. Поэтому обратимся к графику фиг. 6, на котором даны соотношения процентных содержаний "свежих" (без следов механического износа) и сильно изношенных алмазов в россыпях, расположенных на различных породах палеозойского основания.



Фиг. 5. Кратные отношения средних содержаний (А), количество находок (Б) и объемов опробования (Г) россыпей на породах различного возраста



Фиг. 6. Кратные отношения процентного содержания "свежих" (А) и изношенных (Б) кристаллов в россыпях на разновозрастных отложениях палеозоя

Из построений фиг. 6 видно, что соотношение свежих и изношенных кристаллов также не устанавливает зависимости алмазности россыпей от литологии пород плотика. В самом деле, россыпи, залегающие на известняках живетского яруса (D_2^g), имеют одинаковые соотношения "свежих" и изношенных кристаллов с россыпями, подстилаемыми резко отличными от живетских известняков по литологии, но соседствующими по разрезу песчано-глинистыми сланцами нижнего девона (D_1) и кварцито-песчаниками эйфельского яруса (D_2^e). И, напротив, те же россыпи, залегающие на живетских известняках, резко отличны от россыпей, залегающих на близких им по литологии (но далеких по разрезу) карбонатных отложениях фаменского яруса (D_3^f) и еще в большей степени нижнего карбона (C_1^t , C_1^v).

С другой стороны, наблюдается совершенно закономерное уменьшение "свежих" и возрастание процента изношенных кристаллов в россыпях при переходе от древних к более молодым отложениям палеозойского основания.

Последняя закономерность полностью объяснима с позиции ранее сделанных выводов о миграции алмазов в пределах складчатых структур палеозойского основания, если учесть, что более древние образования в изученном районе, как правило, слагают сводовые части антиклиналей, тогда как более молодые слагают зоны синклиналильных прогибов.

Учитывая в какой-то мере предварительный характер изложенных результатов, было бы преждевременным делать более глубокие выводы. Однако зависимость алмазности кайнозойских россыпей изученного района от складчатых структур палеозойского основания, как и общие закономерности миграции алмазов в пределах этих структур, на наш взгляд, не вызывает сомнений.

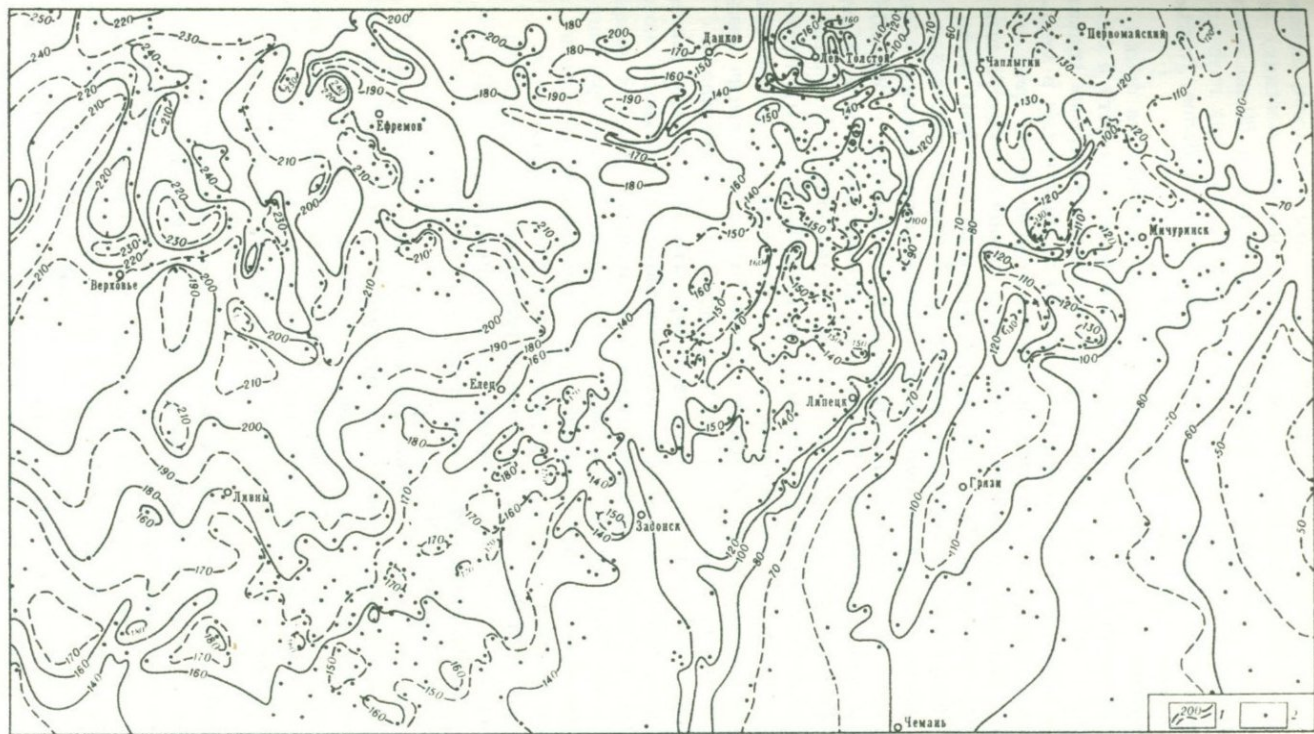
Дальнейшее изучение этой связи может открыть более широкие возможности для восстановления процессов "предыстории" формирования россыпей, а следовательно, для решения ряда теоретических и практических вопросов алмазности Западного Урала.

ПАЛЕОРЕЛЬЕФ И ЕГО РОЛЬ В НАКОПЛЕНИИ
И ЗАХОРОНЕНИИ ОСАДКОВ

В районе северо-восточного крыла Воронежской антеклизы наряду с тектоникой важным фактором в накоплении и захоронении осадков бобринского, тульского, рудного (железные руды липецкого типа) горизонтов и бат-келловей является рельеф поверхности девонских и нижнекаменноугольных (турнейских) отложений. Однако изучен этот рельеф очень слабо и то лишь на отдельных участках, связанных с разведкой и поисками железных руд. При этом изучение его на этих участках происходило зачастую без учета геологического развития региона, что приводило нередко исследователей к различным выводам даже в одном и том же районе. Например, И.И.Никшич и Я.А.Олейников, изучавшие липецкие железные руды в 1929 г., считали, что рельеф поверхности известняков образовался в результате процессов размыва. Л.В.Пустовалов (1933) формирование дорудного рельефа в этом же районе связывал с тектоническими явлениями и эрозионными процессами. По мнению Г.С.Момджи и С.Р.Шавло (1940 г.), основным фактором в процессе формирования рельефа поверхности известняков являлось действие поверхностных вод. По их мнению, базис эрозии в то время находился в области нынешней р. Воронеж. Они отрицали широкое развитие карстовых явлений. Н.Н.Смирнов (1951 г.), выполняя специальную работу по изучению погребенного рельефа известняков на значительно большей площади Липецкого железорудного района, пришел к выводу, что дорудный рельеф поверхности известняков отличается большой выравненностью и что его формирование связано в основном с карстовыми явлениями. Эрозионным процессам он отводил подчиненную роль. Однако этот исследователь не исключает и роль тектонических явлений в формировании рельефа. Аналогичной точки зрения придерживается и М.С.Точилин. Автор (Волочаев, 1962) большую роль при формировании дорудного рельефа отводит не только карстовым и эрозионным процессам, но и тектоническим явлениям.

Резюмируя сказанное, можно сделать вывод, что взгляды прежних исследователей в основном сводились к следующему. И.И.Никшич, Г.С.Момджи и С.Р.Шавло считали, что в образовании дорудного рельефа принимали участие главным образом процессы размыва; по мнению Л.В.Пустовалова, Г.Я.Борисенкова, М.С.Точилина, Н.Н.Смирнова и автора, — тектонические, карстовые и эрозионные процессы.

На составленной нами карте (фиг. 1) поверхность девонских и нижнекаменноугольных (турнейских) отложений северо-восточного крыла Воронежской антеклизы представляет собой в основном слабо расчлененную и сильно закарстованную равнину с общим уклоном на восток и юго-восток. Абсолютные высоты этой равнины изменяются от 256 м на северо-западе и 200–165 м на западе до 72 м на востоке и 55 м на юго-востоке и от 200 м на севере (северо-восточнее Ефре-



Фиг. 1. Карта рельефа поверхности девонских и нижнекаменноугольных (турнейских) отложений
 1 - изогипсы поверхности девонских и нижнекаменноугольных (турнейских) отложений (сплошные - через 20 м, пунктирные - через 10 м); 2 - буровые скважины

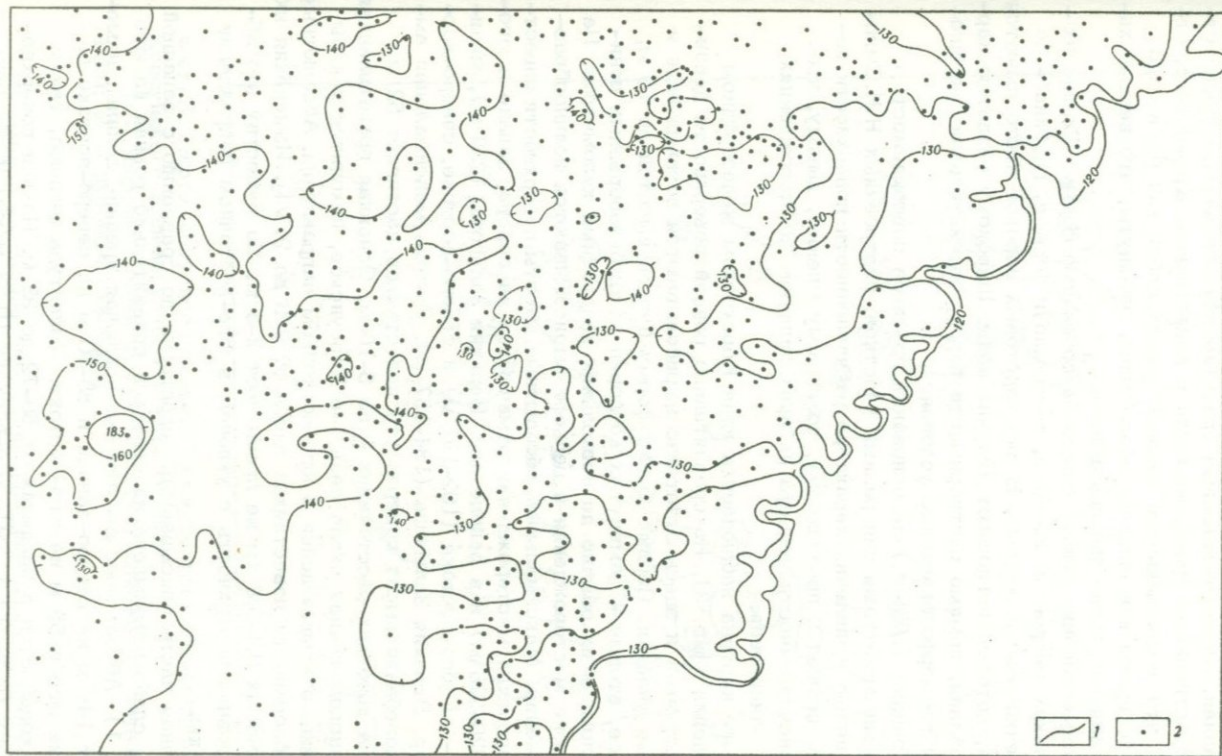
мова) до 140 м на юге (южнее Долгорукова). Таким образом, амплитуда поверхности девонских и нижнекаменноугольных (турнейских) отложений для всей описываемой территории изменяется от 60 до 200 м, а на отдельных участках на коротких расстояниях, исключая глубоко врезанные древние долины – от 5–15 до 20–30 м, реже более. Глубина древних долин достигает 60 м.

Описываемая территория, как известно, располагается на стыке двух орографических областей – Среднерусской возвышенности и Окско-Донской (Тамбовской) равнины, границей между которыми является участок долин рек Воронежа и Становой Рясы, вытянутых в меридиональном направлении. Это своеобразие территории имеет свое отражение и в рельефе поверхности девонских и нижнекаменноугольных (турнейских) отложений. Так, западная, большая по размерам часть рассматриваемой территории представляет собой приподнятую всхолмленную, сильно закарстованную и более расчлененную равнину. Абсолютные высоты ее, исключая древние долины, изменяются от 200–256 м на севере и северо-западе до 150–160 м на юго-востоке и юге. Амплитуда рельефа колеблется в пределах 110 м. Отмечается общий наклон поверхности к юго-востоку (1,4 м/км) и югу (0,75–1,2 м/км). Крупные формы рельефа, представленные возвышенностями и разделяющими их ложбинами площадью от нескольких сотен до полутора тысяч квадратных километров, имеют здесь мягкие, расплывчатые очертания. Первые нередко имеют по несколько вершин, вытянутых в виде цепочки в северном, северо-западном и реже западном и северо-восточном направлениях. Форма вершин преимущественно овальная. Высота возвышенностей – от 10–15 до 30, реже 40 м. Склоны их пологие, растянутые. Ложбины имеют слабовыпуклые с расплывчатыми очертаниями склоны. Они то расширяются, то суживаются и часто замыкаются.

С востока описываемый район окаймляется долиной р. Воронеж. Центральная часть западной площади (Елец, Ливны, Ефремов, Верховье) в период формирования древней гидросети представляла собой как бы водораздельное плато.

На фоне крупных форм рельефа здесь выделяются неровности и более мелкого порядка, выраженные буграми и понижениями. Последние имеют форму замкнутых котловин, удлиненных лошин, воронкообразных углублений и пр. Эти формы рельефа более или менее отражены на картах, составленных нами по центральной и южной частям Липецкого железорудного района и Корсунскому железорудному месторождению.

В центральной и южной частях Липецкого железорудного района поверхность известняков выровнена и имеет незначительные повышения и понижения в рельефе (фиг. 2). Абсолютные высоты ее изменяются от 140–145 м на юго-западе и северо-западе до 130 м на востоке и юго-востоке. При этом ее максимальные абсолютные высоты отмечаются на западе и северо-западе (150 м), минимальные – на востоке и юго-востоке (125 м). Таким образом, максимальная амплитуда колебания высот поверхности известняков достигает 25 м, обычная – не превышает 10–15 м. Общий наклон поверхности известняков на восток и юго-восток около 0,6 м/км. Неровности в рельефе представлены бу-



Фиг. 2. Карта рельефа поверхности девонских отложений в центральной и южной частях Липецкого железорудного месторождения

1 - изогипсы поверхности девонских отложений сечением через 10 м; 2 - буровые скважины

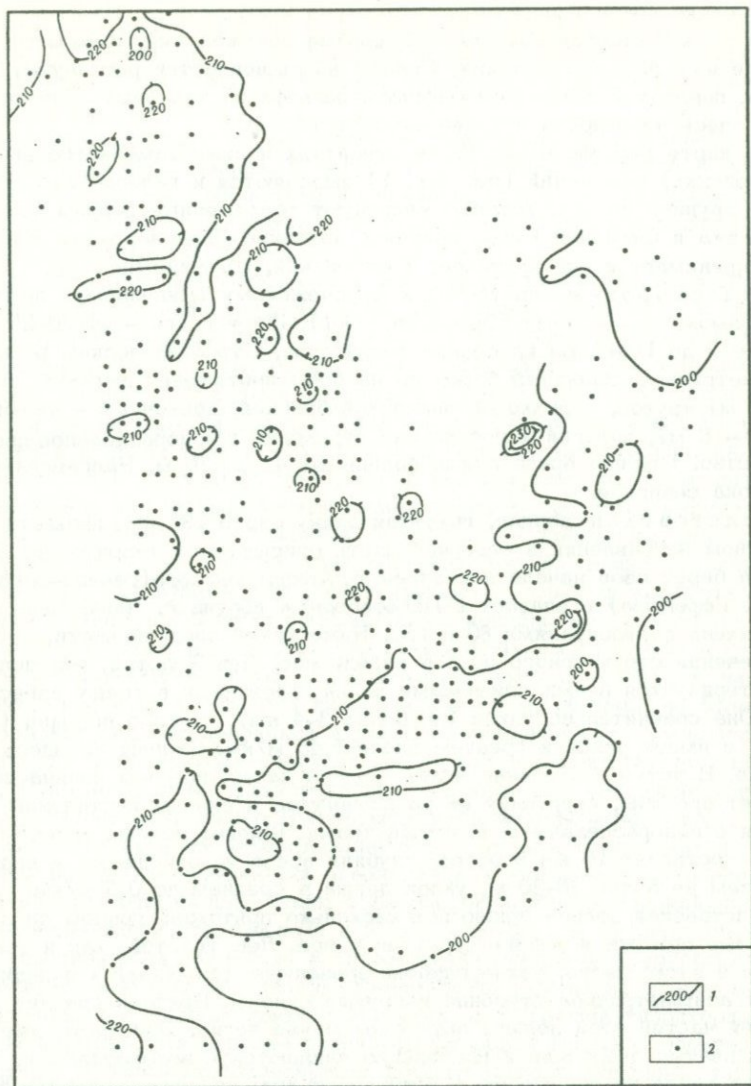
грамми и разделяющими их понижениями в виде замкнутых котловин и вытянутых ложбин площадью до 10 км², иногда более. Склоны их вы-положены. Форма этих возвышенных и пониженных участков самая разнообразная. Их преобладающая ориентировка совпадает с господствующим простираем трещиноватости в известняках. Кроме того, отмечается, что возвышенности связаны между собой как бы в одно целое, в то время как впадины обособлены, замкнуты, что весьма характерно для карстовых ландшафтов.

Карстовые воронки имеют самую разнообразную форму. Ширина их — от нескольких метров до 20–50 м, возможно и больше, глубина — до 60 м. Стенки обычно крутые. В дне карстовых воронок часто имеются отверстия, которые поглощают текущие воды. Широкому развитию карстообразования, помимо растворимости пород, содействовали трещиноватость и геоморфологические условия.

М.С.Точилин (1951 г.) на основании графиков повторяемости с одинаковыми отметками для разных участков, построенных Н.Н.Смирновым с целью выявления характера расчлененности поверхности известняков, пришел к правильному, по нашему мнению, выводу, что степень расчлененности рельефа на всех липецких месторождениях примерно одинаковая.

Такая же картина наблюдается и на Корсунском железорудном месторождении (фиг. 3). На сравнительно ровной поверхности девонских известняков и здесь отчетливо вырисовываются возвышенные и пониженные участки. Первые имеют форму бугров высотой до 10 м, реже более, вторые — замкнутых котловин и ложбинообразных понижений. Площадь их обычно до нескольких квадратных километров. На севере и юге месторождения в рельефе вырисовываются долинообразные понижения. Максимальные абсолютные высоты поверхности известняков в пределах месторождения отмечаются на севере, западе и юго-западе (220–225 м) и в районе дер. Верхняя Залегошь (236 м), минимальные — на юго-востоке (192–197 м) и северо-востоке, северо-восточнее дер. Верхняя Залегошь (184–187 м). Отсюда максимальная амплитуда колебания высот поверхности известняков достигает 52 м, обычная на коротких расстояниях — до 5–10 м. Основная промышленная залежь, расположенная около села 1-е Корсунское, находится как бы в котловине, открывающейся в юго-восточном направлении. Абсолютные высоты поверхности известняков здесь от 206 до 213 м. Изменения их на расстояниях 0,4–0,8 км не превышают 2–3 м. По существу это абсолютно ровная поверхность с уклоном в юго-восточном направлении до 1,3 м/км.

Восточная часть описываемой территории по сравнению с западной понижена, слабо всхолмлена на севере и сравнительно ровная на юге (см. фиг. 1). Абсолютные высоты ее, исключая древние долины, изменяются от 148 м на северо-западе и 85–90 м на северо-востоке до 66–76 м на юге и 55 м на юго-востоке. Амплитуда рельефа, таким образом, колеблется в пределах от 59–72 до 93 м. Наклон поверхности — к югу (0,48–0,4 м/км), юго-востоку (0,58 м/км) и востоку (0,5–0,6 м/км).



Фиг. 3. Карта дорудного рельефа поверхности девонских отложений Корсунского железорудного месторождения

1 - изогипсы поверхности девонских отложений сечением через 10 м; 2 - буровые скважины

На севере восточная часть описываемой территории слабо всхолмлена и в значительной степени расчленена заходящими с востока и запада древними долинами. Крупные возвышенности здесь площадью

в несколько сотен квадратных километров и высотой от 10–15 до 25–30 м окаймляются котловинообразными понижениями, имеющими мягкие извилистые очертания. Склоны возвышенностей растянуты, пологие, переход к пониженным формам рельефа постепенный. Наблюдаются здесь неровности и более мелкого порядка.

На карте рельефа поверхности девонских и нижнекаменноугольных (турнейских) отложений (см. фиг. 1) выделяются и палеодолины. Наиболее крупная из них, которую наследуют современные долины рек Воронежа и Становой Ясы, получила название Палеоворонеж. Эта долина принимает и ряд притоков: Толстовский, Пружинский и др.

Палеоворонеж приурочен к Воронежскому (Липецкому) прогибу, возможно к разлому (Волочаев, 1961). Ширина его – от 20–25 км на юге и до 10–15 км на севере территории. Строение долины резко асимметричное. Западный берег ее на всем протяжении высокий (до 40–50 м) крутой, с резко обозначенной бровкой, восточный – низкий (до 10–15 м), пологий и постепенно переходит в водораздельное пространство. Глубина вреза днища долины от 40 до 80 м. Направление водотока северное.

Толстовская долина, имеющая длину около 130 км, проходит в широтном направлении в северной части описываемой территории. Эта долина берет свое начало восточнее с. Архангельского (северо-западнее г. Ефремова) и впадает в Палеоворонеж против г. Чапыгина. Она ограничена горизонталями 80 и 180. Ниже своей средней части, при пересечении структурного носа в районе пос. Лев Толстой, эта долина характеризуется всеми признаками долин, врезанных в толщу известняков. Она сравнительно узкая (не более 3–4 км), глубоко врезана (до 40 м) и имеет уклон в среднем около 1,45 м/км. Склоны ее здесь крутые. В устье и особенно выше средней части, где эта долина следует прогибы, очертания ее расплывчатые и склоны постепенно сливаются с водораздельными пространствами. Ширина долины здесь местами достигает 10 км и более, глубина вреза по отношению к водоразделам не более 20–30 м, уклон днища в среднем до 0,5 м/км.

Толстовская долина принимает несколько притоков; причем ее левобережные притоки в районе поднятия у пос. Лев Толстой, как и сама долина в этом месте, узкие, глубоко врезанные (до 50 м) и нередко имеют асимметричное строение и крутые склоны. Притоки средней и верхней частей этой долины выражены менее четко. Они часто имеют расплывчатые очертания и постепенно сливаются с водоразделами. Глубина их вреза по отношению к водораздельным пространствам 10–20 м, ширина до 4–5 км, длина не более 20–30 км. Аналогичные притоки наблюдаются и по ее правобережью.

Пружинская долина менее крупная, берет свое начало вблизи с. Пружинки, примерно в 30–35 км к югу от г. Лебедянки. Она ограничена горизонталями 120 и 145. От с. Пружинки эта долина сначала идет в субмеридиональном направлении, затем в 35–40 км от него резко поворачивает на северо-восток и впадает в Палеоворонеж выше устья Толстовской долины. Протяженность ее 60–65 км, ширина не более 6–7 км, глубина вреза днища по отношению к водораздельным пространствам 15–20 м и в устьевой части до 30 м. В рельефе долина выраже-

на нечетко. Склоны ее пологие и постепенно переходят в водоразделы. Притоки короткие (до 5–8 км), слабо врезаны (до 10–15 м), широкие (до 5–8 км) с пологими, постепенно переходящими в водораздельные пространства склонами.

Долины, заходящие на описываемую территорию с юго-запада, южнее пос. Колпны, с запада, в районе г. Новосиль, и с востока, имеют длину до 30–35 км. Они неглубоко врезаны (10–20 м), широкие (до 15–20 км), с пологими, мягкими склонами, переходящими постепенно в водораздельные пространства.

На карте получила отражение и еще одна палеодолина, которую следует современная долина р. Дона. Эта долина приурочена к Задонскому прогибу и имеет южное и юго-восточное направление водотока.

Рассмотренные карты, однако, дают лишь общее представление о рельефе, главным образом о крупных его формах размером в десятки и сотни квадратных километров. Мелкие же формы рельефа площадью в десятки и сотни квадратных метров и меньше, как правило, не отражены на подобных картах, так как они или вскрываются одиночными выработками или располагаются между ними. Более того, многие отметки, полученные в случайных точках, не характерны для поверхности того или иного участка. Это хорошо видно в липецких шахтах, где рудный горизонт вскрывается горными выработками по простиранию на десятки метров. Здесь нередко можно наблюдать, когда на коротких расстояниях (до 10–20 м) размах рельефа достигает 2–3 м и более. Встречаются и скальные выступы известняков, часто с крутыми стенками. Высота их достигает 10 м, обычная не более 2–3 м.

Возраст рельефа девонских и нижнекаменноугольных (турнейских) отложений на различных участках описываемой территории не одинаковый. Раньше он начал формироваться на юге ее (раннефранское время), а значительно позже (раннетурнейское время) – на севере. Верхний интервал времени формирования этого рельефа определяется возрастом пород, перекрывающих девонские и нижнекаменноугольные (турнейские) отложения. Таким образом, он наиболее древний под средневизейскими отложениями и более молодой под четвертичными при условии, если девонские и нижнекаменноугольные (турнейские) отложения не выходят на дневную поверхность. Исходя из этого, можно заключить, что Палеоворонез в пределах описываемой территории неоднородный. На отрезке долины р. Становой Ясы он образовался, вероятно, в ранневизейское время. Бобриковские и тульские отложения здесь или еще не вскрыты, или полностью уничтожены в бат-келловейское и неогеновое время. Южнее, примерно до широты г. Липецка, формирование его долины происходило, по-видимому, в предбат-келловейское время, а далее к югу – в неогеновое. В неогеновое время в связи с тектоническими движениями Палеоворонез получил и южное направление стока.

Толстовская долина, в которой местами сохранились от размыва бобриковские и тульские отложения, образовалась в ранневизейское время. Пружинская долина с развитыми в ней бат-келловейскими отложениями сформировалась в предбат-келловейское время. При этом

в устьевой части эта долина может быть ранневизейской. Бобриковские и тульские отложения здесь могли быть размыты.

Древние долины, заходящие вершинами на описываемую территорию, юго-западнее г. Ливны и в районах г. Новосиль и Мичуринск, образовались в добат-келловейское время.

Долина Дона сформировалась, по-видимому, в неогеновое время.

Аналогичная картина наблюдается и на водораздельных пространствах описываемой территории. Наиболее древним рельеф является на участках распространения отложений рудного горизонта.

Палеорельеф играл большую роль при накоплении осадков бобриковского, тульского и бат-келловейского возраста, а также рудного горизонта. Так, отложения бобриковского и тульского горизонтов визейского яруса, представленные континентальными фациями, сохранились главным образом в древних долинах и карстовых воронках. На водораздельных пространствах и на склонах они не встречаются: вероятно, размыты.

Породы рудного горизонта отсутствуют как на возвышенных участках, так и на пониженных и в древних долинах (Волочаев, 1970). Например, в районе липецкой группы месторождений железных руд абсолютные высоты подошвы рудного горизонта не опускаются ниже 125 м (исключая карстовые воронки). Интересно отметить, что современная конфигурация рудных тел обязана не только длительной и активной деятельности эрозии, но и конфигурации рельефа в период накопления осадков.

Бат-келловейские отложения, как бобриковские и тульские, также представлены в континентальных фациях и залегают в депрессиях, представляющих собой сильно развитую эрозионную сеть доюрского континента (Волочаев, 1970). Абсолютные высоты подошвы этих отложений изменяются от 147 м на юге рассматриваемой территории до 60-70 м на северо-востоке (г. Чаплыгин). На бортах эрозионных долин в районе с. Большие Избиши и других местах бат-келловейские отложения залегают на породах рудного горизонта.

Основные выводы сводятся к следующему.

1. В пределах описываемой территории развиты как типично карстовые, так и типично эрозионные формы рельефа поверхности девонских и нижнекаменноугольных (турнейских) отложений. К первым относятся неровности в рельефе, представленные буграми и разделяющими их понижениями в виде замкнутых котловин, ложбин, карстовых воронок и т.д., имеющих самую разнообразную конфигурацию, ко вторым — долины. Однако при формировании долин немаловажную роль играли и карстовые явления.

2. Рельеф девонских и каменноугольных (турнейских) отложений возник в результате сложного и длительного процесса геологического развития региона и на различных участках описываемой территории является неоднородным. Верхний интервал времени его формирования на том или ином участке может быть определен возрастом пород, перекрывающих девонские и каменноугольные (турнейские) отложения.

3. Формирование рельефа поверхности девонских и нижнекаменноугольных (турнейских) отложений связано с тектоническими и эрозионными явлениями. При поднятии континента происходило понижение базиса эрозии и интенсивное развитие карстовых явлений и эрозионной деятельности. Погружение континента сопровождалось выравниванием поверхности указанных отложений. Ее пониженные участки заполнились осадками.

4. Изображенный на карте рельеф (см. фиг. 1) поверхности девонских и нижнекаменноугольных (турнейских) отложений в значительной степени, по-видимому, отличается от рельефа, существовавшего перед началом накопления средневизейских, мезозойских и более молодых отложений, поскольку в верхнекарбовое, мезозойское и послемезозойское время были тектонические движения, усложнившие как структуру палеозойских пород, так и рельеф их поверхности.

5. Отмечается, что древние долины часто наследуют отрицательные структуры (Волочаев, 1961). При этом они имеют выложенные склоны и большую ширину в поперечном сечении при наследовании прогибов (устье и верховья долины в районе пос. Лев Толстой) и крутые склоны и небольшую ширину при пересечении поднятий (отрезок долины на участке у пос. Лев Толстой).

6. Выявление палеодолин и изучение выполняющих их осадков на данной территории может представлять большой интерес с точки зрения возможного выявления древних россыпей некоторых полезных ископаемых.

Литература

- Волочаев Ф.Я. Тектоника и условия залегания девонских отложений южной и юго-западной части Липецкого железорудного района. - Сб. статей Всес. заочн. политехн. ин-та, вып. 26, Изд-во "Высшая школа", 1961.
- Волочаев Ф.Я. Формирование дорудного рельефа в Липецком железорудном районе. - Материалы по геол. и полезным ископ. центральных районов Европейской части СССР, вып. 5, Госгеолтехиздат, 1962.
- Волочаев Ф.Я. Новые данные о липецком рудном горизонте. - В сб. "Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород". Изд-во "Наука", 1970.
- Пустовалов Л.В. Генезис липецких и тульских руд. М.-Л. Гос. научно-техн. геолого-развед. изд-во, 1933.

О ПРИЗНАКАХ БОКСИТОНОСНОСТИ В АРХЕЕ КМА

Железородная докембрийская провинция Курской магнитной аномалии представляет обширный седиментационный бассейн, сложенный метаморфизованными и дислоцированными терригенно-осадочными толщами, накопленными при участии продуктов механической и химической денудации архейского континента Русской платформы (Плаксенко, 1966). Об этом свидетельствуют обнаруженные в последние годы реликты мощных кор выветривания и продуктов их перемыва и переотложения, залегающих в основании курской серии в ряде районов КМА (Плаксенко, 1966; Воскресенская, 1968; Лапинская, 1970; Ерошев-Шак, Бобров и др., 1969).

Структурно-тектоническая провинция КМА располагается в центральной части Воронежского кристаллического массива в виде складчато-блоковой синклинойной зоны северо-западного простирания. В центральной части зоны выделяется антиклинорий КМА, который, как и окружающие провинцию КМА краевые части Воронежского массива, сложен суперкристалльными архейскими образованиями обоянской серии.

По современным представлениям о структуре КМА, основанным на геологоструктурных и геофизических данных, последняя представляет сочетание глубинной блоковой тектоники раннего орогенно-платформенного этапа развития бассейна КМА и более поздних, наложенных разрывно-складчатых деформаций карельской складчатой эпохи. Вследствие этой складчатости современная структура КМА часто неверно представляется как геосинклиальная складчатая система, а слагающая ее железородная курская серия причисляется к вулканогенной железисто-кремнистой формации. Отсутствие вулканогенных пород в составе нижних свит курской серии и, самое главное, присутствие в основании курской серии платформенных формаций коры выветривания исключают возможность подобных представлений.

На участках древних опущенных блоков архейского возраста, таких, как Лебединский блок в Старооскольском районе, разрезы докембрия оказываются более полными, и здесь под курской серией выделяется еще так называемая михайловская серия вулканогенных и осадочных пород, мощность которой оценивается многими сотнями метров. Относительно курской серии михайловские лавы и чередующиеся с ними осадочные породы представляют образования докурского фундамента; часто они совместно с гнейсовыми толщами обоянской серии гранитизируются и перекрываются эпиархейской корой выветривания, известной в основании разреза пород курской серии.

Таким образом, курская серия залегаёт с перерывом и резко выраженным несогласием на денудированной поверхности пород михайловской и обоянской серий. Ранее известная докурская кора выветривания умеренно метаморфизована и имеет мощность сохранившегося от размыва метаморфизованного элювия - 5-20 м (Тугаринов и др., 1964).

Реликты коры выветривания неосредственно перекрываются маломощными горизонтами кварцевых конгломератов и гравелитов, представляющих продукты перемыва коры (Борисов, Извеков, 1964).

Нижняя базальная свита курской серии слагается грубообломочными песчаниками, которые вверх по разрезу сменяются метаалевролитами с пачками доломитов. Мощность свиты до 1500 м. Средняя железорудная свита представлена пластообразными телами железистых кварцитов, чередующихся с кристаллическими сланцами и кварцитами. Мощность ее до 500 м. Верхняя свита сложена в нижней части темными филлитовидными кварц-серицитовыми сланцами, а в верхней – вулканогенными породами и породами фации зеленых сланцев. Мощность свиты около 2500 м.

Вопрос о возрасте пород курской, михайловской и обоянской серий решается в настоящее время более или менее определенно на основании весьма надежно установленных радиогеохронологических датировок. Последняя складчатость, сформировавшая складчатую структуру КМА и "омолодившая" возраст пород суперкрусального обоянского комплекса, оценивается цифрами 1700–2000 млн. лет назад; что соответствует карельской складчатости, проявившейся в среднем протерозое. Михайловская серия прорывается плагиогранитами с возрастом 2750 млн. лет, а возраст седиментации пород нижней свиты курской серии оценивается примерно в 2600 млн. лет (Тугаринов и др., 1964). Следовательно, михайловская серия принадлежит к верхнему архею, а курская – к нижнему протерозою, возможно, что ее нижняя часть тоже верхнеархейская.

В 1969 г. геологами ЦНИГРИ А.П.Дьяченко и В.Я.Легедзой в основании разреза михайловской серии из района Лебединского блока были обнаружены неметаморфизованные осадочные породы каолинитового состава, слагающие профиль наиболее древней мощной коры выветривания на границе между михайловской и обоянской сериями, что соответствует границе нижнего и среднего архея.

Архейская кора выветривания и связанные с ее размывом осадочные породы были изучены нами летом 1970 г. Указанные образования встречены в юго-западной части дренажного штрека № 4–2 (западный) Южно-Лебединского рудника комбината "КМА руда". Штреком вскрыт более или менее полный разрез михайловской серии и нижней свиты курской серии, а скважинами эксплуатационной разведки вскрыты и более древние породы обоянской серии.

Этот разрез может быть представлен в следующем виде (снизу вверх):

Мощность, м

Обоянская серия – гнейсо-граниты биотитовые и амфиболиты.	
Кора выветривания – глинистые сланцы, тонкослоистые аргиллиты каолинитовые	~100
Диабазовые лавы амфиболитизированные	100–200
Кора выветривания лав – кварц-хлоритовые сланцы	3–5
Кварцито-песчаники серые и буровато-серые грубослоистые, содержащие прослой серицита и линзы гравелитов, местами косослоистые	100–400

Амфибол-биотитовые сланцы с прослоями гранатсодержащих амфиболитов	50
Кварцевые порфиры с крупными порфиробластами голубоватого кварцита	0-300
Кора выветривания кварцевых порфиров - сланцеватые породы гидрохлоритового состава	3-5
Кварцито-песчаники с прослоями и линзами конгломератов и гравелитов, слагающие базальную часть нижней свиты курской серии	

Породы смяты линейной складчатостью с углами падения слоев до 70-75°.

Главный архейский уровень коры выветривания представлен внизу сохранившимися от размыва практически метаморфизованными породами глинистой зоны элювиального профиля, а сверху - мощной толщей перемытой и перестроенной глинисто-алевроитовой коры. В целом этот литогенетический комплекс представляет мощную формацию коры выветривания архейского возраста, породы которой вследствие особой жесткости фундамента и наличия мощной толщи перекрывающих кору лав оказались сохранившимися от метаморфического воздействия.

К сожалению, более детальному изучению всего профиля коры выветривания препятствует тот факт, что в настоящее время весь разрез, вскрытый штреком, оказался почти полностью закрепленным бетонной крепью. Обнажены в редких нишах-рассечках только отдельные и удаленные части разреза, не превышающие 1,5-2 м мощности слоев осадочных пород. К моменту изучения разреза незакрепленными оказались участки, располагающиеся в глинистой зоне осадочных пород.

Кора выветривания представлена плотными глинистыми породами зеленовато-серой оливковой окраски, чередующимися с грубослоистыми породами того же состава, местами более кварцевыми, но имеющими светлую, палевую и буровато-желтую окраску. Преобладают зеленоватые глинистые породы. В составе упомянутых пород отмечаются пласти и линзы мощностью 5-40 см кварцевой породы типа окварцованных образований, а также в виде неправильных крупных (до 0,6-0,8 м в поперечнике) первично-элювиальных скоплений. В кварцевых породах отмечаются эпигенетические пустоты, стенки которых выполнены вторичными минералами - карбонатами, цеолитами, вторичным каолинитом и гидрослюдами.

Переотложенный материал коры выветривания представлен в изученной части разреза пестроокрашенными, преимущественно светлыми, серыми, буровато-палевыми тонкослоистыми аргиллитами, в которых отмечаются тонкие (до 10-15 см) прослои окварцованной кремнистой породы, песчаника и гравелита. Мощность разноокрашенных прослоев в аргиллитах 3-15 мм. Порода жирная, имеет низкий удельный вес, при высыхании становится еще менее плотной, местами пористой.

Под микроскопом глинисто-аргиллитовые породы коры выветривания слагаются более или менее однородным глинисто-слистым агрегатом, состоящим из мелких (0,01-0,03 мм) чешуек, пластинок и череобраз-

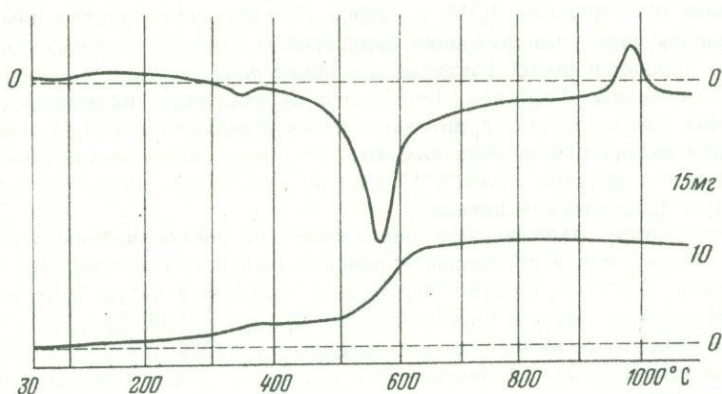
ных выделений каолинита, диккита, метагаллуазита и включений зерен кварца в основную лепидобластовую ткань. Каолилитовые агрегаты образуют линейно ориентированные и веерообразные текстуры в породе. Каолилит обычно бесцветен, иногда слегка окрашен в бурые тона за счет тонкого железистого пигмента, иногда этот последний выделяется в виде более темных, насыщенных гидроокислами железа участков.

Минералы из группы каолинита составляют главную часть породы, их содержание в отдельных слоях составляет 90%. Чешуйки и пластинки большинства минералов имеют показатели преломления: $N_g = 1,566$, $N_m = 1,562$, $N_p = 1,560$, $N_g - N_p = 0,006$, $2V = 80^\circ$. В поперечных разрезах погасание 15–20°. Анализ более или менее хорошо отмученной монофракции минерала показывает содержание SiO_2 46,42%, Al_2O_3 40,03%, H_2O 14,12% (Тульская лаборатория ЦНИГРИ, аналитик Н.К.Сидорова). По данным оптическим константам минерал диагностируется как диккит.

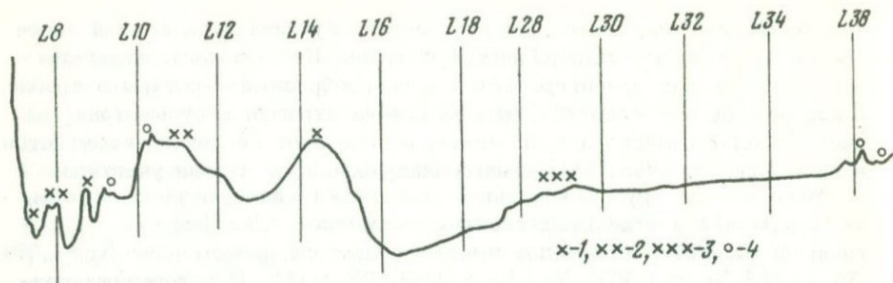
Кривая нагревания минеральной фракции, полученная в лаборатории термического анализа ИГЕМ (фиг. 1), дает отчетливую картину каолинита: эндотермический эффект при 580° и экзотермический – при 990° . На кривой обнаруживается эндотермический эффект при 350° , который следует связывать с разложением гидрогематита, присутствующего в породе.

При исследовании породы с помощью инфракрасной спектроскопии получен график I_K , на котором наиболее распространенный из этой группы минералов диагностируется как метагаллуазит (фиг. 2): полоса поглощения 1040 см^{-1} и полоса валентных колебаний ОН-группы $3600\text{--}3700\text{ см}^{-1}$ (лаборатория инфракрасной спектроскопии ИГЕМ, аналитик Т.А.Зиборова).

Таким образом, главной минеральной составляющей глинистой зоны коры выветривания являются минералы группы каолинита, диккит, метагаллуазит, представляющий собой продукт эпигенетического изменения каолинита. Помимо каолилитовых минералов в породе в подчиненных



Фиг. 1. Кривая нагревания каолилитовой породы



Фиг. 2. График И спектрокопии

1 - карбонат; 2 - кварц; 3 - диаспор; 4 - метагаллузит

количества присутствуют кварц, гидромусковит, карбонат, органическое вещество, гидроокислы железа, диаспор и устойчивые акцессорные минералы - рутил, циркон и турмалин. Иногда встречаются скопления церрусита.

В прослойках окварцованной породы в реликтовых микроскопических зернах и их агрегатах был встречен диаспор в более частых скоплениях, однако его содержание составляет менее 1%. Изучение шлифов показывает, что диаспор представляет реликтовый минерал, сохранившийся в редких случаях от довольно полного замещения исходной породы кварцем. Диаспор встречается в редких шлифах окварцованной породы и во вмещающих аргиллитах в виде мельчайших (менее 0,01 мм) волосовидных кристалликов. Угасание прямое, оптически положительный, удлинение отрицательное, угол $2V$ большой, $N_g = 1,744$, $N_p = 1,702$, $N_g - N_p = 0,042$.

Оптическая диагностика диаспора была подтверждена инфракрасной спектрокопией. На графике I_K (фиг. 2) диаспор отчетливо выделяется по полосам валентных колебаний OH-групп в области 2900 см^{-1} (аналитик Т.А. Зиборова, ИГЕМ).

Таким образом, в результате минералогических исследований архейской коры выветривания КМА в районе Лебединского участка нами были установлены первичные признаки диаспоровых бокситоподобных пород. Прослой предполагаемых бокситов в данном разрезе были полностью ресилифицированы (Горбачев, 1966). Это не исключает возможности обнаружения здесь скоплений диаспора, более сохранившегося от эпигенетического окварцевания. Как нам кажется, факт обнаружения диаспоровых пород в глубоком архее КМА сам по себе представляет большой научный и практический интерес.

В этой связи отметим, что аналогичные по геологическим особенностям нахождения и по возрасту диаспоровые бокситы известны только в одном пункте - в свите Фиг-Три, в опущенной части Трансваальского архейского ядра в Южной Африке (Hunter, 1962; Davidson, 1964). Наличие бокситоподобных пород в древнейших архейских корах КМА предполагалось рядом исследователей (Трубина, 1965; Гладковский, Храмов, 1964), а возможность обнаружения теоретически показана Н.М.Страховым (1962).

Принадлежность изученных нами пород архейского возраста с телами ресилифицированных бокситов к мощной площадной коре выветривания доказывается следующими фактами: 1) стратиграфической приуроченностью пород к региональному перерыву между обоянской и михайловской сериями, 2) наличием четкого зонального профиля коры выветривания площадного типа и нормальной последовательностью залегания на нем продуктов перемива и перетолжения коры, 3) обнаружением А.Г.Вологдиным в наших образцах перетолженно: коры больших скоплений примитивных одноклеточных организмов, не известных в более поздних докембрийских породах КМА и характерных для наиболее древнего докембрия.

Огромные массы каолинита в архейской коре выветривания КМА свидетельствуют о господстве здесь в архее влажного тропического климата и, по всей вероятности, озерных пресноводных бассейнов. Этим объясняется сохранность минералов группы каолинита, а также интенсивное эпигенетическое окварцевание бокситовых пород.

Литература

Бобров Е.Т., Шипакина И.Г. Восток и юго-восток Русской платформы. - В сб. "Додевонские коры выветривания Русской платформы". Изд-во "Наука", 1969.

Борисов С.Ф., Извеков Э.П. Конгломераты Коробковского месторождения КМА. - Матер. по регион. стратиграф. Изд-во "Недра", 1964.

Воскресенская М.Н. Древние поверхности и коры выветривания в докембрии КМА. - Сов. геол., 1968, № 9.

Гладковский А.К., Храмцов В.Н. О происхождении бокситов района Курской магнитной аномалии. - ДАН СССР, 1964, 156, № 4.

Горбачев Б.Ф. Геологическое значение ресилификации бокситов. - В сб. "Генезис бокситов". Изд-во "Наука", 1956.

Лапинская Т.А., Богданова С.В. Состав и стратиграфические соотношения главных докембрийских комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы. - В сб. "Вопросы тектоники докембрия континентов". Изд-во "Наука", 1970.

Милло Ж. Геология глин. Изд-во "Недра". 1968.

Плаксенко Н.А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии. Изд-во Воронежского ун-та, 1966₁.

Плаксенко Н.А. Главнейшие закономерности докембрийских кремнисто-железистых формаций КМА, Кривого Рога и задачи их дальнейшего изучения. - Труды 3-го совещания по пробл. изучен. Воронежской антеклизы. Изд-во Воронежского ун-та, 1966₂.

Сидоренко А.В., Чайка В.М. Значение кор выветривания и денудационных поверхностей выравнивания в истории докембрия. - В сб. "Металлогения осад. и осад.-метам. пород". Изд-во "Наука", 1970.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Изд-во АН СССР, 1962.

Трубина К.Н. Бокситоносная формация Воронежской антеклизы. - В сб. "Металлогения осад. и осад.-метам. пород". Изд-во "Наука", 1965.

Тугаринов А.И., Бибикова Е.В., Зыков С.И. Абсолютный возраст горных пород КМА. - Геохимия, 1964, № 10.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ БОКСИТОНОСНОСТИ НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

На территории Русской платформы к отложениям нижнего карбона приурочены Северо-Онежские, Тихвинские, Тиманские, Белгородские бокситовые месторождения и целый ряд бокситопоявлений во многих пунктах Русской платформы. Бокситоносный интервал разреза везде имеет визейский возраст. Следует отметить, что Л.В.Пустовалов еще в 1933 г. при изучении тульских и липецких руд назвал визейский век алюминиевым веком. Позднее Н.М.Страхов (1947) и Г.И.Бушинский (1958 г.) в числе других эпох, благоприятных для бокситообразования, выделили и ниже-среднекаменноугольную эпоху. Формирование бокситов происходит под воздействием целого ряда факторов, из которых важнейшими являются: благоприятный климат (тропический и субтропический), наличие континентальных перерывов в осадконакоплении, благоприятные орографические и гидрогеологические условия, наличие в областях поднятий высокоглиноземистых материнских пород.

На формирование климатов Земли и их зональность, кроме астрономических факторов, существенное влияние оказывают и геолого-географические, обусловленные тектоническими процессами, происходящими в земной коре. С тектоническими же факторами связывается наличие перерывов и их длительность, благоприятные орографические и гидрогеологические условия и т.д. Поэтому мы согласны с Д.Г.Сапожниковым в том, что выделение бокситоносных провинций следует проводить не по климатическому или какому-либо другому признаку, а по тектоническому.

На территории Русской платформы выделяются Северо-Западная, Тиманская и Воронежская бокситоносные провинции. Незначительные бокситопоявления известны также в Белоруссии, Татарии, Куйбышевской области, на северо-востоке Кировской области и на стыке Тимана и Урала.

Северо-Западная провинция

Охватывает восточный и юго-восточный склоны Балтийского щита в области, смежной с Московской синеклизой. В настоящее время здесь известно два бокситорудных района - Северо-Онежский и Тихвинский.

В Северо-Онежском бокситовом районе выявлено три месторождения бокситов: Иксинское, Плесецкое и Дениславское. Соответственно конфигурации рудного тела в каждом месторождении выделяется несколько залежей. Чтобы представить размеры месторождений, можно указать, что Иксинское, например, вытянуто в длину на 16 кило-

метров. Мощность терригенных пород составляет 45 м, мощность бокситовой толщи 23 м. На месторождении выделяется шесть залежей. Одна из них – Беловодская – имеет длину 12 км, при ширине 0,5–3,0 км.

Бокситовые месторождения Северо–Онежского района приурочены к терригенной толще пород нижнекаменноугольного возраста. Они залегают на отложениях докембрия, кембрия и девона. В терригенной части нижнего карбона выделяются четыре толщи: подрудная, бокситовая, железо–бобовая, надрудная. В краевых участках залежей бокситовая и железо–бобовая выклиниваются и замещаются песками и глинами.

Подрудная толща сложена темно–серыми глинами с подчиненными прослоями алевролитов, в подошве толщи часто залегают конгломерат. Эти породы очень похожи на глины девона и отличаются от них лишь высоким содержанием каолинита. Последнее является основным отличительным признаком пород подрудной толщи. Мощность толщи изменяется от 0 до 4–5 м. В направлении выклинивания бокситовой фации мощность толщи возрастает до 20 м, одновременно происходит замещение глин песками.

Породы бокситовой толщи обогащены каолинитом и бокситовыми минералами. По минеральному составу бокситы относятся к гиббсит–бемит–каолинитовому типу. В толще бокситового пласта выделяются следующие разности (снизу вверх): обломочные, пелитовые, пятнистые, железо–бобовые. Такое строение пласта – следствие образования его в процессе единого трансгрессивного цикла.

Железо–бобовая толща сложена в основном глинами, в меньшей степени песками с прослоями железо–бобовых руд. Глины состоят из каолинита, гидрослюды и монтмориллонита, в нижней части толщи присутствуют бокситовые минералы. По простиранию алевритовый и глинистый материал железо–бобовой толщи обогащается карбонатным. Железо–бобовая толща наиболее развита на склонах кристаллического фундамента, мощность ее достигает 24 м.

Надрудная толща мощностью 17–24 м представлена линзовидными прослоями глин, алевритов и пестроцветных песчаников. Породы, залегающие в основании толщи, обогащены обломками каолинитовых глин и бокситовых пород. В южном направлении породы обогащаются карбонатным материалом.

Возраст терригенной толщи нижнего карбона устанавливается на основании определения в нижней части разреза спор из группы *Leiotriletes platirugosus* Naum. и *Azonotriletes reticulata* Naum. Это дало возможность сопоставить споровые комплексы Северо–Онежского бокситового района с комплексом отложений тульского возраста Онежского и Тихвинского районов. Однообразие и бедность видового состава споровых комплексов не позволяют произвести более детальное стратиграфическое расчленение. Верхняя возрастная граница терригенной толщи определяется залеганием ее под известково–мергелистой пачкой со *Striatifera striatus*, характерной для пород протвинского возраста, развитых в нижнем карбоне Вытегорского района. Учитывая отсутствие маркирующих горизонтов внутри толщи, принимаем, что терригенная часть нижнего карбона Северо–Онежского района имеет тульско–стешевский возраст. Условно можно считать, что подрудная толща соот-

ветствует тульскому горизонту, бокситовая – в основном алексинскому, железо-бобовая – михайловскому, а надрудная – веневскому, тарусскому и стешевскому горизонтам.

Бокситовые породы Северо-Онежского района прослежены на расстоянии в десятки километров от восточного склона Ветреного пояса в южном направлении. Собственно бокситы занимают значительно меньшую площадь. Решающим фактором в распределении бокситов и бокситовых пород является рельеф докарбоневой поверхности, в несколько сглаженном виде унаследованный от сильно расчлененной поверхности кристаллического фундамента.

Промышленные рудные тела в Северо-Онежском бокситовом районе залегают в плоских котловинах и впадинах, расположенных у подножья выступов фундамента, слабо наклоненных к юго-востоку и востоку – в сторону общего регионального падения пород – и отделенных от области регионального погружения докарбоневой поверхности невысоким порогом. Там, где эти условия не выдерживаются, кондиционные бокситы отсутствуют, несмотря на то, что бокситовая толща может иметь значительную мощность.

Тихвинский район. В терригенной толще нижнего карбона Тихвинского района выделяются тульский, алексинский и михайловский горизонты. Бокситовые породы залегают в толще тульских отложений. Последние сложены тремя комплексами пород (снизу вверх): песчано-глинистым, сахарно-бокситовым, углисто-песчано-глинистым.

Песчано-глинистый комплекс представлен песками, алевролитами, песчаными и углистыми глинами с тонкими прослоями бурого угля и лигнита. Они заполняют наиболее пониженные участки довизейской поверхности.

Нижнетульский возраст песчано-глинистого комплекса подтверждается результатами многочисленных спорово-пыльцевых анализов, произведенных Е.К.Вандерфлитом.

Сахарно-бокситовый комплекс представлен бокситовыми породами и огнеупорными глинами сахарного ряда. Они накапливались в ложбинах и долинах древней эрозионной сети. Накоплением осадков сахарно-бокситового комплекса завершился раннетульский этап развития северо-западной окраины Подмосковского бассейна. На размытой поверхности пород сахарно-бокситового комплекса с резким контактом залегают верхнетульский углисто-песчано-глинистый комплекс, сложенный двумя основными типами пород: огнеупорными, сахарными глинами, связанными постепенным переходом с углисто-сажистыми глинами. Верхнетульский возраст этого комплекса устанавливается на основании определения спор в углях и фораминифер в одном прослое известняка.

В Тихвинском районе бокситы залегают в довизейских эрозионных долинах. Соответственно форме долины залежь бокситовых пород имеет линзовидную форму. Кондиционные бокситы приурочены к центральной части залежи. Размеры бокситового тела зависят от размеров вмещающей его довизейской долины. Ширина в верховьях долины колеблется от 50 до 300 м, в низовьях – достигает 500–800 м. Длина бокситовой залежи достигает 7–8 км. Мощность бокситовых пород колеблется от 0 до 18–20 м, а кондиционных бокситов 0–8 м.

В пределах Тимана к настоящему времени выявлено более 20 бокситовых залежей. Наиболее крупные и лучше изученные из них расположены на Южном Тимане и относятся к Тимшерско-Пузлинской группе месторождений. На границе Южного и Среднего Тимана расположена Кедва-Тобысская площадь, на которой также выявлено несколько залежей. Более северные районы Среднего и особенно Северного Тимана изучены значительно хуже. Бокситовые породы здесь вскрываются в обнажениях и пройдены небольшим числом скважин. В качестве наиболее перспективных в этом районе рассматриваются Обдырское поднятие и Светлинская синклиналь, расположенные к югу (первое) и к востоку (вторая) от Четласской структуры.

Бокситы всех месторождений Тимана, кроме Четласского Камня, приурочены к терригенной толще визейского яруса. Они залегают главным образом на фаменских породах и перекрываются окско-серпуховскими отложениями. Время их образования соответствует интервалу от начала тульского времени до раннеалексинского включительно.

Терригенная толща подразделяется на четыре пачки (снизу) – подбокситоносную, бокситоносную, угленосную и пестроцветную.

Подбокситоносная пачка сложена песчаниками, алевролитами, глинами, а в основании иногда и конгломератами, в составе которых встречается галька каолинового и бокситового составов.

По палинологическим данным (Е.К.Вандерфлит) пачка имеет нижнетульский возраст. Мощность ее достигает 30 м.

Бокситоносная пачка представлена бокситовыми и каолиновыми глинами. В пределах залежей пачка слагается аллитами и бокситами, в наиболее высоких участках довизейского рельефа она отсутствует, а в пониженных состоит – в пределах залежей – из алевролитов и алевритистых глин, в стороне от залежей – глин и аргиллитов.

Основными минералами бокситов Южно-Тиманской группы месторождений являются бемит и каолинит. Для них характерно высокое содержание серы и окиси кальция. В более северных районах намечается заметное увеличение содержания гиббсита, резкое сокращение содержания серы и окиси кальция. Мощность бокситов достигает 12 м, а всей бокситоносной пачки изменяется от 0,8 до 17 м.

Угленосная пачка сложена серыми аргиллитами и линзами гумусовых углей, песчаниками и алевролитовыми глинами. Характерны многочисленные стяжения и конкреции пирита. Мощность пачки достигает 70 м. В северном направлении она выклинивается, и бокситоносная пачка непосредственно перекрывается пестроцветной.

Пестроцветная пачка состоит из пестроцветных глин, алевритов и алевролитов. В глинах, особенно в сильноизвестковистых ее разностях, встречается фауна брахиопод и фораминифер. Мощность пачки меняется от 2 до 46 м.

Терригенная толща согласно перекрывается карбонатными породами (известняки, доломиты) визе и намюра мощностью до 120 м.

Геологами Ухтинского геологического управления установлено залегание осадочных бокситов визе в Светлинском бокситоносном районе

на эффузивно-осадочных отложениях верхнего девона, а на Обдырском поднятии - на породах докембрия. Это позволяет поддержать точку зрения о наличии в этих районах нескольких источников для накопления бокситовых пород и их большей перспективности по сравнению с источниками Южно-Тиманского бокситоносного района.

В последнее время на Среднем Тимане, на южном окончании Четлаской структуры, выявлены латеритные (элювиальные) месторождения бокситов, имеющие докарбонный, вероятно верхнедевонский возраст.

Возраст и генезис четласких латеритных бокситов пока еще являются спорными. Не ясна также роль этих древних латеритных кор при формировании визейских бокситов.

Несмотря на спорность вопроса о генезисе и возрасте латеритных бокситов Тимана, можно все же считать установленным факт наличия в этой провинции более древних, донижнокаменноугольных, стратиграфических интервалов, благоприятных для бокситообразования.

Воронежская бокситовая провинция

Воронежская провинция включает все бокситопроявления, связанные с Воронежской антеклизой. В первую очередь это недавно открытые месторождения Белгородского района и примыкающих к нему частей Курско-Орловского района КМА, расположенных на юго-западном склоне Воронежской антеклизы. Сюда же относятся давно известные бокситопроявления по северному склону Воронежской антеклизы в Калужской, Тульской и Рязанской областях.

Белгородский район. В Белгородском районе в настоящее время известны три месторождения - Висловское, Беленихинское, Яковлевское - и большое количество бокситопроявлений. Наиболее крупное месторождение - Висловское (длина бокситоносной полосы 18 км, средняя мощность - 8 м).

Бокситы Белгородского района связаны с корой выветривания латеритного типа, сформировавшейся на высокоглиноземистых породах докембрийского фундамента, особенно на нижнепротерозойских филлитовидных сланцах курской серии.

Бокситы двух типов - элювиальные и осадочные. Элювиальные бокситы представляют собой коры выветривания линейного типа, тогда как осадочные приурочиваются к замкнутым депрессионным понижениям, развитым не только на субстрате фундамента, но и на терригенно-карбонатных породах турнейского яруса. Элювиальные бокситы имеют значительно более широкое распространение и более высокое качество, чем осадочные.

По минералогическому составу среди элювиальных бокситов выделены следующие типы: существенно гиббситовый, существенно бемитовый, гиббсит-бемитовый и бемитовый с диаспором. В осадочных бокситах доминируют бемитовые разности.

Бокситоносные отложения везде перекрываются визейскими, начиная бобриковским горизонтом и кончая стешевским. Отмечено, что осадочные бокситы, перекрытые алексинским и михайловским горизон-

тами, имеют более высокое качество и располагаются гипсометрически выше, чем бобриковско-тульские бокситы (Богунова, Клекль, Леоненко, 1970). Для бокситов, перекрытых веневским, тарусским и стешевским горизонтами, характерно широкое развитие процессов дебокситизации, приведших к образованию каолинита, шамозита и сидерита.

Нижекаменноугольные отложения перекрываются юрскими, меловыми, палеогеновыми и четвертичными. Общая мощность осадочного комплекса изменяется от 350 до 1000 м.

Северный склон Воронежской антеклизы (Южное крыло Московской синеклизы). Проявления бокситов в пределах южного крыла Московской синеклизы приурочены к озерно-болотным отложениям бобриковского горизонта. Южной и западной границей распространения бокситовых пород является зона выклинивания яснополянского надгоризонта. Бокситовые отложения слагают нижнюю часть яснополянских отложений. Они залегают на эродированной поверхности пород нижнего карбона, представленных глинисто-карбонатными и песчано-глинисто-мергелистыми отложениями. В рассматриваемом районе известно много десятков бокситопроявлений. Наиболее крупными являются залежи бокситовых пород в Тульской области на р. Упе. Здесь разведано Шенуровское месторождение бокситовых пород и большое число бокситопроявлений. Шенуровское месторождение имеет длину около 2000 м относится к карстовому типу. Бокситовые породы принадлежат к гиббсит-аллофановому типу, залегают на улинских известняках и перекрываются углесносными отложениями. Мощность бокситовых пород достигает 8 м при глубине залегания от 2 до 24 м.

Припятский прогиб

В пределах Припятского прогиба визейские отложения начинаются бобриковской каолиновой толщей с прослоями углистых глин, углистых сланцев и бурых углей. Они залегают с размывом на турнейских и верхнедевонских породах на глубине 102-1375 м, мощность их достигает 650 м.

Бокситы подстилают бобриковскую каолиновую толщу и связаны с размывом добобриковской коры выветривания. Это подтверждается нахождением добобриковских кор выветривания на южном склоне Осташковичского, Тишковичского и Речицкого солянокупольных поднятий.

Бокситы нижней части бобриковских отложений пока обнаружены лишь на севере Припятского прогиба в районе Осташковичей, в интервале 1192-1196 м и южнее, в районе Заозерном, в интервале 557-563 м. Бокситовые залежи прикрываются и подстилаются аллитами, образовавшимися вследствие дебокситизации бокситов в результате карбонатизации и давсонитизации. Давсонитизация бокситов обусловлена присутствием окиси натрия, количество которой в аллитах колеблется от 1,16 до 8,58%.

Кроме описанных месторождений и относительно крупных проявлений бокситов, имеется ряд мелких, которые приурочены к восточной

части Русской платформы, и уже по одному этому о них следует сказать несколько слов.

1. Бокситы и аллиты были обнаружены в нескольких скважинах на северо-востоке Кировской области. В одной скважине (№ 4, с. Черная Холуница) на глубине 1828 м был вскрыт бокситоносный горизонт мощностью около 2 м. Возраст бокситосодержащих слоев – конец бобриковского – начало тульского времени. В структурном отношении проявления бокситов приурочены к Камско-Глазовскому своду (Горбачев и др., 1969).

2. Прослой бокситов под угленосными визейскими отложениями были вскрыты при бурении в районе с. Красная Вишера, расположенного на стыке Тимана и Урала. Об этом было сообщено в монографии "Платформенные бокситы СССР" под редакцией Д.Г.Сапожникова (1971).

3. О находке бемита в сухарных каолиновых глинах в верхней части бобриковского горизонта в Татарии (скв. 8, Чистополь) указывает Н.И.Бетелев (1960). В структурно-тектоническом отношении данное проявление приурочено к склону наиболее приподнятого участка южного купола Татарского свода.

4. Кора выветривания латеритного типа обнаружена одним из авторов настоящей статьи в двух пунктах Куйбышевской области, расположенных на юго-западном склоне Татарского свода и моноклинали юго-восточного склона Токмовского свода. Бокситовые породы с содержанием Al_2O_3 до 46,3% и кремниевым модулем 1 (до 1,3) имеются: а) в скв. 21 Екатерининской площади на глубине 1500 м, примерно в 90 км к северо-востоку от г. Куйбышева; б) в скв. 20 на глубине 1750 м, около 80 км к юго-востоку от г. Куйбышева, около совхоза Куйбышевский.

В обоих случаях аллиты приурочены к бобриковскому горизонту.

Выводы

Климат в течение всей нижнекаменноугольной эпохи был жарким. На это согласно указывают палеонтологические и литологические факторы. Однако, если судить по характеру осадков (наличие доломитов, а иногда гипсов и ангидритов), то в течение почти всего турне, второй половины визе и в намуре он характеризовался некоторой засушливостью. Наиболее влажные условия, видимо, существовали в бобриковское и тульское время, о чем свидетельствует широкое развитие на интересующей нас территории процессов угленакопления. К этому же времени и началу окского относятся все известные в карбоне Русской платформы бокситопоявления.

Так, бокситы и бокситовые глины южного крыла Московской синеклизы залегают в бобриковском горизонте. Тот же возраст имеют бокситопоявления в Припятской впадине, Татарии и на северо-востоке Кировской области, а также аллиты, выявленные к северо-востоку и юго-западу от г.Куйбышева. Тихвинские и Тиманские бокситы приурочены к тульскому горизонту, а Северо-Онежские и Белгородские связываются с самыми верхами тульского, алексинского горизонтов и даже с михайловским горизонтом визе.

На большей части Русской платформы был различной длительности предвизейский перерыв. Исключение составляет крайняя восточная часть платформы — Предуральский прогиб и непосредственно примыкающие к нему районы Поволжья, а также основная часть Днепровско-Донецкой впадины, где перерыв отсутствовал либо был чрезвычайно кратковременным. По мере продвижения на запад и особенно по направлению к Балтийскому шиту предвизейский перерыв становится все более продолжительным и местами охватывает не только нижнее, но и среднее визе. Балтийский шит и его юго-восточный и южный склоны представляли собой крупную по размерам сушу в течение почти всего визейского, турнейского и фаменского времени. Аналогичное орографическое положение занимали Украинский массив и Воронежская антеклиза, а также значительная часть Тиманского кряжа. За исключением Украинского массива, на котором визейские отложения отсутствуют, ко всем этим структурам приурочены наиболее крупные месторождения визейских бокситов.

Относительно приподнятыми участками ниже-средневизейской суши были также Токмовский, Татарский и Камско-Глазовский своды. Однако в отличие от ранее упомянутых структур существование этих суш было сравнительно кратковременным (начало визейского века, вероятно до бобриковского времени включительно). Кроме того, на них выветриванию подвергались только осадочные образования, тогда как на первых были широко развиты также высокоглиноземистые метаморфические и изверженные породы.

К Камско-Глазовскому и Татарскому сводам приурочены бокситопроявления в виде сиаллитов, аллитов и бокситов. На территории собственно Токмовского свода бокситопроявления не известны, что, возможно, связано со сравнительно слабой изученностью визейских отложений данной структуры.

При оценке перспектив бокситоносности необходимо также учитывать глубину залегания перспективного горизонта — базальной толщи визе. Если условно принять за максимальную глубину, до которой в настоящее время имеет практический смысл вести поисковые работы, скажем на глубину в 500 м, то благоприятными в этом смысле окажутся лишь территории, непосредственно примыкающие к Балтийскому шиту, Воронежской антеклизе, Тиманскому кряжу, а также южные части Токмовского свода (Зубово-Полянские, Керенско-Чембарские и Сурско-Мокшинские поднятия) и Окско-Цнинского вала, отдельные участки прибортовых частей Днепровско-Донецкой и Припятской впадин.

Основная по площади часть Русской платформы данному условию не удовлетворяет: глубина залегания визейских отложений в восточном направлении и к осевым зонам Днепровско-Донецкой и Припятской впадин постепенно снижается до 1–2 тыс. м.

Учитывая унаследованность в общих чертах современного тектонического плана от среднепалеозойского, можно сделать вывод о том, что приведенное выше районирование в основном отвечает имевшемуся в раннекаменноугольную эпоху соотношению земель, благоприятных и мало благоприятных для бокситообразования.

С учетом изложенного представляется целесообразным провести следующие работы.

I. Во всех бокситоносных районах основные усилия научно-исследовательских организаций и тематических групп следует направить на выявление поисковых критериев и составление прогнозных карт масштаба 1:500 000, а для перспективных территорий - масштаба 1:200 000. Для выполнения этой задачи необходимо выяснить следующие вопросы: а) состав и гипсометрию подстилающей поверхности; б) условия образования бокситов, их вторичные изменения и типизацию руд; в) литологию бокситоносной толщи; г) стратиграфию продуктивных горизонтов для детального расчленения и сопоставления отдельных разрезов.

II. На северо-западе Русской платформы перспективной для поисков бокситов является южная часть Тихвинского района и вся площадь распространения терригенных пород нижнего карбона между Тихвинским и Северо-Онежским районами. В западном направлении эта территория естественно ограничивается линией **выклинивания** нижнего карбона, в восточном - перспективные отложения погружаются на сравнительно большие глубины, и поэтому здесь ограничением являются технико-экономические факторы. В связи с этим напомним, что в разных районах Русской платформы бокситоносные горизонты имеют бобриковский, тульский или нижеокский возраст. Так, например, в Тихвине продуктивный уровень соответствует ниже-среднетульским слоям, а на Северной Онеге - верхнетульским-алексинским. Данное обстоятельство, по нашему мнению, отражает прерывистое развитие нижекарбоневой трансгрессии; оно указывает на возможность обнаружения на некотором погружении восточного склона Онежского выступа бокситов тихвинского уровня. Представляется целесообразным проведение здесь геофизических работ с последующим бурением нескольких профилей в полосе, где подошва визейского яруса погружается на глубину около 300 м. Эта полоса шириной до 150 км в настоящее время изучена недостаточно, так как оказалась за пределами районов как боксито-, так и нефтепоисковых работ.

Целью геофизических работ является изучение орографических особенностей довизейского рельефа.

III. По Тиману:

1. Продолжить поисковые и оценочные работы в полосе развития визейских отложений на территории всего Тимана. Особое внимание рекомендуется обратить на районы, расположенные к востоку от Вольских залежей, Светлинский бокситоносный район и Обдырское поднятие.

2. Усилить поиски латеритных бокситов четласского типа.

3. В дополнение к работам по приведенной программе изучить:

а) закономерности образования, состава и распределения латеритных кор выветривания;

б) особенности раннегерцинского траппового магматизма Тимана.

IV. На территории Воронежской антеклизы:

1. Наиболее перспективными на бокситы надо считать юго-западный склон Воронежской антеклизы, где развиты рудоносные структуры, такие, как Яковлевская, Белгородская, Корочанско-Большетройцкая, Игумено-Висловская, Крупецкая, Гостишевская, Малинозская и др.

Особенно широкие перспективы для юго-западного склона Воронежской антеклизы открывает обнаружение на Висловском месторождении на глубине 550-650 м крупных промышленных залежей высокоглиноземистых элювиальных бокситов.

2. Заслуживают внимания для выяснения перспектив бокситоносности массивы основных пород, распространенные (по геофизическим данным) к юго-востоку от Рыльской и Крупецкой магнитных аномалий, а также верхнедевонские базальты с корой выветривания, распространенные в юго-восточной части Воронежской антеклизы. Как известно, с верхнедевонскими вулканическими породами связаны латеритные бокситы Тимана.

V. По Центральным районам авторы считают возможным рекомендовать проведение геофизических и геологопоисковых работ на поиски бокситовых залежей на юге Токмовского свода, в зоне Зубово-Полянских, Керенско-Чембарских и Сурско-Мокшицких поднятий, а также на юге Окско-Цнинского вала. Перспективность этой территории обосновывается следующим.

1. В начале визейского века, вероятно до тульского времени, эта территория представляла собой сушу. На значительной части этой территории в предвизейское время обнажались верхнедевонские (главным образом нижнефаменские) отложения.

2. Базальная терригенная толща яснопольского подъяруса визе (тульский горизонт ?) представлена в сводовой части структуры в пестроцветной фаши, а на ее крыльях - в сероцветной, угленосной (Бирина, 1965). Известно, что такие фашиальные соотношения являются благоприятными для бокситообразования.

Литература

- Бетелев Н.И. О находке бемита в сухарных каолиновых глинах нижнего карбона Татарии. - Докл. АН СССР, 1960, 133, № 4.
- Бирина Л.М. Влияние древнего рельефа на состав карбонатов осадков средне- и верхнепалеозойских бассейнов в центральной части Русской платформы. - В кн. "Геология угленосных формаций и стратиграфия карбона СССР". Изд-во "Наука", 1965.
- Богунова Л.С., Клекль В.Н., Леоненко И.Н. Перспективы выявления, методы поисков и разведки бокситов на территории КМА. М., 1970.
- Бушинский Г.И. О генетических типах бокситов - В кн. "Бокситы, их минералогия и генезис". Изд-во АН СССР, 1958.
- Горбачев Б.Ф., Мухутдинова М.К., Касимов Б.С. О первых находках бокситов в нижнекаменноугольных отложениях Кировской области. - В сб. "Минералого-геохимические исследования территории Среднего Поволжья и Прикамья". Изд-во Каз. ун-та, 1969.
- Платформенные бокситы СССР. Изд-во "Наука", 1971.
- Страхов Н.М. Железородные фаши и их аналоги в истории Земли. Труды ИГН АН СССР, 1947, вып. 73, № 22.

ПЕРСПЕКТИВЫ БОКСИТОНОСНОСТИ СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Среднеюрские отложения широкое развитие получили в северной части Московской синеклизы, прилегающей к Тиману (Предтиманская впадина). Разрезы средней юры вскрываются в бассейне рек Вычегда и Мезень, а также по скв. 019, 027, 2ф и др.

Толща среднеюрских отложений в северной части изучаемого района сложена преимущественно кварцевыми песками. В.И.Теодорович по рекам Яренга и Уктым дает трехчленный разрез среднеюрской толщи. Нижняя и верхняя части разреза сложены белыми мелко- и среднезернистыми песками; в средней части разреза пески переслаиваются тонкими, не выдержанными по простираанию прослойками темных, коричнево-серых и зеленовато-серых глин. Пески по составу кварцевые, слюдястые с незначительной примесью темноцветных минералов. Вблизи глин в них встречаются пиритовые конкреции. Иногда пески имеют желтоватую окраску. В глинах часто содержатся тончайшие прослойки светло-серого мелкозернистого кварцево-слюдястого песка. Среди глин встречаются разности, обогащенные углистым веществом.

Характеристика пород, данная В.И.Теодоровичем, совпадает с нашими наблюдениями. По скв. 019, 027 вскрывается толща беловато-серых слюдястых песков неясной слоистости. Пески рыхлые, сыпучие, оже-лененные, местами сцементированные в желваки. В обнажении у пос. Жешарт по г. Вычегда среди белого песка - тонкие редкие прослои глин, обогащенные углистым веществом.

По составу пески на 70-80% состоят из полуокатанных и окатанных зерен кварца средних размеров (0,2-0,5 мм). Помимо кварца, в породах встречаются редкие полуокатанные зерна выветрелых полевых шпатов (главным образом плагиоклазов), обломки глинистых сланцев, зерн мусковита, Цемент поровый, глинистый. Акцессорные минералы гранат, ставролит, дистен, турмалин, сфен, апатит. Вблизи контакта с триасом появляются единичные зерна эпидот-цоизита.

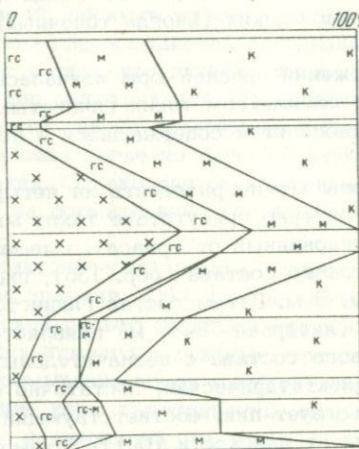
В южных районах Предтиманья в разрезах заметную роль играют глины. Таковы разрезы по нижнему течению р.Сысолы. Здесь в обнажении у с.Межадор из общей мощности разрезов в 51 м 6 м падает на глины и 45 м - на пески. Глины при этом образуют два прослоя мощностью 4,8 и 1,5 м, разделенные крупными слоями песков.

Еще более глинистые разрезы наблюдались нами по скв. 2ф в бассейне р. Сысолы (см. фигуру).

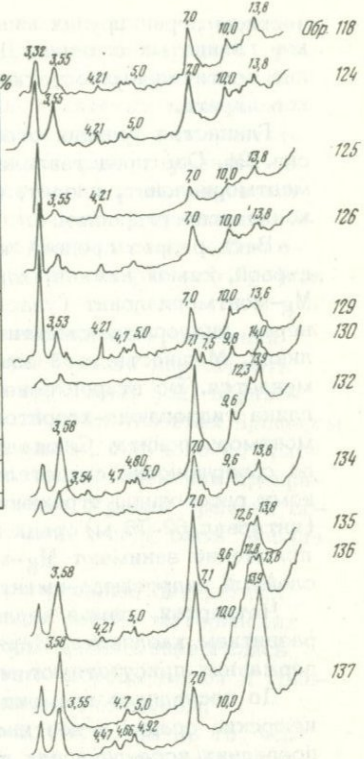
1) среднеюрские желтые и желто-бурые пески с тонкими прослоями зеленоватых песчанистых глин начинаются на глубине 48,4 м; продолжаютсся они до глубины 61,3 м, причем в основании песчаной толщи появляется прослой (10 см) характерных белых мелкозернистых песков; ниже по разрезу;

2) глины бурые, местами с желтыми более песчанистыми прослоями; глина сланцеватая; мощность 2,1 м;

Отдел	Грубын. м	Скв. 2 ф	№/№
Верхняя юра	Меловый-Имеретинский	Юрус-серия	
	35		118
	37		
	39		
	41		
	43		
	45		124
	47		125
	49		126
	51		
	53		
	55		
	Средняя юра	Баскунчакская	
57			
59			
61			129
63			
65			130
67			
69			
71			
73			132
75			
77			
Нижний триас		Баскунчакская	
	79		
	81		
	83		134
	85		135
	87		
	89		136
	91		
	93		137
	95		
	97		
	99		
	101		
103			
105			
107			
109			
111			
113			



Диффрактометрические кривые фракции 0,001 и схема распределения глинистых минералов в породах средней юры по скв. 2 ф (Предтманская впадина)
 x - хлорит; м - монтмориллонит; гс - гидрослюда; гс-м - смешаннослойный минерал; к - каолинит



- 3) глины темно-серые, иногда черные, слюдястые, песчанистые, сланцеватые, в основании толщи слоистые; мощность 19 м;
- 4) глины черные, слюдястые, песчанистые, чередуются с прослоями кварцевых светло-серых песков; мощность 7 м 70 см;
- 5) глина черная, слюдястая, сильно песчанистая, неслоистая; залегает на зеленых глинах триаса (баскунчакская серия); контакт четкий, ровный; мощность 1,8 м.

Для глин данного разреза характерна сильная песчанистость. Можно выделить ряд промежуточных разновидностей: глинистый песок, песчаная глина. Многие глины под микроскопом оказываются алевритами. Во всех глинах велик процент песчаных и алевритовых частиц (до 55%).

Настоящие глины под микроскопом обнаруживают алевропелитовую структуру. Причем терригенная часть таких глин практически ничем не отличается от обломочного материала песчаников, т.е. характеризуется преимущественно кварцевым составом с незначительным коли-

чеством зерен других минералов – полевых шпатов, мусковита, обломков глинистых сланцев. Для глин и песчаников толщи характерно обилие растительных остатков и мелких (иногда точечных) вкрапленников пирита.

Глинистая фракция отложений средней юры изучалась в основном по скв. 2ф. Она представлена комплексом таких глинистых минералов, как монтмориллонит, хлорит, каолинит и содержащиеся в незначительном количестве гидрослюда.

Весь разрез средней юры можно разделить на четыре зоны. Для первой, самой нижней, характерно присутствие таких минералов, как Mg-монтмориллонит (унаследованный от триаса), смешаннослойный минерал гидрослюда-сметитового состава (обр. 136), гидрослюда и каолинит. Мощность этой зоны 5 м. Затем состав глинистой фракции резко меняется. Во второй зоне (интервал 76–86 м) преобладает разубоженная глина гидрослюда-хлоритового состава с незначительным присутствием монтмориллонита. Слюда диоктаэдрическая, достаточно совершенная. О ее совершенстве свидетельствует пик, соответствующий межплоскостному расстоянию отражения от плоскости (001). Затем в третьей зоне (интервал 62–76 м) среди глинистых минералов вновь доминирующее положение занимают Mg-монтмориллонит с $d_{001} = 13,6 \text{ \AA}$ и смешаннослойный гидрослюда-сметитовый минерал $d_{001} = 12,3 \text{ \AA}$ (обр.132).

Четвертая, самая верхняя, зона характеризуется преимущественным развитием каолинита. Наряду с каолинитом, но в очень подчиненных содержаниях присутствуют монтмориллонит и диоктаэдрическая гидрослюда.

До последнего времени большинство исследователей относило среднеюрские осадки к континентальным отложениям. В.И.Теодорович в последних исследованиях подверг сомнению это общепринятое представление. Ссылаясь на находки в осадках средней юры некоторых видов морских водорослей в бассейне р. Мезень, он выдвинул идею о морском генезисе большей части среднеюрских осадков. К идее этой следует подходить осторожно, так как сам характер осадков (косая слоистость, полное отсутствие морской фауны и т.д.) свидетельствует больше о его континентальном происхождении. Редкие экземпляры морских водорослей, о которых указывает В.И.Теодорович, могли заноситься в моменты прорывов морских вод в северный среднеюрский бассейн.

Исходя из характера осадков, можно предположить, что осадконакопление в средней юре происходило в условиях аллювиальных и озерно-аллювиальных равнин. Видимо, в это время существовали большие озерные бассейны.

Среднеюрская толща залегает на неровной эрозионной поверхности нижнего триаса. Этот рельеф возник в течение длительного перерыва от нижнего триаса до средней юры. Следовательно, на протяжении большей части среднего и верхнего триаса, а также нижней юры вся описываемая территория представляла собой область суши, на которой развивались процессы выветривания. В.П.Петров и Н.М.Страхов предполагают для этой эпохи (J_1 и J_2) наиболее благоприятные условия образования кор выветривания на Русской платформе.

Выровненный пенеппенизированный рельеф, обусловленный пассивным тектоническим рельефом, в это время в сочетании с теплым гумидным

климатом способствовал развитию процессов химического выветривания. Видимо, такие же условия существовали и в конце верхнего триаса. Олигомиктовый, преимущественно кварцевый состав среднеюрских пород и каолинито-гидрослюдистая ассоциация глинистых минералов свидетельствуют о том, что данные отложения возникли в результате перестроения кор выветривания. Определенно говорить о развитии в это время в нашем районе латеритных с бокситами кор выветривания трудно, так как пока нигде не было обнаружено прямых признаков такого выветривания. Однако ряд отрицательных факторов мог неблагоприятно влиять на формирование кор выветривания латеритного профиля в нашем районе.

Пассивный тектонический режим, существовавший на протяжении всего интервала времени $T_2 - J_2$, не мог существенно перестроить равнинный, плоский рельеф с низким уровнем грунтовых вод, образовавшийся к концу нижнего и среднего триаса. В этих условиях процессы интенсивного промывания пород метеорными водами, без чего не мыслится образование коры выветривания, сильно замедлялись или прекращались совсем, невзирая на то, что в отдельные отрезки времени огромного периода ($T_2 - J_2$) климатические условия могли быть вполне благоприятными.

Второй фактор, мало способствовавший формированию латеритных кор выветривания, - отсутствие в исследованном районе материнских пород, богатых алюминием. Выветриванию в это время подвергались главным образом песчано-глинистые карбонатные породы перми и триаса, несколько обогащенные железом и обедненные алюминием.

И, наконец, третий фактор - климатический. Несмотря на то, что в отдельные отрезки времени этого большого периода климат был благоприятным для образования кор выветривания, в целом по всему периоду он был мало благоприятным для их формирования.

Н.М.Страхов на основании анализа палеофлористических данных пришел к выводу, что в течение нижней и средней юры климат на исследуемой территории был умеренным, влажным. Таким же он, видимо, был и в верхнем триасе, так как субтропики в это время были значительно южнее нашего района (Гиссарский хребет - Средняя Азия). Гидрослюдисто-каолинитовый (с большой примесью хлорита и монтмориллонита) состав глинистых минералов по скв. 2ф убедительно подтверждает эту точку зрения. В таких климатических условиях могли формироваться коры выветривания только неполного каолинового профиля. Отсюда общие перспективы бокситоносности среднеюрских отложений в описываемом районе были невысоки.

Литература

- Петров В.П. Геолого-минералогические исследования уральских белых глин и некоторые выводы по минералогии и генезису глин вообще. - Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1948, вып. 95, петрограф. серия, № 29.
- Страхов Н.М. Основы литогенеза, т. I, III. М., Изд-во АН СССР, 1960. 1962.

ЛАТЕРИТНАЯ КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ СЕРПЕНТИНИТОВ
ВЕТРЕННОГО ПОЯСА И ЕЕ ЗНАЧЕНИЕ В РУДНОЙ ФОРМАЦИИ

Значение кор выветривания с точки зрения их рудоносности за последнее время не вызывает сомнений. Кора выветривания ультраосновных пород представляет интерес с точки зрения концентрации в ней железа, силикатного никеля, кобальта и хрома.

Серпентинизированные ультраосновные породы в северо-западных районах среднего течения р.Онеги слагают протерозойский массив, расположенный в юго-восточной части Ветреного пояса Балтийского щита. Здесь латеритному выветриванию основных эффузивных пород обязаны своим происхождением Северо-Онежские месторождения бокситов.

Ветренный пояс представляет собой складчатую структуру, сформированную в протерозойское время. Складчатая структура имеет северо-западное простирание и сложена ниже- и среднепротерозойским или позднекарельским метаморфизованным, преимущественно амфиболитизированным, эффузивным комплексом пород. В составе его в подчиненном количестве прослеживаются интрузивные тела, сложенные ультраосновными и основными породами. Массивы интрузивных пород, по данным В.А.Котлукова, И.В.Головина, В.Н.Зандера, В.А.Пуура, Ю.А.Рисс и С.Н.Тихомирова, вытянуты с север-северо-запада на юг-юго-восток и имеют значительные размеры (Котлуков и др., 1965). Ветренный пояс в юго-восточной части погружен в сторону Московской синеклизы, где его докембрийский фундамент прикрыт кембрийскими, верхнедевонскими и карбоновыми отложениями. В отдельных районах здесь древний фундамент этой структуры находится близко от дневной поверхности и только под карбоновыми отложениями.

Серпентинизированные ультраосновные породы с частично сохранившейся корой выветривания вскрыты скв. 1949, 1948, 1947 в северо-западной части Евсюковского участка Иксинского бокситового месторождения и залегают на глубине всего лишь около 33 м от поверхности. Одной из скважин (1949) на упомянутых породах вскрыта не только кора выветривания, но и залегающие на ней переотложенные продукты выветривания обломочного строения.

Разрез скв. 1949 снизу вверх:

1. 70,35–68,30 м. Серпентинизированная ультраосновная порода зеленовато-черного цвета с прожилками серпофита и хризотила. Порода слабо изменена, но сильно раздроблена.
2. 68,30–66,35 м. Сетчатая серпентинизированная ультраосновная порода зеленовато-бурого цвета с большим количеством карбонатных прожилок.
3. 66,35–61,60 м. Сетчатая серпентинизированная порода ультраосновная, сильно ожелезненная, бурого цвета с сеткой карбо-

натных прожилков. Порода данного интервала выветрелая и обладает меньшей плотностью, чем порода, залегающая глубже. Плотность породы уменьшается снизу вверх постепенно.

4. 61,60–48,50 м. Охристые продукты выветривания серпентинизированной породы. Окраска их зеленовато-черная и кирпично-красная. В отдельных участках они сохраняют первоначальное реликтовое строение материнской породы.
5. 61,60–35,55 м. Охристые продукты выветривания, слабо сохраняющие реликтовое строение материнской породы.
6. 33,55–33,30 м. Силлитовая брекчия с включением не только обломков, но и эпигенетического грязно-белого каолинита и кварца.
7. 33,30–31,80 м. Переотложенные глинисто-охристые продукты выветривания с ярко выраженной обломочной структурой.

Разрез скв. 1948 снизу вверх:

1. 39,40–36,40 м. Плотная зеленовато-черная серпентинизированная ультраосновная порода с прожилками серпофита и хризотила.
2. 36,40–33,60 м. Сетчатая серпентинизированная ультраосновная порода зеленовато-бурого цвета с сеткой карбонатных прожилков.
3. 33,60–33,20 м. Сетчатая, сильно ожелезненная серпентинизированная порода бурого цвета с сеткой карбонатных прожилков.
4. 33,00–33,20 м. Сильно ожелезненные продукты коры выветривания серпентинизированной ультраосновной породы с реликтами сетчатого строения. В отдельных участках сетка из прожилков карбоната не сохраняется.
5. 32,45–33,00 м. Перемытые осветленные продукты выветривания обломочного строения.
6. 30,85–32,45 м. Перемытые продукты выветривания с включением обломков и пизолитов коры выветривания.
7. 23,65–30,85 м. Сильноохристые переотложенные продукты выветривания красно-бурого цвета, рыхлые, без структуры.

Два описанных разреза свидетельствуют о сильном размыве рыхлой элювиальной коры выветривания. Кора выветривания элювиального типа частично сохранилась лишь в разрезе скв. 1949. В разрезе, вскрытом скв. 1948, рыхлая элювиальная кора выветривания почти не сохранилась; мощность ее здесь всего 0,2 м. В разрезе, вскрытом скв. 1947, рыхлая кора выветривания полностью отсутствует.

Скв. 1949 и 1948 вскрыли зону сетчатого серпентинита, подстилающую рыхлую охристую зону. Сетка в них образована карбонатными прожилками. Подобные сетчатые серпентиниты в трещинной коре выветривания слагают карбонатную зону в Аккермановском месторождении силикатного никеля Южного Урала. Сетчатые серпентиниты там подстилают верхнюю охристо-кремнистую зону, обогащенную никелевыми силикатами, и сами включают прожилки никелевых силикатов. Трещинная кора выветривания Аккермановского месторождения развивалась на серпентинитах, ранее подвергшихся тектоническому дроблению.

Наличие сетчатых серпентинитов в пределах Ветреного пояса позволяет думать, что и здесь до развития коры выветривания имели место тектонические подвижки. Это оказало полезное действие для химического разложения породы. Как известно, ослабленные тектонические зоны являются наиболее благоприятными для миграции вод, играющих большую роль при химическом разложении породы и породообразующих минералов, концентрации рудного вещества в трещинах, порах и пустотах. Наиболее мощная рыхлая охристая зона коры выветривания серпентинитов Ветреного пояса, вскрытая в разрезе скв. 1949 и прослеженная от глубины 33,55 м до глубины 61,60 м, не имеет видимых никелевых силикатов. Возможно, они имеются, но не обнаружены вследствие слабого изучения коры выветривания серпентинитов.

Зональность коры выветривания серпентинитов Ветреного пояса

В наиболее полном, но усеченном разрезе латеритной коры выветривания серпентинитов Ветреного пояса сверху вниз можно выделить следующие зоны:

1. Охристая зона, сложенная сильножелезистыми рыхлыми продуктами выветривания, слабо сохранившими строение материнской породы. Мощность зоны 28,05 м.

2. Карбонатная зона сетчатого строения, представленная ожеженной, но еще плотной серпентинизированной ультраосновной породой, пересеченной карбонатными прожилками. Мощность зоны 6,70 м.

3. Зона дезинтеграции, представленная менее измененной процессами выветривания серпентинизированной ультраосновной породой, сильнотрещиноватой. Вскрытая мощность зоны 2,05 м.

Верхняя зона коры выветривания перекрыта сиаллитовой брекчией и выше залегающими перестроенными продуктами размытой коры выветривания, сиаллитовая брекчия нами отнесена также к перестроенным продуктам выветривания размытой кремнистой зоны профиля выветривания.

Изменение минерального состава зон профиля выветривания серпентинитов в процессе их выветривания

Минеральный состав серпентинитов Ветреного пояса и продуктов выветривания позволил установить стадийный характер изменения породообразующих минералов в процессе выветривания породы, т.е. в процессе ее химического разложения. Приведем несколько данных макроскопического и микроскопического описания зон профиля, сделанного с целью установления стадийности изменения первичных минералов при замещении их вторичными гипергенными минералами. Описание начато с нижней зоны дезинтеграции, в которой породообразующие минералы еще слабо изменены процессами выветривания.

1. Зона дезинтеграции. Зона дезинтеграции по внешнему виду сложена серпентинизированными ультраосновными породами, зеленовато-серого, почти черного цвета, мелкозернистого строения. Порода пересечена серпофитовыми и хризотилowymi прожилками, ширина которых варьирует от 0,2 до 1 см.

Минеральный состав пород этой зоны представлен оливином, ромбическим пироксеном, серпентином, хромшпинелью, магнетитом, идингситом, хлоритом и талькоподобным минералом.

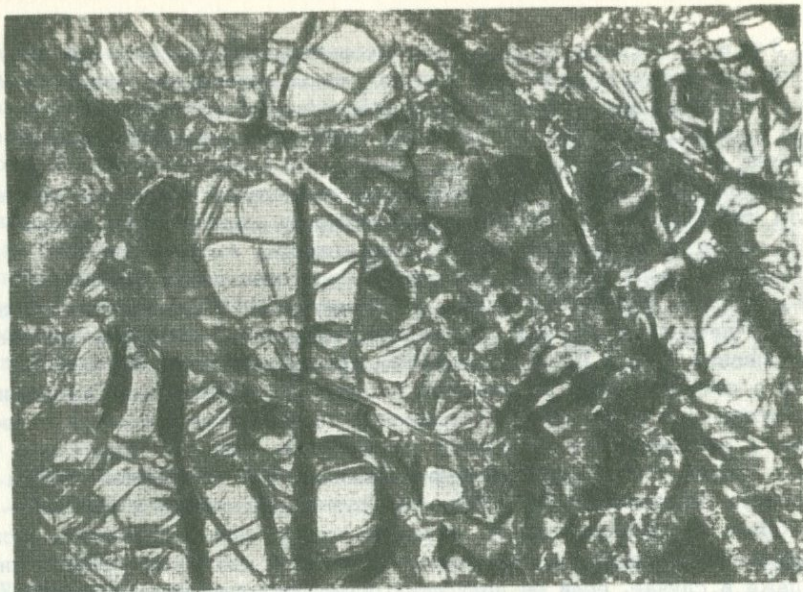
Оливин в породе является наиболее распространенным минералом. Он имеет слабо удлиненные формы с шестиугольными поперечными разрезами. Минерал бесцветный, с высоким рельефом. Показатель преломления оливина $n_g = 1,700$ и $n_p = 1,665$; двупреломление 0,035–0,037. Оливин в свежей породе замещается и сечется серпентином. Каемками серпофитового и хризотилового серпентина оливин оконтуривается с периферии и замещается в различных направлениях (фиг. 1). Кристаллы оливина, кроме того, часто оконтуриваются каймой, состоящей из мелких чешуек талькоподобного минерала, трудно поддающегося определению. Кайма из талькоподобного минерала вокруг оливина является весьма устойчивой. Благодаря именно ей сохраняется реликтовая форма оливина даже в случае, если он полностью замещен другими минералами и в первую очередь серпентином и идингситом (фиг. 2). Тонкая кайма этого минерала подчеркивает реликтовую форму оливина не только в свежей, сильно серпентинизированной, но и в выветрелой породе.

Пироксен в породе встречается редко. Имеющийся пироксен ромбический. В этой зоне он хлоритизирован, поэтому точные константы его не приводятся. Серпентин представлен антигоритом, хризотилом и серпофитом.

2. Карбонатная зона сетчатого строения. В карбонатной зоне серпентиновая порода имеет белую окраску, сильно ожелезнена и пересечена многочисленными карбонатными прожилками. Толщина прожилков 0,5–1 см. Диаметр ячеек породы, ограниченных прожилками, 5–10 см, иногда больше. В отдельных участках карбонатные прожилки распространены в виде почти параллельных полос (фиг. 3).

Карбонат в прожилках представлен преимущественно кальцитом и доломитом. Образование карбонатных прожилков происходило, с одной стороны, при заполнении трещин породы, с другой – при метасоматическом замещении серпофитовых и хризотилowych прожилков. При замещении карбонатом хризотилowych прожилков сохранялось волокнистое реликтовое их строение. В породе изредка встречаются прожилки кварца. Последний относится к более поздней генерации, так как он сечет карбонатные прожилки, а иногда разъедает их.

Образование карбонатных и кварцевых прожилков обусловлено миграцией Ca, Mg, Si из верхней глинисто-охристой зоны коры выветривания и выпадением их в трещиноватой зоне. В петлях карбонатной сетки оливин отсутствует. В бывшем контуре оливина концентрируется идингсит, причем при замещении оливина идингситом вокруг последнего сохранилась кайма из чешуйчатого талькоподобного минерала.



Фиг. 1. Серпентинизированная ультраосновная порода.

Оливин (светлый) пересечен прожилками серпфита и хризотила. По периферии зерна развит талькоподобный минерал (шлиф 1, увел. 45, николи x)



Фиг. 2. Иддингсит (темные участки), заместивший оливин.

Светлая кайма сложена талькоподобным минералом (шлиф 2, увел. 45, николи x)

Фиг. 3. Карбонатизированный серпентинит с сетчатым строением (штуф, натур. вел.)

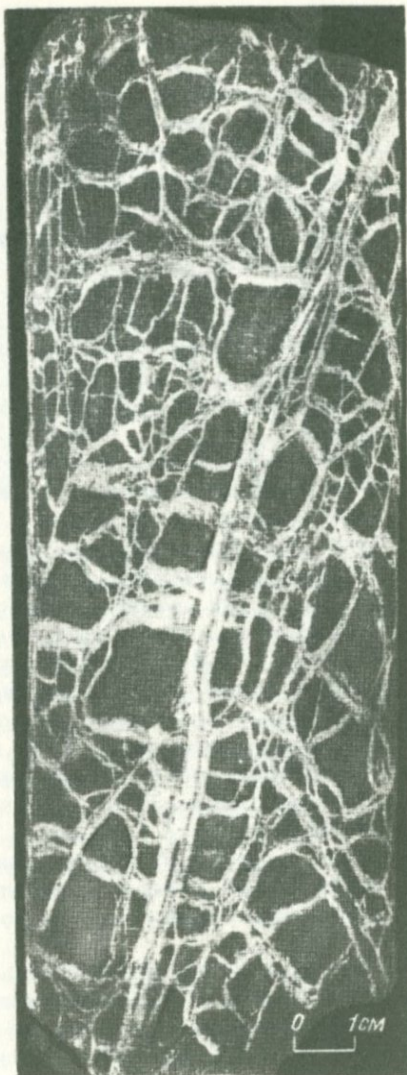
Иддингсит имеет мелко-чешуйчатое или пластинчатое строение, бурый или красновато-бурый цвет, напоминающий окраску биотита. Серпентин в карбонатной зоне сильно ожелезнен. В отдельных участках он зеленовато-бурый, нонтронитизированный. Пироксен в этой зоне обычно интенсивно хлоритизирован и нонтронитизирован.

3. Охристая зона латеритной коры выветривания. Охристая зона латеритной коры выветривания прослеживается в интервале 61,60 - 33,55 м. В разрезе она подстилается карбонатной зоной. Данная зона сложена рыхлой железистой красно-бурой массой, сильно обогащенной гидроксидами железа. В отдельных ее участках сохраняется реликтовое строение материнской породы и даже заметны остатки карбонатных прожилков.

Как показывают микроскопические исследования, в породе сохраняется реликтовое строение. Контуры оливина выполнены талькоподобным минералом, в центре его вместо иддингсита фиксируются хорошо поляризующий гематит и гидрогематит. В верхних горизонтах этой зоны гематит полностью гидратизирован в гидрогематит. От последнего по трещинам во всех направлениях растекаются гидроокислы железа.

Серпентин - антигорит и хризотил - в данной зоне не сохраняется и замещается нонтронитовым веществом. Последнее в проходящем свете имеет зеленовато-бурю окраску и яркую пеструю интерференционную - в поляризованном свете.

Интенсивность выветривания в охристой зоне усиливается по направлению снизу вверх и сопровождается еще более сильным обогащением породы гидроксидами железа, усилением появления в ней не только



гидрогематита, но и гидрогетита. Вследствие неравномерного окрашивания гидроокислами железа порода приобретает пятнистую окраску.

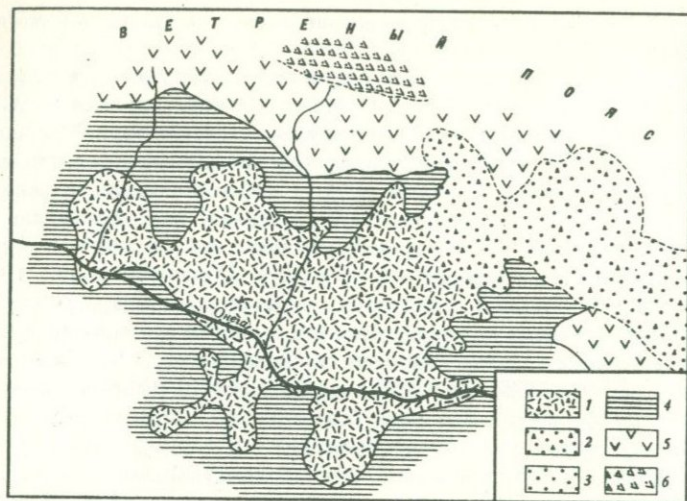
Особенность охристой зоны состоит в том, что в ней отсутствуют видимые минералы силикатного никеля, гидроокислов марганца с кобальтом, которые характерны для подобной коры выветривания Южного Урала. Создается впечатление, что охристая зона не первичная и сформировалась вторично за счет разложения зоны карбонатизации. Об этом свидетельствуют небольшая мощность сохранившейся карбонатной зоны, отсутствие в охристой зоне никелевых силикатов, асболонов и вада с кобальтом и присутствие в нижней части охристой зоны реликтов карбонатных прожилков, которые именно и подтверждают наложенный характер верхней зоны. Разложение карбонатной зоны произошло, надо полагать, после размыва рудной верхней первичной зоны. О ее размыве свидетельствует присутствие никеля, хрома и кобальта в переотложенных продуктах выветривания, залегающих над элювиальной зоной выветривания.

4. Делювиально-пролювиальные продукты выветривания. Переотложенные продукты выветривания делювиально-пролювиального типа залегают на элювиальной коре выветривания, отделяясь от нее сиаллитовой брекчией мощностью всего около 0,25 м. Мощность переотложенных продуктов выветривания 11 м. Переотложенные продукты выветривания внешне отличаются от продуктов элювиальной коры выветривания своим обломочным строением и глинистым составом. В их глинисто-охристой массе встречаются обломки, похожие на сильно разложившуюся эффузивную и серпентинизированную ультраосновную породу. Наличие последних дает нам основание считать, что размывались продукты кор выветривания тех или других пород и они являются не только никеленосными, но и бокситоносными.

Среди глинистых минералов, слагающих переотложенные продукты выветривания, преобладает каолинит. В легкой фракции к каолиниту при­мешиваются минералы свободного глинозема – гиббсит и бемит – и нонтронитоподобный минерал с характерными для него показателями на дифрактограммах. Минерал желтовато-зеленый, волокнистый, с N_m , близким к 1,6.

Специальные исследования химического состава коры выветривания серпентинитов и ее переотложенных продуктов не проводились. Некоторые данные по редким пробам свидетельствуют, что содержание таких элементов, как Ni, Co, в переотложенных продуктах выветривания большое. Так, содержание NiO колеблется от 0,03 до 0,08%, Cr_2O_3 – от 0,40 до 3%, CoO достигает 0,006%.

Содержание глинозема в переотложенных продуктах выветривания достаточно высокое, и в отдельных участках они соответствуют бокситам, содержащим продукты выветривания основных и ультраосновных пород. Наличие продуктов выветривания серпентинитов в бокситовых залежах свидетельствует, что в нижнекаменноугольную эпоху одновременно формировалась как бокситоносная, так и никеленосная формация при латеритном выветривании, а позднее – при аккумуляции переотложенных продуктов в депрессиях при склоновом типе эрозии.



Фиг. 4. Переотложенные продукты выветривания основных эффузивных пород и частично серпентинитов Ветреного пояса, имеющие в плане форму растекающегося потока. Евсюковский участок Иксинского месторождения

1-3 - визейские отложения: 1 - тонкообломочные и пелитовые маложелезистые глинистые, залегающие в депрессиях, 2 - делювиально-пролювиальные сильножелезистые, залегающие на склоне Ветреного пояса; 3 - элювиальные сильножелезистые, сохранившиеся на площадкообразном уступе склона; 4 - верхнедевонские глинисто-железистые отложения; 5 - протерозойские основные эффузивные породы, амфиболитизированные; 6 - серпентиниты

О склоновом типе эрозии свидетельствует форма бокситовых залежей в плане. Некоторые из них имеют сходство с растекающимся потоком (фиг. 4). О таком типе эрозии и аккумуляции здесь свидетельствует и характер дифференциации переотложенных латеритных продуктов. Они закономерно располагаются от места развития латеритов по крупности и удельному весу. Так, ближе к верхней части склона сконцентрированы сильножелезистые крупнообломочные делювиальные, несколько дальше, ниже по склону, делювиально-пролювиальные менее железистые крупно- и мелкообломочные, еще дальше - пелитовые маложелезистые.

Подобные залежи могли быть образованы и однородными продуктами выветривания серпентинитов при условии, если серпентинитовые массивы находились близко к депрессиям подобно бокситовым залежам. Не исключена возможность сохранения в некоторых блоковых участках

элювиальных рудных продуктов выветривания, обогащенных никелевыми силикатами.

Значение латеритной коры выветривания серпентинитов в образовании никеленосной и кобальтоносной рудной формации доказано в СССР мезозойскими месторождениями силикатно-никелевых руд с кобальтом — Халиловским, Аккермановским, Новокиевским и многими другими Южного Урала и Казахстана. Никеленосную и кобальтоносную рудные формации слагают также и осадочные руды — такие, как уфалейские Среднего Урала, обязанные своим происхождением аккумуляции в депрессиях переложенных латеритных продуктов (Гинзбург и др., 1946). На северо-западе Русской платформы никеленосная формация связана с сульфидным никелем, а месторождения силикатного никеля пока не найдены, но имеются перспективы на их нахождение. Как известно, с латеритным корообразованием пород фундамента связано формирование на Русской платформе целого ряда бокситовых месторождений: КМА, подмосковных, тихвинских, североонежских. Северо-западные районы Русской платформы оказались наиболее перспективными в создании бокситоносной формации. Эти данные позволяют рассматривать распространенные серпентинитовые массивы Ветреного пояса с точки зрения их участия в возможном создании и латеритной никеленосной формации. И хотя латеритная кора выветривания на этих серпентинитах не мезозойская, а более ранняя, чем на Урале, и сами серпентиниты более древние, чем уральские, однако и они не менее интересны, так как пережили минимум две эпохи корообразования — вендскую и верхнедевонско-нижнекаменноугольную (таким образом, могли быть более перспективными в рудообразовании).

Заключение

Стадийный характер изменения породообразующих минералов серпентинитов Ветреного пояса Балтийского щита, сформировавший зональный профиль коры выветривания, может свидетельствовать о формировании в нем верхней зоны, обогащенной силикатным никелем.

Наличие в бокситовых залежах, сложенных размытыми и перемещенными продуктами выветривания, хрома, никеля и кобальта подтверждает одновременность размыта бокситоносной и никеленосной кор выветривания. Об этом же говорят и усеченные профили кор выветривания как основных, так и ультраосновных пород, погребенных под покровом нижнекаменноугольных сильножелезистых песчано-глинистых континентальных и карбонатных морских отложений.

Размытые продукты несохранившейся верхней зоны коры выветривания серпентинитов в отдельных депрессиях могли сформировать никеленосную формацию, сходную с уфалейской Среднего Урала.

Закономерности распространения никеленосной формации в пределах Ветреного пояса обусловлены наличием серпентинитовых массивов, т.е. областей сноса, близко расположенных к депрессиям — областям аккумуляции. Никеленосная формация могла быть аккумулярована в депрессиях и остаться однородной только вследствие небольших расстояний

переноса рудного вещества от коры выветривания и благодаря быстрому захоронению его под осадочным покровом.

В задачу исследований районов Ветреного пояса на нахождение руд силикатного никеля входит выявление геофизическими методами под осадочным покровом серпентинитовых массивов и ближайших к ним депрессий.

- Литература

- Гинзбург Н.Н., Савельев Н.И., Корин Н.З., Трубина К.Н. Древняя кора выветривания ультраосновных пород Урала. Изд-во АН СССР, 1946.
Котлуков В.А., Головин И.В., Зандер В.Н., Пуура Ы.А., Рисс Ю.А., Тихомиров С.Н. Перспективы изучения склонов Балтийского щита. - В кн. "Рудоносность Русской платформы". Изд-во "Наука", 1965.

О ВЕЩЕСТВЕННОМ СОСТАВЕ ПЕСТРОЦВЕТНЫХ
КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТРИАСА
ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА

При исследовании бокситоносности мезозойских отложений Припятского прогиба нами изучались континентальные пестроцветные образования триаса, которые предполагались перспективными для поисков высокоглиноземистых пород исходя из следующих данных.

В пределах Украинского кристаллического щита по материалам украинских исследователей предполагается существование дотриасовых кор выветривания. Последние отмечены на восточном склоне щита, прилегающего к Днепровско-Донецкой впадине. Исходя из общегеологических признаков, можно предполагать, что подобные коры выветривания могли существовать и на северных склонах щита, прилегавших к Припятскому прогибу. Кроме того, по сведениям В.Н.Рябчуна, изучавшего Смелянское месторождение осадочных бокситов Украинского щита, континентальные пестроцветные нижнетриасовые образования характеризуются преимущественно каолинитовым составом глинистых минералов. Они распространены незначительно, выполняют небольшие эрозионные ложбины и залегают на коре выветривания кристаллических пород фундамента.

Условия, благоприятные для бокситообразования, существовали в верхнетриасовое время на восточном обрамлении Русской платформы — на Урале (Архангельский, Тужикова, 1966). На восточном склоне Урала верхнетриасовые бокситы приурочены к пестроцветным отложениям, подстилающим угленосные осадки ряда буроугольных месторождений.

Нашими исследователями была охвачена южная полоса распространения триасовых отложений Припятского прогиба. В отложениях этой зоны, примыкающей к выступам докембрийского фундамента, лучше всего могли захорониться переотложенные продукты размытых кор выветривания. С целью выявления закономерностей распределения глинистых минералов рассматривались разрезы центральной, восточной и северной частей прогиба.

В результате этих исследований были получены новые данные, касающиеся литологических особенностей пород, состава и характера распределения глинистых минералов в отложениях триаса. Полученные данные позволили дать вполне обоснованную отрицательную оценку возможной бокситоносности отложений триаса Припятского прогиба.

Толща триасовых отложений резко выделяется в разрезе мезозоя благодаря яркой пестрой окраске и почти повсеместной карбонатности пород. Она залегают трансгрессивно на размытой поверхности пород различного возраста (от перми до верхнего девона), перекрывается с несогласием средне- и верхнеюрскими отложениями. Мощность триасовых отложений колеблется от десятков метров до 450 м, глубина залегания — от 100 до 500–600 м.

Пестроцветные образования Припятского прогиба отнесены В.К.Голубцовым к нижнему отделу (ветлужскому ярусу) на основании изучения фауны филлопод, остракод и др. (Голубцов, 1960). Вся толща нижнетриасовых отложений подразделена этим исследователем на три свиты по литологическим особенностям (снизу вверх): мозырскую, калинковичскую, наровлянскую. Выделенные свиты имеют очень близкую палеонтологическую характеристику и различаются лишь по литологическому составу пород. Вероятно, такое разделение можно считать условным. Правильнее было бы эти свиты рассматривать как литологические толщи.

В мозырской свите выделяются две литологически различные толщи — песчано-глинистая, сложенная глинами, песками, песчаниками с небольшими прослоями алевролитов и мергелей, и глинисто-мергелистая, представленная пестро окрашенными мергелями и карбонатными глинами.

Калинковичская свита менее распространена, она сложена пестро окрашенными мергелями, песчано-глинистыми породами, карбонатными глинами. Полагают, что наровльская свита распределена только в южных районах и сложена в основном пестроцветными некарбонатными глинами с прослоями алевролитов и песчаников.

По нашим наблюдениям, увеличение мощности разреза нижнетриасовых отложений происходит от краевых частей к центру впадины. Так, в скв. 16, 29-г и других, расположенных в самой южной части, среднеюрские отложения залегают на пестроцветных гидрослюдистых глинах, характерных для глинисто-мергелистой толщи мозырской свиты. По всей вероятности, верхние горизонты нижнего триаса в южных разрезах отсутствуют.

Для разрезов нижнего триаса южной полосы характерно наличие базального слоя галечника, сложенного гальками розового овручского кварцита. Мощность слоя колеблется от 2 до 37 м (скв. 16, Восточно-Выступовичи). К центру впадины галечник фашиально замещается грубо-крупнозернистыми песками и песчаниками.

Выше галечникового слоя залегают грубозернистые кварц-полевошпатовые пески с гравийными обломками, пестроцветные полевошпато-кварцевые песчаники, многократно чередующиеся прослои глин и песчаников. В рассматриваемой песчано-глинистой толще (мозырская свита) выделяется весьма характерный горизонт голубовато-серых песчано-глинистых пород, глинистых песчаников и алевролитов, обогащенных удлиненными чешуйками зеленого биотита. Присутствие этого горизонта в разрезе песчано-глинистой толщи отмечено по всей площади распространения нижнетриасовых отложений Припятского прогиба.

Характерной особенностью разрезов южной окраины прогиба является также присутствие в верхних частях нескольких небольших по мощности прослоев галечника. Последнее может свидетельствовать о частых колебаниях береговой линии и интенсивном размыве.

Прослой карбонатных пород в разрезах южной полосы сложены известняками.

Наиболее полный разрез нижнетриасовых отложений изучен в скв. 73, 11-к, расположенных в центральной части Припятского прогиба. Мощность отложений нижнего триаса здесь достигает 160-170 м. В основа-

нии разреза залегает песчано-глинистая толща мозырской свиты мощностью 45 м, сложенная чередующимися прослоями глинистых песчаников, некарбонатных песчанистых слюдястых глин, обогащенных удлиненными чешуйками зеленого биотита с обломками фосфатизированных раковин. Выше залегает глинисто-мергелистая толща, состоящая из пестро окрашенных доломитовых глин, доломитов, известковых доломитов, мергелей, глинистых известняков с гнездами кальцита.

В калинковичской свите, залегающей выше, преобладающими породами являются пестро окрашенные тонкодисперсные доломитовые глины с прослоями глинистых известняков и некарбонатных слюдястых глин. Глины внешне характерные, пестро окрашенные в бурые, кирпично-красные, палевые, охристо-желтые, сиреневые и грязно-зеленые тона; они плотные, неслюдястые, имеют комковатую текстуру с трещинами усыхания.

Преимущественно доломитовый состав карбонатных глин и мергелей впервые установлен нашими исследователями. Доломитовые породы наиболее характерны для разреза глинисто-мергелистой толщи мозырской и калинковичской свит. Для определения карбонатных пород использовалась методика окрашивания открытых шлифов ализарином.

Петрографическое изучение пород нижнего триаса позволило выделить следующие типы пород.

Грубо-, неравномернозернистый песчаник с карбонатным цементом является характерной разновидностью для нижней части песчано-глинистой толщи мозырской свиты, в особенности широко распространен в разрезах южной зоны.

Песчаник окрашен в зеленовато-серые, грязно-зеленые тона, плотный, крепкий, имеет под микроскопом псаммитовую структуру. Обломочная фракция составляет до 80% породы. Размер обломков колеблется от 0,2 до 5 мм. Крупные обломки хорошо окатанные, округлые, мелкие - более угловатые. В составе обломочной фракции преобладает кварц, присутствуют обломки побуревшего кали-натрового полевого шпата, кварцита. Цемент базальный, поровый, кальцитового состава.

В некоторых разрезах в описываемых породах появляется примесь гравийных обломков (до 15-20%) кварцита, кварца, а в карбонатном цементе - примесь глинистого материала.

Песчаник мелкозернистый слюдястый, переходящий местами в алеволит, представляет весьма характерную разновидность пород нижней песчано-глинистой толщи мозырской свиты. В некоторых разрезах (скв. 11-к) песчаники залегают в основании нижнего триаса непосредственно на верхнепермских отложениях, а выше по разрезу сменяются слюдястыми алеволитами либо песчано-глинистыми породами, в которых слюдястые песчанистые прослои аналогичного состава переслаиваются с глинистыми, образуют гнезда в глинах. Обломочный материал в этих породах представлен кварцем, побуревшими зернами кали-натрового полевого шпата, удлиненными чешуйками зеленого биотита (1-2 мм в длину). Цемент карбонатно-глинистый, карбонатный. В разностях, обогащенных зеленым биотитом, содержание его достигает 50% от обломочной фракции. Сильно вытянутые игловидные, ориентированные в одном направлении, чешуйки биотита размером 0,06-0,8 мм обуславливают слоистость.

Алевриты в разрезе нижнего триаса почти не образуют самостоятельных пачек, а встречаются в виде тончайших прослоечков, переслаивающихся с глинистыми прослоями.

Алевритовые глины очень характерны для разреза песчано-глинистой толщи мозырской свиты. Содержание алевритовой примеси колеблется от 1-5 до 30-45%.

Некарбонатные алевритовые глины — это тонкослоистые породы, обычно ярко окрашенные в сургучно-красные, розовые, палевые, бурые тона. Слоистость обусловлена ориентированными скоплениями алевритовой примеси. В неслоистых разностях алевритовая примесь распределена в виде пятен и гнезд.

Микроструктура глин алевропелитовая. Размер угловатых слабо окатанных обломков не превышает 0,015-0,15 мм. Присутствуют каолинизированные обломки полевых шпатов, бурые выветрелые обломки каликатрового полевого шпата.

Основная масса глин представляет тонкочешуйчатый агрегат каолинита, гидрослюда, хлорита.

Карбонатные глины и глинисто-карбонатные породы, постепенно сменяющиеся мергелями, слагают в основном глинисто-мергелистую толщу мозырской свиты, а также калинковичскую свиту.

Это пестро окрашенные тонкодисперсные породы с ячеистой, либо брекчиевидной текстурой, алевропелитовой и пелитовой микроструктурой. Пелитоморфный карбонатный агрегат доломитового, кальцит-доломитового состава раскристаллизован в микрозернистый, который образует скопления по тончайшим трещинкам. Характерна насыщенность тонкодисперсными гидроокислами железа.

В типичных доломитовых разностях содержание доломитового вещества колеблется от нескольких до нескольких десятков процентов. По мере увеличения карбонатного вещества доломитовые глины переходят в мергели.

Известково-доломитовые породы и мергели характеризуются криптокристаллической, переходной микрозернистой структурой. В участках, обогащенных глинистым веществом, породы имеют чешуйчатое погасание. На фоне тонкодисперсной криптозернистой массы выделяются отдельные сгустки нераскристаллизованного пелитоморфного вещества, что обуславливает брекчиевидное строение породы. Содержание карбонатного материала 40-50%.

Крупнокристаллические агрегаты кальцита образуют гнезда в породах и выполняют трещинки.

Иногда брекчиевидная текстура мергелей обусловлена сгустковыми скоплениями тонкодисперсных красно-бурых гидроокислов железа, которые как бы цементируют пелитоморфный глинисто-карбонатный агрегат. Последний раскристаллизован лишь в отдельных участках в ромбовидные кристаллы доломитов.

Доломитовый глинистый известняк характеризуется микрозернистой структурой. Он сложен мельчайшими (0,01-0,02 мм) чечевицеобразными ромбовидными кристаллами кальцита и доломита; иногда вокруг зерен кальцита наблюдаются каемки доломита. В промежутках между зернами карбонатных минералов — низкодупреломляющее

Химический состав нижнетриасовых песчано-глинистых отложений

Окислы	Скв. 73				
	753*	763	764	765	771
SiO ₂	48,48	36,06	40,44	38,80	46,74
TiO ₂	0,92	0,65	0,70	0,70	0,87
Al ₂ O ₃	13,93	10,79	13,01	12,19	17,79
Fe ₂ O ₃	6,03	4,85	5,43	5,18	6,76
FeO	0,77	0,28	0,43	0,43	1,15
П.п.п.	13,08	20,88	32,40	18,16	12,52

Окислы	Скв. 69							
	177	180	181	182	184	185	187	189
SiO ₂	60,66	67,10	63,00	67,72	64,74	67,76	61,04	60,22
TiO ₂	0,95	1,00	1,00	1,00	1,17	1,00	1,10	1,00
Al ₂ O ₃	19,31	15,19	17,03	16,21	16,84	15,92	17,23	15,4
Fe ₂ O ₃	6,25	6,25	5,94	3,38	4,90	5,20	7,23	9,2
FeO	0,23	0,43	0,34	0,43	0,60	0,34	0,72	0,6
П.п.п.	9,08	7,90	8,60	8,56	6,76	7,12	6,76	6,14

Анализы выполнены в химической лаборатории ЛОПИ под руководством О.В.Урановой.

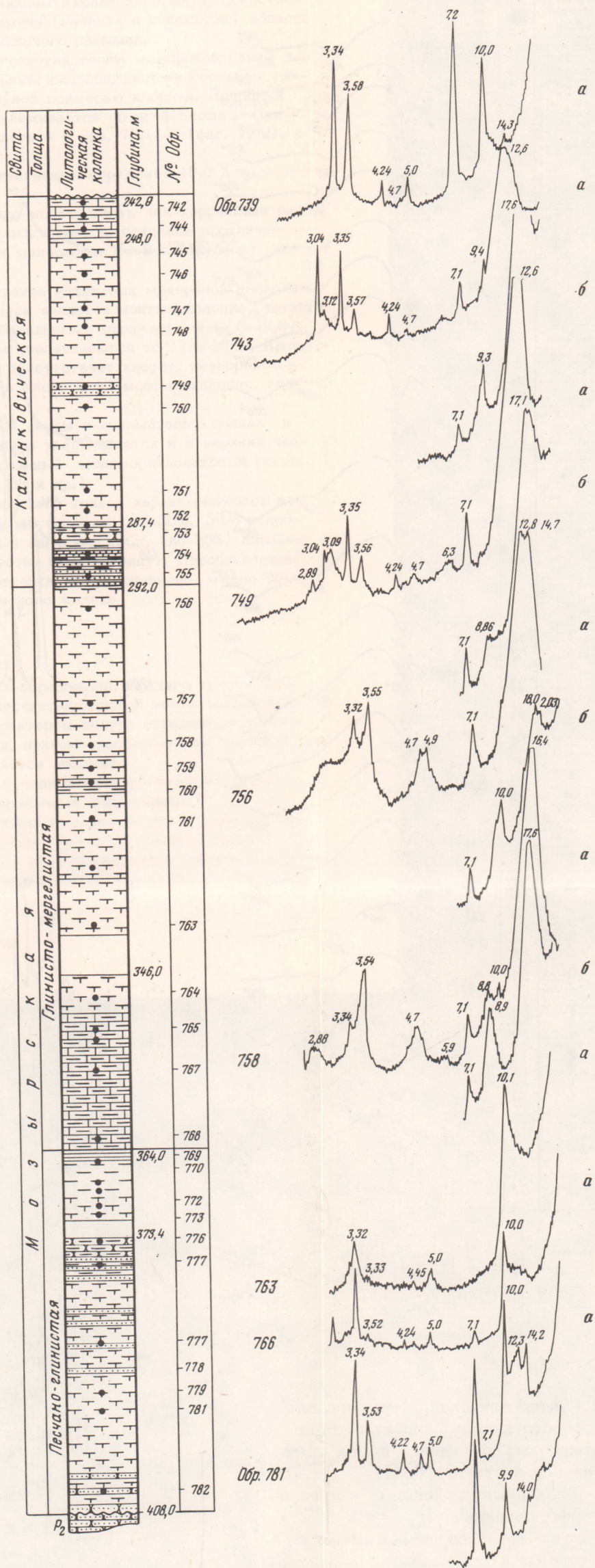
*. Номера образцов.

глинистое вещество. Содержание глинистого вещества в описываемых породах не превышает 5-10%.

По данным гранулометрического исследования, глинистые породы нижнего триаса относятся к тонкопелитовым и алевроитовым разностям. Мергели представляют тонкопелитовые породы с незначительной алевроитовой примесью. Песчаники относятся к слабоглинистым разностям.

В нижнетриасовых отложениях Припятского прогиба изучен разнообразный комплекс глинистых минералов.

Для нижней песчано-глинистой толщи мозырской свиты типоморфными являются хлорит, гидрослюда (фиг. 1,2). Для хлорита очень характерны отражения (002) 7,1, 3,53 Å. Вверх по разрезу пачки интенсивность отражений хлорита постепенно уменьшается и он замещается гидрослюдой.



Фиг. 1. Литологическая и рентгено-структурная характеристика нижнетриасовых отложений в скв. 73
 а - исходных фракций; б - фракций, насыщенных глицерином

В разрезах южной, прибортовой, зоны в составе глинистых минералов рассматриваемой пачки отмечается присутствие каолинита. Вероятно, это лучше всего объяснить влиянием Украинского шита, представлявшего в течение длительного времени (начиная с докембрия) область развития кор выветривания и интенсивного размыва.

Залегающая выше глинисто-мергелистая толща мозырской свиты характеризуется почти мономинеральным гидрослюдистым составом глинистой фракции с очень незначительной примесью хлорита. Подобный состав глинистых пород толщи прослеживается по всей площади Припятского прогиба: в центральной части – в скв. 73,11-к (фиг. 1, 2), в южной полосе – в скв. 16,29к и др.

Для гидрослюда характерны интенсивные отражения $10,0 \text{ \AA}$ и менее характерны $5,0 \text{ \AA}$.

Рассматриваемый горизонт можно использовать для корреляции разрезов. Он имеет характерные макроскопические признаки и отличается выдержанностью состава глинистых минералов. По В.К.Голубцову, это горизонт "палевых мергелей".

В калинковичской свите соотношение глинистых минералов несколько иное. Резко преобладающим здесь является монтмориллонит, четко фиксируемый на дифрактограммах базальными отражениями $12,6-12,8 \text{ \AA}$, которые при насыщении глицерином увеличиваются до $17,6-18 \text{ \AA}$. Кроме того, в небольших количествах присутствует хлорит, неупорядоченный смешаннослойный минерал типа гидрослюда-монтмориллонит, гидрослюда, каолинит.

Вверх по разрезу калинковичской свиты в доломитовых глинах и мергелях содержание монтмориллонита увеличивается и в верхних частях разреза отмечается мономинеральный монтмориллонитовый состав глинистой фракции (скв. 73, 11-К, 32 и др.).

Песчано-глинистые отложения нижнего триаса характеризуются невысоким содержанием Al_2O_3 , редко достигающим 19-20%. SiO_2 колеблется от 40-45 до 67%. Повышенные значения п.п. (до 25%) связаны с присутствием карбонатного вещества (см. таблицу). Преобладающие в разрезе красновато-буроватые оттенки пород, очевидно, можно объяснить повышенным содержанием окисного железа.

Краткие выводы

1. Для разреза континентальных образований нижнего триаса изученного района, за исключением песчано-глинистой толщи мозырской свиты южной полосы, наиболее характерны пестро окрашенные комковатые карбонатные глины, мергели, причем преобладающим карбонатным минералом в этих отложениях является доломит.

Нижняя часть мозырской свиты сложена некарбонатными глинами, песками, песчаниками с редкими прослоями известняков.

2. Нижняя песчано-глинистая толща мозырской свиты характеризуется хлорит-гидрослюдистым составом глинистой фракции, залегающая выше глинисто-мергелистая толща – мономинеральным гидрослюдистым. Для разреза калинковичской свиты характерны преимущественно монтмориллонитовые глины.

Подобное закономерное изменение состава ассоциаций глинистых минералов вверх по разрезу от хлорит-гидрослюдистых, гидрослюдистых до мономинеральных монтмориллонитовых образований свидетельствует о постепенной аридизации климата в области сноса и в бассейне осадконакопления. Очевидно, с засушливостью климата связан преимущественный доломитовый состав пестроцветных образований нижнего триаса.

Условия жаркого засушливого климата неблагоприятны для кор- и бокситообразования.

Исходя из приведенных данных о вещественном составе и возможных условиях образования, континентальные пестроцветные отложения нижнего триаса Припятского прогиба следует считать малоперспективными с точки зрения поисков высокоглиноземистых пород.

Литература

- Архангельский Н.И., Тужикова В.И. К вопросу о генезисе верхнетриасовых бокситов Урала. - В кн. "Генезис бокситов". Изд-во "Наука", 1966.
- Голубцов В.К. Триасовые отложения Припятского прогиба. - Труды Всес. сов. по пересмотру унифицированной схемы мезозоя. Гостехиздат, 1960.
- Голубцов В.К. Стратиграфия пермских и триасовых отложений Припятского прогиба. - Изв. АН БССР, серия физико-техн. наук, 1961, № 2.
- Невмержицкая З.М. Литолого-минералогическая характеристика пермо-триасовых отложений района дер. Гриневичев Груд. - Труды Ин-та геол. наук АН БССР, 1958, вып. 1.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ФОСФОРИТОВ ХРЕБТА ДЖАГДЫ

На востоке Монголо-Охотский геосинклиальный пояс включает в себя Удско-Шантарский антиклинорий, протягивающийся вдоль хр. Джагды. Эта сложная и интересная по своему строению территория привлекает внимание исследователей как область распространения проявлений потенциального для дальневосточных предприятий сырья - золота, фосфоритов, железных и марганцевых руд и других полезных ископаемых.

В пределах Удско-Шантарского антиклинория фосфатоносными породами являются в основном эффузивно-карбонатно-кремнистые и кремнисто-карбонатные толщи улигданской и оннетокской свит нижнего кембрия и в меньшей степени аналогичные толщи верхнего докембрия. Все фосфоритовые тела строго стратифицированы, имеют линзовидную или пластообразную форму и залегают согласно с вмещающими отложениями. Мощность наиболее крупных тел измеряется метрами, реже первыми десятками метров, протяженность по простиранию - единицы или первые десятки километров. Фактически каждое отдельное фосфоритовое тело состоит из ряда неправильных кулисообразно залегающих линз или гнезд, характеризующихся исключительно невыдержанными содержаниями полезного компонента (Школьник и др., 1966).

По составу вмещающих пород фосфориты хр. Джагды разделяются на три типа: фосфориты кварцитов, фосфориты доломитов и фосфориты туфов базальтовых порфиритов. Кроме того, в качестве особого подтипа выделяется апатит контактово-метаморфизованных карбонат-диопсидных пород. Подобное же расчленение фосфоритов, отражающее их вещественный состав, было ранее предложено Э.Л.Школьниковом и другими геологами, которые выделили карбонатные, кремнистые и существенно силикатные фосфориты. Наиболее характерны фосфориты кварцитов, тогда как фосфориты доломитов и туфов пользуются ограниченным распространением и представляют скорее минералогический интерес. Содержание фосфорного ангидрида в кварцитах в среднем составляет 16-20%, достигая 30-35%, в туфах - 17-20%, а в доломитах редко поднимается до 10%. Текстурно-структурные особенности фосфоритов выделенных типов идентичны. Однако более детальное изучение взаимоотношений фосфатного вещества с вмещающими породами и ассоциация фосфата с другими минералами фосфатсодержащих пород показывает, что каждый тип фосфоритов отличается не только по содержанию фосфорного ангидрида, но и по характеру строения фосфатного вещества и степени его изменения.

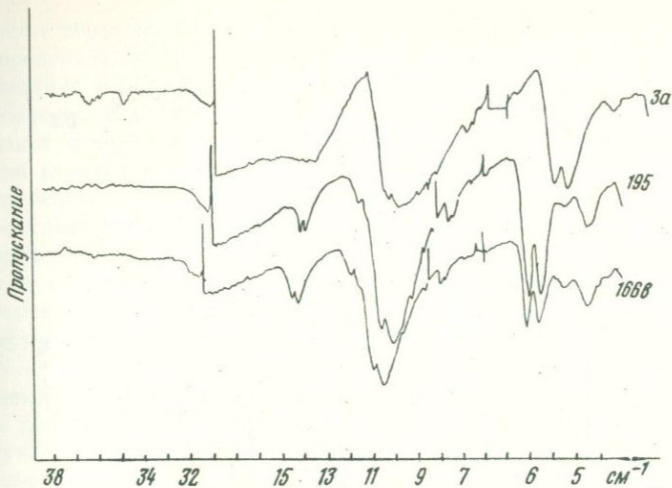
Фосфориты кварцитов составляют более 80-85% всех фосфоритов. Они характеризуются брекчиевой текстурой и простотой минерального состава (основные компоненты - кварц и фосфат, несущественную роль играют карбонаты). Брекчиевая текстура фосфоритов образована угловатыми, реже округлыми обломками фосфоритов, кварцитов, сцементированных мелкозернистым фосфатным и кремнисто-фосфатным материалом с примесью карбоната. Окраска цементирующей

массы светло-серая с желтоватым оттенком. Размер обломков колеблется от долей миллиметра до 1–2 см. Обломки фосфоритов составляют около 60% кварцевой части породы. Они выделяются по темно-серой, слегка буроватой окраске, матовому блеску, шероховатой поверхности. Неоднородность строения фосфоритов и наличие фосфата как в цементе, так и в обломках свидетельствуют о многоэтапности процессов образования фосфоритов.

Фосфатное вещество имеет бурую окраску, обусловленную тонко дисперсными адиагностическими включениями. Фосфат обломков и цемента представляет собой тонкоагрегатную массу разноориентированных зерен апатита с низким двупреломлением ($n_o - n_e = 0,002$) и показателями преломления: $n_o = 1,637 \pm 0,002$, $n_e = 1,633 \pm 0,002$, характерными для фторапатита. Отмечается положительное удлинение зерен фосфата, т.е. его кристаллы сплюснуты по третьей кристаллографической оси "с". Иначе говоря, в агрегатной массе фосфатного вещества развиты редкие по габитусу таблитчатые кристаллы низкодвупреломляющего фторапатита. В массе фосфатного вещества как в обломках, так и в цементе устанавливается система трещин, выполненных новообразованными минералами: апатитом, кварцем, иногда с незначительной примесью гидробиотита. Апатит прожилков резко отличается от описанного выше агрегатного фосфатного вещества. Он бесцветен, образует более или менее изометричные и короткопризматические кристаллы с обычным отрицательным удлинением. Его двупреломление близко к 0,005. Размер зерен от 0,05 до 0,1 мм. Особенности распределения новообразованного апатита и наличие его прожилков, не выходящих за пределы фосфатных агрегатов, указывают на его диагенетическое образование (Ручкина, 1970).

Фосфориты доломитов имеют серовато-бурю окраску и обломочную текстуру. Обломки составляют 60% породы и представлены мелкозернистым доломитом, фосфатом и реже кварцем. Фосфатные обломки, местами содержащие остатки фауны, выделяются в тонкозернистой цементирующей массе по густой темно-серой окраске, угловатой и округлой форме. Размер фосфатных обломков изменяется от 1–2 до 10 см, количество их иногда превышает 50% объема породы. Цемент по составу фосфатно-карбонатный, мелко- и скрытозернистый, содержит обильную микрофауну, представленную неопределимыми обрывками створок раковин брахиопод, выполненных фосфатом, реже карбонатом. Под микроскопом фосфатное вещество бурое, светло-бурое, изотропное. В отличие от фосфоритов кварцитов преобразования фосфатного вещества не наблюдается.

Фосфориты туфов имеют зеленую и зеленовато-бурю, реже лиловую окраску и состоят из обломков разного состава, формы и окраски, сцементированных в отличие от фосфоритов кварцитов и доломитов кремнисто-слюдисто-фосфатным веществом. Обломки составляют 40% объема породы и распределены крайне неравномерно. Фосфатные обломки составляют 70% обломочной части породы, на долю обломков кварцитов приходится 15%, в равном количестве присутствуют обломки известняков и базальтовых порфиритов. Интересно отметить, что

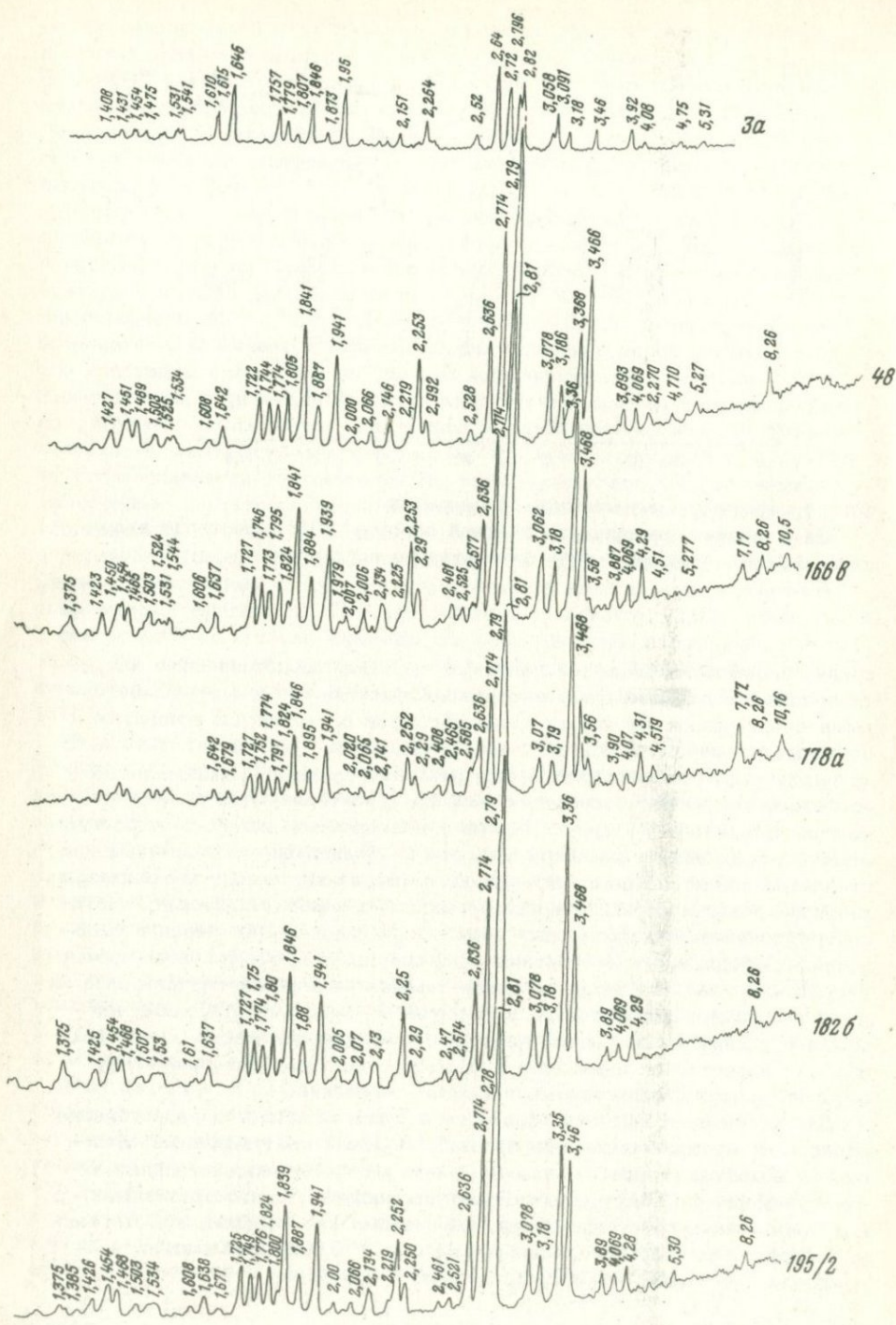


Фиг. 1. Инфракрасные спектры фосфоритов

3а - апатит диопсид-карбонатной породы, 195 - фосфорит кварцита, 166в - фосфорит туфа базальтового порфирита

среди обломков встречаются пепловые частицы, представленные хлоритизированным стеклом с характерными серповидными и выпукло-вогнутыми очертаниями. По форме среди обломков встречаются угловатые и округлые размером от 0,2 до 1 мм, а единичные достигают 3-4 см. В крупных фосфатных обломках видны раковины брахиопод, выполненные фосфатом. Округлые обособления фосфата характеризуются наличием четких хлоритовых оболочек. Иногда в центральных частях обособлений отмечается перекристаллизация фосфата с образованием прозрачных кристалликов апатита. Кремнисто-слюдисто-фосфатный цемент неравномерно хлоритизирован и серицитизирован, участками карбонатизирован; часто содержит лейкоксенизированный сфен в виде мельчайших зерен и скоплений. Карбонатные и эффузивные обломки замещаются фосфатом цементирующей массы, при этом характер замещения в обоих случаях разный. Вокруг обломков базальтовых порфиритов образуются изъеденные каемочки с узкими заливами по трещинам в эффузивную массу, тогда как обломки известняков замещаются фосфатом частично или полностью, оставляя реликты прихотливых лапчатых очертаний.

Для фосфатного вещества фосфоритов туфов отмечается разнообразие окрасок от бурых, зеленых до лиловых. Зеленый цвет вещества объясняется примесью хлорита, лиловый - присутствием незначительных количеств марганца. Внутренняя структура фосфата скрытокристаллическая, реже микрокристаллическая. Двупреломление фосфата, так же как и в фосфоритах кварцитов, низкое ($n_o - n_e = 0,002$), показатель преломления $n_o = 1,630 \pm 0,002$, $n_e = 0,626 \pm 0,002$.



Таким образом, положение фосфоритов среди разных вмещающих пород определяет особенности слагающего его фосфатного вещества. Кроме различия в среднем содержании P_2O_5 , фосфатное вещество трех типов фосфоритов отличается по своим оптическим свойствам, по окраске, связанной с примесью тех или иных второстепенных компонентов, по степени диagenетических преобразований фосфата, сильнее всего затронувших фосфориты кварцитов, по наличию фосфатной фауны, наиболее распространенной в фосфоритах доломитов. Следует также отметить, что фосфориты доломитов обладают однородным строением в разрезе, тогда как фосфориты кварцитов и туфов резко изменчивы, что вызвано колебанием количества обломков и P_2O_5 в разных частях разреза.

Структура фосфатного вещества изучалась на электронном микроскопе ЭМ-7 с увеличением в 16000 – 32000 раз в лаборатории физических методов ЛОПИ (И.С.Кудьяров). Препараты готовили в виде двухступенчатых реплик с последующим отнением углем. Структура трех типов фосфоритов сравнивалась с кристаллами апатита из контактово-метаморфизованных диопсид-карбонатных пород. Все образцы имеют четко выраженную кристаллическую структуру. Кристаллы фосфатного вещества имеют изометричную форму, невелики по размеру, грани их часто сглажены. Наиболее отчетливо кристаллическая структура выявляется в фосфоритах кварцитов, тогда как в фосфоритах доломитов и туфов кристаллы фосфатного вещества, частично разрушенные, имеют менее совершенную огранку. Крупные кристаллы апатита из контактово-метаморфизованных пород имеют в отличие от фосфатов фосфоритов призматическую форму.

Полученные данные вполне соответствуют геологической позиции исследованных образцов фосфата. Наиболее крупные и совершенные кристаллы встречены среди фосфатоносных пород, превращенных в результате контактовых воздействий интрузий в диопсид-карбонатные образования. Средняя степень "кристалличности" характерна для фосфоритов кварцитов, фосфатное вещество которых явно несет следы перераспределения и частичной перекристаллизации. В фосфате доломитов и туфов перекристаллизация почти не отмечается, кристаллическая структура его менее отчетлива.

Изучение инфракрасных спектров фосфоритов кварцитов, туфов базальтового порфирита и апатита диопсид-карбонатной породы дало следующие результаты. Спектры фосфатного вещества первых двух образцов полностью идентичны (фиг. 1). Они имеют характерные полосы поглощения с частотами 460, 780 и 800 $см^{-1}$, вызванные присутствием в образцах примеси кремнезема, а также два максимума поглощения при частотах 1432 и 1458 $см^{-1}$, обязательные в группе CO_3^{-2} . В спектре апатита из диопсид-карбонатной породы полосы поглощения кремнезема выражены очень слабо, группа CO_3^{-2} не обнаруживается, но появляется

Фиг. 2. Дифрактограммы фосфоритов

За – апатит диопсид-карбонатной породы; 48, 182б, 195/2 – фосфорит кварцита; 166в, 178а – фосфорит туфов базальтовых порфиритов

Таблица 1

Межплоскостные расстояния гидроксилпатита (обр. 3а) и карбонат-фторпатита (остальные образцы)

	Обр. 3а		Обр. 48		Обр. 166а		Обр. 178а		Обр. 182б		Обр. 195/2	
	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$
						10,6		10,16				
				8,26		8,26		8,26		8,26		8,26
						7,17		7,17				
		5,31		5,27		5,27		5,27				5,30
		4,75		4,71		4,51		4,51				
				4,27		4,29		4,31		4,29		4,28
		4,09		4,069		4,069		4,07		4,069		4,069
		3,92		3,89		3,867		3,90		3,890		3,89
0002	2	3,46	5	3,46	4	3,468	3	3,468	4	3,468	4	3,468
				3,66		3,36		3,37		3,36		3,35
1012	1	3,18	2	3,18	2	3,18	1	3,19	2	3,18	2	3,18
		3,091		3,078		3,062		3,07		3,078		3,078
1231	10	3,82	10	2,81	10	2,81	10	2,81	10	2,81	10	2,81
1122	9	2,79	9	2,79	9	2,79	9	2,79	9	2,79	9	2,78
3030	8	2,72	8	2,714	8	2,714	8	2,714	8	2,714	8	2,714
2022	3	2,64	4	2,636	4	2,636	4	2,636	4	2,636	4	2,636
3081	1	2,52	1	2,523	1	2,537	1	2,525	1	2,514	1	2,521
						2,525						
						2,461		2,465		2,47		2,461
1232	2	2,26	2	2,29	2	2,29	2	2,29	2	2,29	2	2,29
1340			3	2,25	3	2,253	3	2,253	3	2,25	3	2,252
				2,219		2,225						2,219
1341	3	2,15	3	2,146	3	2,134	3	2,141	3	2,13	3	2,134
1123			3	2,066	3	2,066		2,065		2,07		2,066
			3	2,000	3	2,007	3	2,000		2,05		2,000
2242	6	1,95	1	1,941	6	1,939	6	1,941	6	1,941	6	1,941
1342	2	1,873	3	1,887	3	1,884	3	1,895	3	1,887	3	1,887
1233	4-5	1,846	4-5	1,841	4-5	1,841	4-5	1,846	4-5	1,846	4-5	1,839
2351		1,807		1,805		1,824		1,824		1,824		1,824
1450	3	1,779	4	1,774		1,895	4-5	1,797		1,800		1,800
4041		1,757	4	1,749	4	1,773	4	1,774	4	1,774	4	1,776
					4	1,746	4	1,752		1,752		1,749
0004			5	1,722	5	1,727	5	1,727	5	1,727	5	1,725
1014	2	1,646	2	1,642	2	1,637		1,679	2	1,637	2	1,638
3352	1	1,615					2	1,642		1,610	1	1,608
3143		1,610	1	1,608	1	1,606		1,544		1,530		1,534
		1,541		1,534		1,544		1,522		1,507		1,503
4260	1	1,531	1	1,525		1,531	1	1,507		1,468		1,468
5052		1,475		1,508	1	1,524	3	1,469	3	1,454	3	1,454
3253	2	1,454	2	1,489	3	1,503						
3034	1	1,431	2	1,451	3	1,454	2	1,457	2		2	1,426
5161		1,408	1	1,427	2	1,450	1	1,426	1	1,425	1	1,385
3362					2	1,423			1	1,375	1	1,375

Таблица 2

Сравнение параметров элементарных ячеек изученных фосфатов с эталонными

Параметры	Фторапатит (Бетехтин, 1950)	Гидроксилапатит (Бетехтин, 1950)	Обр. 3а	Обр. 48	Обр. 166
а	9,36	9,42	9,45	9,33	9,33
с	6,85	6,93	6,93	6,87	6,84

Обр. 3а - апатит из диопсид-карбонатной породы, обр. 48 - фосфатное вещество из фосфоритов кварцитов, обр. 166 - фосфатное вещество из фосфоритов туфов базальтовых порфиритов.

максимум поглощения при частотах 3550 и 3690 см⁻¹, отнесенный к группе ОН-1. Таким образом, данные инфракрасной спектроскопии свидетельствуют, что фосфат кварцитов и туфов представлен карбонат-апатитом, а фосфатное вещество из метаморфизованных диопсид-карбонатных пород - гидроксил-апатитом.

Рентгеноструктурные исследования фосфатного вещества, проведенные в ЛОПИ (И.С.Кудеяров) и ВИМСе (Н.А.Чернова), не расходятся с данными инфракрасной спектроскопии. Полученные дифрактограммы (фиг. 2) показывают чрезвычайное сходство минерального состава фосфатного вещества фосфоритов, выразившееся как в близости значений межплоскостных расстояний ($\frac{d}{n}$) от одинаковых плоских сеток, так

Таблица 3

Химический состав фосфатного вещества фосфоритов Удско-Шантарского

№ п/п	Обр.	Местоположение	Название породы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂
1	3а	Большой Шантар	Апатит	2,34	сл.	0,44	н. о.	0,02
2	13	Там же	Фосфат кварцита	9,79	2,33	3,88	"	0,17
3	48	Нелькан	То же	8,72	0,67	0,45	0,07	0,02
4	166	Джаводи - Большая Джаводи	Фосфат туфа	18,54	3,23	1,67	0,61	0,32
5	178	Там же	То же	24,94	6,80	3,56	2,40	0,40
6	182	" "	То же	12,93	1,09	0,41	0,21	0,10
7	195	Большой Шантар	То же	14,10	0,44	0,23	0,30	0,04

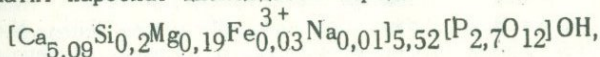
Анализы выполнены в химической лаборатории ВНИИСТРОМ.

и в равном соотношении интенсивности отражения (I) (табл. 1). Несколько отличаются межплоскостные расстояния и интенсивность отражения апатита из карбонат-диоксидовой породы. Рассчитанные параметры элементарных ячеек (табл. 2) для апатита составляют: $a = 9,45$, $c = 6,93$; для фосфата - $a = 9,33$, $c = 6,84 - 6,87$.

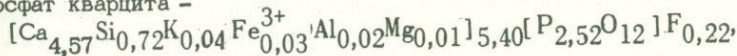
Рентгено-фазовыми исследованиями установлено, что фосфатное вещество всех типов фосфоритов представлено карбонат-фторapatитом. Всюду отмечается примесь кварца (межплоскостные расстояния $d/n = 4,28, 3,35, 2,29, 2,00 \text{ \AA}$). В фосфатном веществе туфов появляется смешаннослойная слюда (смейкит) с межплоскостным расстоянием $\frac{d}{n} = 10,16 \text{ \AA}$ и хлорит (возможно, каолинит?) с межплоскостным расстоянием $\frac{d}{n} = 7,17 \text{ \AA}$ для отражения [001] и $\frac{d}{n} = 3,56 \text{ \AA}$ для отражения [002]. Апатит из метаморфизованных пород представлен гидроксилapatитом.

По имеющимся в нашем распоряжении данным (табл. 3) кислородным методом был рассчитан формульный состав фосфатного вещества. Принимая во внимание принадлежность апатита диоксид-карбонатных пород к гидроксилapatиту, а фосфатного вещества фосфоритов к карбонат-фторapatиту, получили следующие формулы:

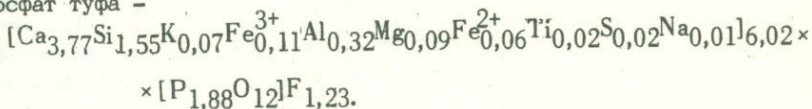
apatит карбонат-диоксидовой породы -



фосфат кварцита -



фосфат туфа -



района

MnO	P ₂ O ₅	CaO	MgO	SO ₃	K ₂ O	Na ₂ O	П.п.п	Сумма	Гигр. вода
0,04	36,77	54,72	1,45	Сл.	0,04	0,04	3,70	99,56	0,07
0,08	31,44	45,50	2,33	"	0,04	0,06	3,75	99,87	0,31
0,04	36,16	51,84	0,08	0,03	0,24	0,04	0,16	99,22	0,12
0,01	26,47	42,04	0,72	0,29	0,66	0,08	4,65	99,49	0,27
0,23	20,40	33,98	2,35	0,02	1,24	0,16	3,47	99,95	0,35
0,04	32,76	48,09	1,59	Сл.	0,32	0,16	1,83	99,5	0,17
0,05	33,15	47,94	0,68	"	0,18	0,12	1,99	99,22	0,16

Изоморфными примесями в фосфатном веществе в отличие от апатита являются K_2O , Al_2O_3 , а в фосфате туфа, кроме того, появляются FeO , TiO_2 и SO_4 . Повышенное содержание Ti и Al в фосфатах туфов подтверждается также спектральным анализом.

Таким образом, изучение структуры и состава фосфатного вещества фосфоритов Удско-Шантарского района показало, что фосфориты, залегающие в литологически разных породах, имеют одинаковый состав и представлены карбонат-фторапатитом, внутренняя структура которого частично изменяется в зависимости от развития процессов начальной перекристаллизации и перераспределения. Под воздействием интенсивного контактового метаморфизма карбонат-фторапатит переходит в гидроксилapatит, образующий совершенные и крупные кристаллы.

Литература

- Бетехтин А.Г. Минералогия. Госгеолиздат, 1950.
- Ручкина Ю.Р. О новообразованиях апатита в фосфоритах хр. Джагды. - Материалы VIII конф. молодых ученых ВИМС, ч. II. М., 1970.
- Школьник Э.Л., Сигов В.Ф., Мамонтов Ю.А., Шербина Ю.И., Махинин А.В. Фосфориты в вулканогенно-кремнистых отложениях нижнего кембрия хр. Джагды. - Геол. и геофиз., 1966, № 12.

О ТРЕХ ФУНКЦИЯХ ЗАТОПЛЕННЫХ ПАЛЕОРУСЕЛ В ФОРМИРОВАНИИ СЕНОМАНСКИХ ФОСФОРИТОВЫХ ЗАЛЕЖЕЙ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Роль палеорусел в процессе накопления фосфоритов рассматривалась Г.И. Бушинским и рядом других исследователей. При этом обращалось внимание в значительной мере на генетическую сторону этого вопроса — такую, как поставка с суши исходного материала для хемогенного фосфоритообразования.

Не касаясь указанных моментов, имеющих отношение к источнику фосфора, остановимся на некоторых сторонах сугубо механической функции затоплявшихся палеорусел (типа каньонов) в формировании сеноманских фосфоритовых залежей Воронежской антеклизы. Наиболее удобно это показать на примере Брянско-Калужского фосфоритоносного района.

Прежде чем перейти к сути вопроса, необходимо остановиться на двух моментах, касающихся общего характера объекта исследований.

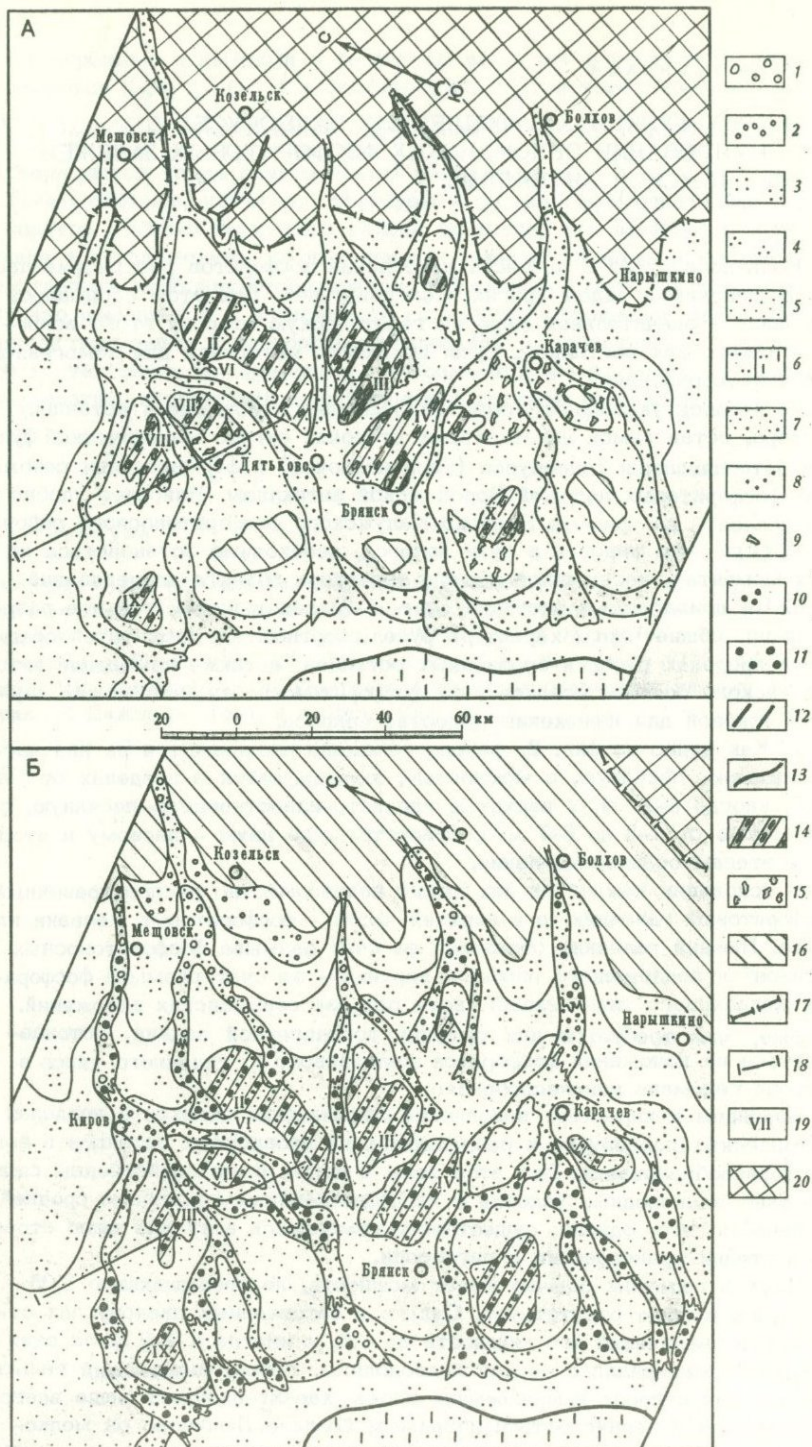
1. На прилагаемых рисунках (фиг. 1–2) как в плане, так и в разрезе видны общие черты характера русел, соотношение мощностей осадков в пределах русел и эрозионных останцов, а также изменение литологического состава осадков и их фосфоритоносности, что может служить основой для изложения существа вопроса.

2. Как видно на фиг. 2, разрез сеномана расчленяется на две части: нижнюю, песчаную, с мощностью, колеблющейся в пределах от 1–2 до 5, иногда 8–10 м, и верхнюю, глинисто-известкисто-песчаную, с мощностью от 1–3 до 6–7 м, соответствующие двум — первому и второму — этапам осадконакопления.

В основании каждой из них лежит несовместно распространенный фосфоритовый галечник, а в верхней части — фосфоритовые желваки или плиты. Нижний галечник образован за счет размыва фосфоритоносных горизонтов подлежащего альба, а верхний — за счет размыва фосфоритов желвакового типа нижней части разреза сеноманских отложений. Глубже, чем требуется для решения поставленной задачи, останавливаться на положении фосфоритов желвакового и галечного типов в разрезе сеномана нецелесообразно.

Перейдем к характеру накопления сеноманских осадков в пределах затопленных палеорусел и разделяющих их эрозионных останцов в зоне фосфоритообразования. Для этой зоны в целом были свойственны сравнительно мелководные условия с гидродинамическим режимом средней активности, что, однако, существенно изменялось в ту или иную сторону в стадии трансгрессии и регрессии.

Нижний галечник обычно имеет мощность, не превышающую 0,05–0,1 м, или вообще отсутствует. Однако в затопленных палеоруслах отмечается увеличение его мощности до 0,5, а иногда и 1–2 м за счет сгущения материала с бортов палеодолины. Песок, вмещающий гальки, так же, как и песок вышележащих слоев характеризуется чаще всего неравномерной зернистостью; например, возле с. Людиново он мелко-



зернистый с содержанием фракции 0,25-0,01 в пределах 50-70% с добавлением среднего зерна 40-30%; тонкозернистая примесь и пылеватый материал весьма незначительны.

В начале указанного периода времени (стадии трансгрессии) в промежутках между руслами - эрозионных останцах чаще всего преобладал размыв верхней части альбского разреза. Об этом можно судить на основании сохранения лишь галек фосфорита альбского типа в качестве реликтов фосфоритоносных отложений альба, залегающих в подошве сеноманского разреза, а также выпадения нижних слоев трансгрессивной серии первого этапа сеноманского осадконакопления, например в районе пос. Молотыково близ г. Дубровский.

При этом происходил снос песка и галек альбского типа в пределы затопленных палеорусел, где имела место аккумуляция значительных масс песка, во много раз превышающая объемы материала в условиях гипсометрически приподнятых участков с рассеянными в нем гальками.

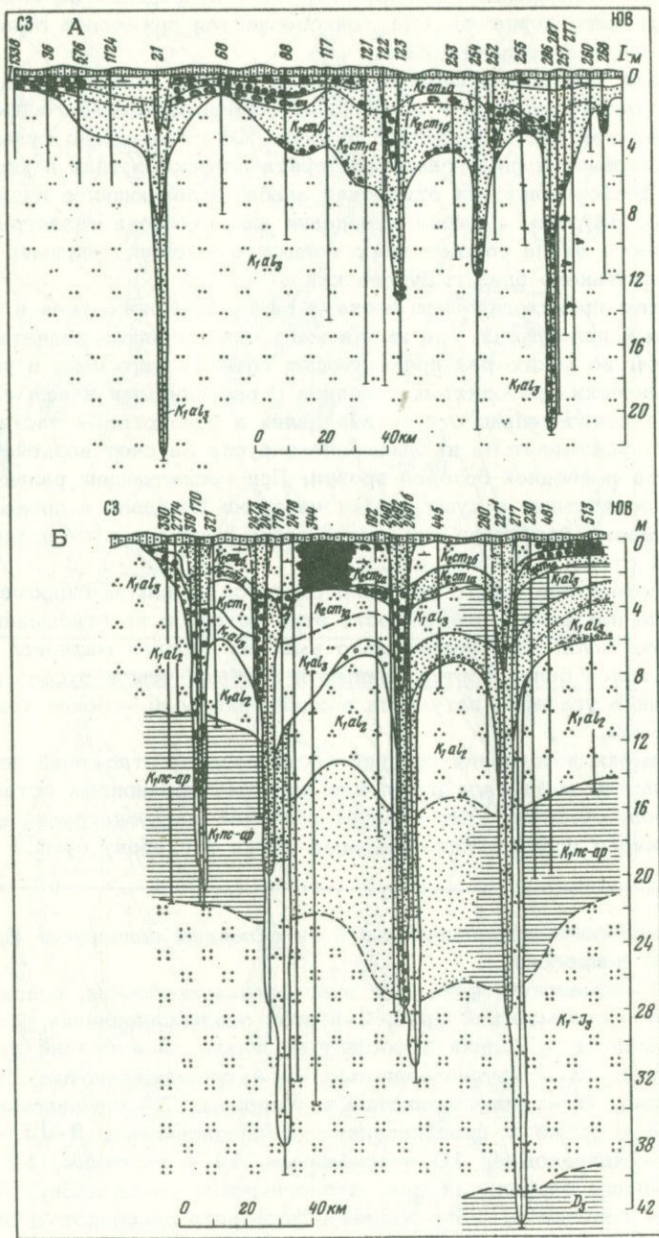
Весьма показательно отсутствие галек в прибортовых частях палеодолин, что указывает на их смещение в русла за счет воздействия волн и процессов подводной боковой эрозии. При последующем развитии трансгрессии поступающие с суши осадки частично попадали в пределы останцов. По своему характеру они также резко отличались от осадков, заполнявших русла.

Это соотношение часто зависело от того, на каком гипсометрическом уровне находились поверхности этих останцов по отношению к зоне воздействия волн: для сравнительно высоких уровней материал останцов оказывался более сортированным и грубым, чем в русле; для низких уровней в условиях затухания воздействия волн - более тонким или алевритистым.

Ко времени накопления средней части разреза отложений первого этапа характер материала русел и в пределах эрозионных останцов становится более близким, что говорит о полной загрузке русел в период максимального продвижения береговой линии в сторону суши.

Фиг. 1. Литолого-фациальная схема затопленных палеорусел Брянско-Калужской депрессии

А - Сеноманский ярус, 1-й этап осадконакопления, стадия регрессии; Б - сеноманский ярус, 2-й этап осадконакопления, стадия трансгрессии. 1 - гальки нефосфатных пород; 2 - гравий кварца; 3-8 - пески: 3 - крупнозернистые, 4 - среднезернистые, 5 - мелкозернистые, 6 - тонкозернистые и алевриты, 7 - неравномернозернистые, 8 - то же с преобладанием среднезернистых; 9-12 - фосфориты: 9 - желваковые, 10 - гравийные, 11 - галечные, 12 - плита; 13 - границы фациальных зон литологических комплексов; 14 - фосфоритовые горизонты; 15 - желваки фосфорита рассредоточенные; 16 - размыты; 17 - береговая линия; 18 - линия разреза; 19 - месторождения (I - Слободско-Которецкое, II - Буканьское, III - Подбужское, IV - Белые Берега, V - Брянско-Полшинская группа, VI - Людиновская группа, VII - Бутчинское, VIII - Ашковское, IX - Дубровская группа, X - Ревнинская группа); 20 - суша



Фиг. 2. Литолого-фациальный разрез палеозойской
 А - Брянско-Калужская депрессия (по линии I-I); Б - Воронежская депрессия (условные обозначения на фиг. 1)

В процессе отступления береговой линии вновь усиливается боковая эрозия и смыв накопившегося материала с гипсометрически возвышавшихся участков, что находит отражение в неравномерности распределения зерен разного размера в осадках затопленных палеорусел и присутствия в их составе рассеянных галек фосфорита.

Однако такая последовательность чаще всего нарушалась или не сохранялась. Обычно материал неоднократно провевался в условиях более активного гидродинамического режима русел по сравнению с окружающими участками¹ и приобретал крайне неравномернозернистый состав за счет средне- и крупнозернистой фракций, часто с резким преобладанием грубых зерен, что указывает на имевший место вынос мелких частиц. Например, в районе дер. Романихи темно-серые слюдистые алевроиты альба перекрываются фосфоритовым галечником мощностью 2,5 м, объединяющим в своем составе материал как нижнего, так и верхнего галечника сеноманского разреза (в том числе мелкие гальки из характерного горизонта второго этапа сеноманского осадко-накопления), и вышележащими неравномернозернистыми мощностью 10,5 м песками с прослоями грубозернистого состава. В данном случае галечник характеризуется полным выносом песчаного материала всего первого этапа. Вышележащий песок, принадлежащий второму этапу, свидетельствует, по-видимому, о периодическом проявлении этого процесса, притом в ослабленной форме, так как неравномернозернистый песок, подстилающий и перекрывающий грубозернистые слои, включает наряду с грубым зерном глинистые частицы.

В районе дер. Новоображенской разрез сеномана представлен песком среднего размера с небольшой примесью более крупных фракций мощностью 8 м, включающим редкие гальки фосфорита, что, по-видимому, говорит не о полном, одновременном перемешивании материала сеноманского разреза, а частичном, периодически повторявшемся.

И в том и в другом случае за пределами русла сеноманский разрез является стандартным для этой части литолого-фациальной зоны, т.е. двухэтапным с фосфоритовыми горизонтами и песком мелкого размера.

На глубину вреза и интенсивность выноса указывает еще один пример. В районе с. Покров русло врезано вплоть до пласта сидеритового алевролита валанжина, вследствие чего выносу подвергались, помимо неокрома, пески апта, альба и нижней половины сеномана, так как русловые отложения представлены известковистыми осадками второй половины последнего мощностью около 9 м.

На основании этих примеров создается представление о том, что наряду с накоплением в русле масс песчано-галечного материала имели место частные переемы его с выносом песка, настолько широко распространенные, что из исключения превращались в постоянно действующий фактор.

¹ В данном случае мы не имеем в виду периоды резкой активизации волн, например связанные с сезонными явлениями, когда воздействие их на осадок преобладало в пределах возвышенных частей подводного рельефа.

Процесс подводной транспортировки терригенного материала, отмеченной в рамках затопленных русел, по-видимому, имел более широкий характер, чем показано нами, включая, помимо местного, также материал дальнего переноса с суши за пределы фосфоритоносного шельфа и, по всей вероятности, в значительной мере был связан с действием приливо-отливных течений.

Об этом свидетельствует наличие среди терригенного осадка русел прослоев песка полимиктового (кварц-полевошпатового) состава в районе Дятьково и галечек пород, чуждых данному району близ пос. Старь, в то время как за пределами русел однообразные пески имеют, как правило, олигомиктовый состав, например на пространстве от Людиново до Брянска. По мнению В.Е.Хаина (1967), Шепарда (1951) и ряда других исследователей, такая протяженная транспортировка значительных масс терригенного материала, в данном случае порядка 100-150 км, вдоль затопленных речных русел производится мутьевыми потоками, возникновение которых обязано указанным выше течениям, с разгрузкой материала вплоть до области континентального склона.

Рассмотренный для первого этапа процесс заполнения русла и накопления в нем галек фосфорита повторился во втором этапе. Последнему предшествовал врез русла в период регрессии. Мощности для этого галечника резко возрастает по сравнению с нижним - 2-3 и даже 5-7 м. Например, севернее пос. Горяиново Курской области он представлен плотно сгруженной галькой, слагающей весь сеноманский разрез, что указывает на еще больший эффект процесса провеивания осадка в русле. С другой стороны, как видно на фиг. 2, мощность галечника часто пропорциональна степени врезания русла, что вполне естественно при указанном ходе процесса, так как связано с расширением или сужением сферы воздействия подводной боковой эрозии.

В ходе этого процесса гальки, первоначально неравномерно рассеянные в заполнявших русло осадках, по принципу гравитации сгружались в подошве, благодаря чему происходило формирование весьма интересного типа фосфоритового галечника. В отличие от обычного "ланд паббле", имеющего площадное распространение и образованного в результате абразии в прибрежной полосе, данный русловой галечник имеет локальное распространение, характеризуется конкретными формами и значительной мощностью; он прошел естественное механическое обогащение, что создает перспективу целенаправленных поисков на этот вид фосфорита.

Таким образом, на фоне общего процесса аккумуляции материала в палеорусле имели место перемывы осадка, приводившие к переотложению и выносу мелких фракций и концентрации грубокластической составляющей. В этом состоит одна из важнейших функций затопленных палеорусел.

Ниже перейдем к выяснению второй функции затопленных палеорусел.

К верхней части пачки слоев первого этапа осадконакопления, образовавшихся в стадию регрессии, относятся желваковые слои и плита фосфорита. На рисунках видно, что они приурочены к возвышенным участкам рельефа - эрозионным останцам, ограниченными палеоруслами (промышленные Слободско-Которецкое, Буканьское и Подбужское мес-

торожения), в то время как в пределах русел отсутствуют. Такое расположение фосфоритовых залежей не случайно. Более высокое гипсометрическое положение эрозионных останцов относительно русел содействовало минимальному поступлению терригенного материала с суши в период хемогенного фосфоритообразования. В процессе садки фосфатного вещества такие условия благоприятствовали концентрации последнего в осадке, т.е. исключались явления разубоживания, как это отмечалось в участках усиленной аккумуляции терригенного материала.

В этом отношении весьма показательно сравнение фосфоритовых серий Буканьского и Слободско-Которецкого месторождений. Фосфоритовая серия последнего представляет собой продукт наиболее интенсивного хемогенного накопления (три фосфоритовые плиты) на фоне резко сокращенного поступления терригенных частиц. На процессе хемогенного фосфатонакопления более подробно, чем требуется для выяснения участия в нем затопленных палеорусел, останавливаться не рационально, поскольку область распространения этого процесса находилась вне пределов палеодолин, что в связи с этим перегружало бы узко рассматриваемую тему. Отрицательные формы рельефа в данном случае играли барьерную роль, выражавшуюся, с одной стороны, в аккумуляции материала, а с другой — в отводе излишнего материала, поступавшего с суши, за пределы фосфоритоносного шельфа.

В целом затопленные палеоруслу благодаря своей сущности как отрицательной формы рельефа и свойственному последней активному гидродинамическому режиму создавали ряд условий, необходимых для образования фосфоритовой плиты и желваковых фосфоритов, тем самым являясь одним из факторов, влияющих на ход хемогенного фосфатонакопления. В этом состоит вторая важная функция затопленных палеорусел.

Третья функция связана с прямым воздействием боковой эрозии на процессы, идущие в области хемогенного фосфоритообразования, т.е. за пределами палеодолины. Сущность последней состоит в том, что вследствие резкого усиления процесса подводной боковой эрозии в пределах палеорусел в стадию регрессии происходит значительное сужение площади фосфоритообразования. Последнее обстоятельство заключается в том, что в зоне резкого перегиба поперечного профиля палеодолины и сопряжения с гипсометрически повышенными участками хемогенного фосфатонакопления имел место смыв хемогенного осадка.

Вследствие этого, как видно на фиг. 1,а, залежи хемогенного фосфорита приурочены к вершинным частям эрозионных останцов, а площадь потенциального фосфоритообразования сокращается на 30–40%.

В этом отношении третья и вторая функции оказывают противоположное воздействие; в то же время они взаимосвязаны в пространстве и времени и взаимно обуславливают друг друга через глубину вреза русла.

Вместе с этим устанавливается взаимная связь между рассматриваемой и первой функциями в стадию регрессии, когда новообразованные фосфоритовые желваки краевой части области фосфоритонакопления по мере включения этой части в сферу воздействия процессов подводной боковой эрозии поступали в область русла и служили пополнением материала руслового фосфоритового галечника. Это хорошо видно на примерах присутствия желваков песчаного фосфорита (свойственного перво-

му этапу сеноманского накопления в отличие от существенно глинистого - альбского), иногда слабо лишь окатанных, среди преобладающие альбских галек в составе нижнего галечника.

Указанные случаи активного проявления процесса подводной боковой эрозии относятся к нижней части зоны сопряжения склона палеодолины и области хемогенного фосфатонакопления. С ними связано ранее отмеченное нами отсутствие галек и желваков фосфорита в прибортовой части палеодолины. В ряде случаев отмечается полное отсутствие осадков нижнего этапа сеноманского накопления, когда на альбские осадки непосредственно ложатся известковистые пески второго этапа (например, в узкой полосе вдоль западного края палеодолины между Дубровским и Бытошью).

Наряду с этим в пределах верхней части зоны сопряжения склона долины и эрозионного останца отмечается снижение активности боковой эрозии. На поперечном профиле затопленной речной долины может идти речь о тех участках, где подводная боковая эрозия была способна активно вымывать песок и смещать его вниз по склону долины в русло, но утратила уже способность перемещать в русло желваки фосфорита.

Такое прямое вмешательство со стороны палеоруслало носило локальный характер; ограничиваясь воздействием только на краевую часть формируемой фосфоритовой залежи в указанной части зоны. Тем не менее в периоды усиления эрозии боковое вымывание песка из слоев с желваками фосфорита было значительным. Этот процесс шел в общем случае во взаимодействии с абразионной деятельностью моря в активной зоне волнений, можно сказать, при ведущей роли последней, вследствие чего боковую эрозию следует рассматривать как побочный процесс, с которым связано удаление материала, сорванного при абразии с места его залегания.

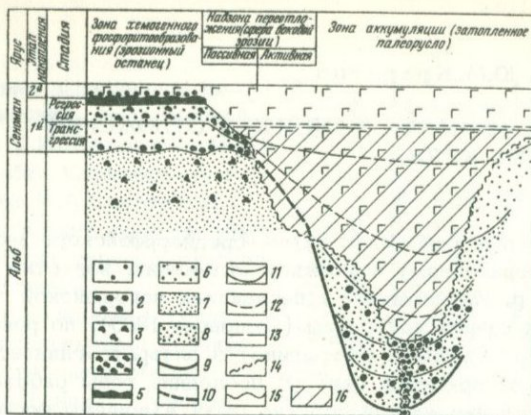
В связи с этим эффект процесса механического формирования фосфоритового горизонта, широко известного под названием "сгружение желваков", обязан совокупному действию абразии и боковой эрозии, в котором трудно рассмотреть частную роль последней.

Как видно, данная функция палеорусел имела две стороны, из которых отрицательная проявилась в сокращении площади хемогенного фосфатонакопления, а положительная - в содействии процессу механического формирования фосфоритовой залежи. Таким образом, в целом третья функция состояла в активном участии палеорусел в процессе образования фосфоритового горизонта.

В совокупном действии роль затопленных палеорусел при формировании фосфоритовых залежей показана на схеме (фиг. 3).

Изложенное выше позволяет сделать следующие выводы:

1. В стадию трансгрессии за счет волновых движений и частично процессов подводной боковой эрозии происходили смыв галек и желваков с гипсометрически повышенных участков, перемещение их вниз по склону долины и аккумуляция в затопленных речных руслах. В последующем в процессе перемыва накопленного в русле осадка и концентрации галек происходило формирование локальной залежи фосфоритового галечника путем воздействия в рамках русел приливно-отливных течений.



фиг. 3. Схема формирования русловой залежи фосфоритового галечника и желваково-плитного горизонта

1 - гальки фосфорита, рассредоточенные в песке; 2 - гальки фосфорита сгруженные; 3 - желваки фосфорита, рассредоточенные в песке; 4 - желваки фосфорита сгруженные; 5 - плита фосфорита; 6 - песок мелкозернистый глауконитово-кварцевый; 7 - песок тонкозернистый кварцевый; 8 - песок неравномернозернистый глауконитово-кварцевый; 9 - досеноманский врез русла; 10 - досеноманский врез русла впоследствии размытый; 11 - условные плоскости наслоения осадков в стадию трансгрессии первого этапа сеноманского осадконакопления; 12 - то же, в последующем размытые; 13 - условный уровень наиболее высокого гипсометрического положения сеноманских осадков в стадию трансгрессии (1-й этап); 14 - врез русла 2-го этапа сеноманского осадконакопления; 15 - поверхности размыва; 16 - размытая часть осадков 1-го этапа сеноманского осадконакопления (в затопленном палеорусле)

2. В стадию регрессии в процессе хемогенного фосфоритообразования палеорусла играли положительную роль, являясь одним из регуляторов концентрации полезного компонента в осадках, предотвращая поступление с суши терригенного материала.

3. Наряду с полезной созидательной работой проявилась отрицательная сторона функции речных русел, выразившаяся в сокращении площади фосфоритовой залежи в зоне наибольшей активности боковой эрозии.

4. Выяснение роли палеорусел в процессе формирования фосфоритовых залежей позволяет на основе палеогеографических построений более точно ориентировать при проведении поисковых работ на фосфориты конкретных типов.

Литература

- Бушинский Г.И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. - Труды Ин-та геол. наук АН СССР, серия геол., 1954, вып. 156, №56
 Хаин В.Е. Общая геотектоника. Изд-во "Недра", 1967.
 Шепард Ф. Геология моря. Гос. изд-во иностранной литературы, 1959.

ФОСФОРИТОНОСНОСТЬ РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Фосфоритоносные отложения ниже-среднерифейского возраста, приуроченные к терригенному комплексу отложений, известны на Енисейском кряже по р. Иркинеевой в песчаниках погорюйской свиты и глинистых сланцах удерейской свиты (Смирнов, 1955), по рекам Тея, Бугорихта и Ангара (вблизи с. Мотыгино) в алевроито-глинистых сланцах горбилоской и погорюйской свит. В последние годы работами Березовской и Ангарской экспедиций попутно были выявлены фосфориты, связанные с аладынской и джурской свитами, которые относятся к карбонатному комплексу отложений, являющемуся с нашей точки зрения наиболее интересным и перспективным в отношении первичных и вторичных фосфоритов.

В Лаборатории осадочных полезных ископаемых с 1970 г. проводится тематическая работа по прогнозной оценке перспектив фосфоритоносности рифейских отложений Енисейского кряжа, имеющая целью составление прогнозной карты на фосфориты в масштабе 1:500 000.

За время полевых работ 1970–1971 гг. нами был собран полевой материал по фосфоритоносности рифейских отложений юго-восточной части Енисейского кряжа, который обобщен в настоящей статье.

Среди толщ, слагающих Енисейский кряж, наиболее широко распространены рифейские и нижнекембрийские отложения. Более древние образования известны лишь в южной части региона, а более молодые сохранились главным образом по его периферии.

Вопросы стратиграфии, тектонического строения, литологии докембрийских отложений Енисейского кряжа достаточно полно освещены в опубликованных (Обручев, 1929, 1939; Кузнецов, 1946, 1952; Шатский, 1960; Кириченко, 1955, 1956; Салоп, 1960; Семихатов, 1962; Мусатов, Волобуев, 1964; Микуцкий и др., 1964; и многие другие) и фондовых работах.

Наиболее полный разрез рифейских отложений Енисейского кряжа наблюдается в его юго-восточной части, в пределах Ангаро-Питского синклинория.

Стратиграфическая схема докембрийских отложений Енисейского кряжа разработана геологами Красноярского геологического управления (А.В. Лесгафт, Ю.А. Озерский, Ф.Я. Пан, Е.В. Покровский, А.К. Рублев и др.) и ВСЕГЕИ (Б.Н. Горбунов, Г.И. Кириченко). Сводная стратиграфическая колонка рифейских отложений Енисейского кряжа приведена на фиг. 1. Согласно этой схеме, рифейские отложения подразделяются на двенадцать свит (снизу вверх): свиту хребта Карлинского, пенченгинскую, кординскую, горбилоскую, удерейскую, погорюйскую, карточку, аладынскую, потоскую, шунтарскую, киргитейскую, нижнеангарскую и дашкинскую. Названные верхние десять свит Г.Ю. Романова (1960 г.) сгруппировала в три седиментационных цикла, соответствую-

ших трех ранее выделенным сериям (сухопитской, тунгусикской и ослянской) Г.И.Кириченко (1955).

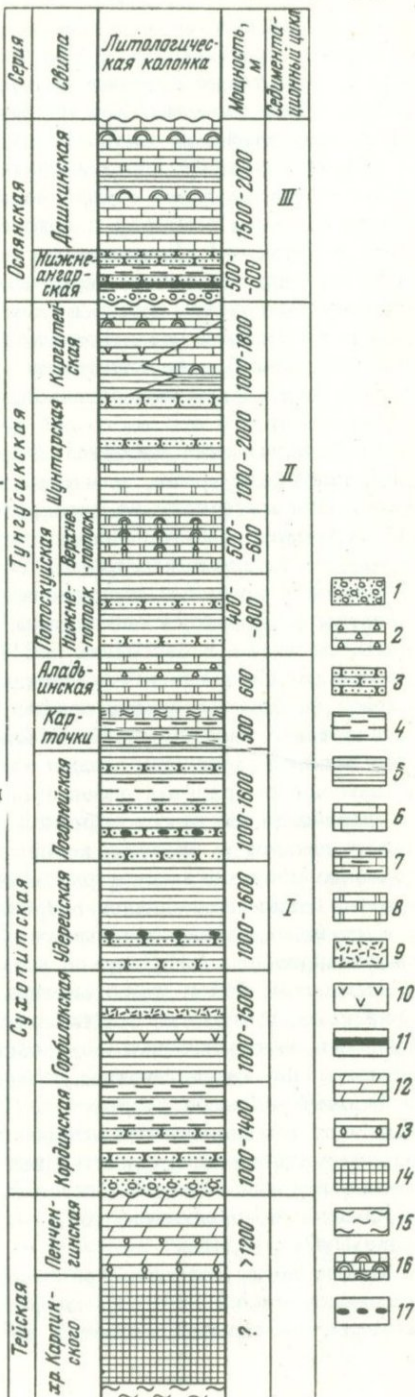
Свиты хребта Карпинского и пенченгинскую М.А.Семихатов, Б.М.Келлер и другие геологи объединили в тейскую серию и отнесли ее к нижнему рифею.

Каждая из выделенных серий начинается терригенными и заканчивается хемогенными образованиями. Первая (снизу), тейская, серия, объединяющая свиты хребта Карпинского и пенченгинскую, представлена в нижней части парагнейсами и кристаллическими сланцами, а в верхней – мраморами и слюдяно-глинистыми сланцами. Мощность серии более 2000 м.

Вторая, сухопитская, серия, в состав которой входят горбилоская, удерейская, погорюйская, карточки и аладинская свиты, внизу сложена преимущественно песчано-глинистыми породами. В ряде разрезов самая нижняя свита этого цикла (горбилоская) залегает на подстилающих отложениях с размывом и конгломератом в основании (реки Панимба, Тея). Верхняя часть серии имеет существенно карбонатный со-

Фиг. 1. Сводная стратиграфическая колонка докембрийских (рифейских) отложений Енисейского кряжа (Клитин, Павлова, Постельников, 1970, с изменениями авторов)

1 – конгломераты; 2 – брекчии; 3 – песчаники; 4 – алевролиты; 5 – сланцы; 6 – известняки; 7 – известняки глинистые; 8 – доломиты; 9 – туфы; 10 – эффузивы; 11 – железные руды; 12 – мраморы; 13 – амфиболиты; 14 – кристаллические сланцы; 15 – гнейсы; 16 – водоросли; 17 – фосфориты



став и представлена доломитами, известняками, известково-глинистыми сланцами. Мощность серии свыше 3500 м.

Третья, тунгусикская, серия (потоскуйская, шунтарская и киргитейская свиты) также начинается терригенными отложениями (нижнепотоскуйская песчано-сланцевая подсвита). Вверху развиты карбонатные породы киргитейской свиты.

Для тунгусикской серии характерно неоднократное чередование терригенных, карбонатных и карбонатно-сланцевых пород и обогащение железом (линзы гематита в потоскуйской и скопления сидерита в киргитейской свитах). Мощность ее колеблется в пределах 4000-5000 м.

Четвертая, ослянская, серия завершает рифейский этап осадконакопления на Енисейском кряже и представлена внизу терригенными породами с продуктами переотложенной древней коры выветривания (нижнеангарская свита) и карбонатными породами дашкинской свиты сверху.

Рифейские отложения западной части Енисейского кряжа хорошо сопоставляются с его восточной частью и содержат в своем составе вулканокластический материал. Фосфоритонность рифейских отложений Енисейского кряжа, в особенности карбонатных, изучена слабо. Имеющиеся материалы по фосфоритонности этих отложений получены либо в результате геологических съемок, либо при поисках и разведке других полезных ископаемых (бокситы, магнезиты и др.).

Наиболее древними образованиями на Енисейском кряже, в которых известны фосфоритонные породы, являются отложения горбилокской свиты, развитые в бассейнах рек Тея и Бугорихта. Здесь отдельные прослои алеврито-глинистых сланцев содержат до 2% P_2O_5 . Выше по разрезу фосфоритонность связана с отложениями удерейской свиты и отмечается в бассейне р. Иркинеевой (Смирнов, 1955). В бассейне р. Иркинеевой глинистые сланцы удерейской свиты являются самым нижним членом разреза рифея этой части Енисейского кряжа. Сложена удерейская свита однообразной толщей темно-серых, иногда почти черных глинистых сланцев, которые при выветривании приобретают зеленовато-серую окраску и рассыпаются в довольно мелкую щебенку. В толще глинистых сланцев встречаются многочисленные тонкие прослой глинистых сидеритов, многие из которых в той или иной степени фосфатизированы. А.И.Смирнов указывает, что в изученном им разрезе мощностью 212 м было описано 198 прослоев глинистого сидерита, 54 из которых заметно фосфатизированы (содержат более 1% P_2O_5). Мощность отдельных прослоев очень невелика и составляет 0,5-3 см. Несмотря на столь ничтожную мощность эти прослои выдерживаются на очень большое расстояние. Прослой глинистых сидеритов отличаются от вмещающих глинистых сланцев своей плотностью, отсутствием слоистости на плоскостях выветривания. При выветривании эти прослой покрываются железистой корочкой.

Химические анализы крупных штуфов показали максимальное содержание P_2O_5 - 9,90%.

Фосфат присутствует в трех формах - скрытокристаллической (глинисто-фосфатное вещество), микрокристаллической и в виде мелких кристалликов апатита, развитых по контурам разрушенных зерен полевых шпатов.

Стратиграфически выше отложений удерейской свиты согласно и с постепенным переходом залегают глинистые сланцы со значительной примесью алевроитового материала погоруйской свиты.

В средней части свиты среди песчано-глинистых сланцев встречаются маломощные прослои разнозернистого песчаника светлого зеленовато-серого цвета с отдельными конкрециями песчанистого фосфорита. Мощность прослоев разнозернистого песчаника составляет 0,03–0,25 м; границы прослоев обычно очень резкие, особенно нижняя, где часто можно видеть следы размыва нижележащих пород.

Конкреции песчанистого фосфорита, приуроченные к прослоям разнозернистого песчаника, имеют черный цвет, благодаря чему они резко выделяются на светлом зеленовато-сером фоне вмещающей породы. Количество конкреций в прослоях весьма невелико, и обычно они находятся на расстоянии 0,5–1,5 м одна от другой. Форма конкреций овальная – яйцевидная, обычно несколько приплюснутая, размером 1–10 см, реже больше или меньше.

Основная масса фосфата представлена скрытокристаллической разновидностью желтовато-коричневого цвета, почти не действующей на поляризованный свет. Наблюдается микрокристаллический фосфат светлого коричневато-желтого цвета и радиальнолучистый фосфат, часто образующий тонкую оторочку вокруг обломочных зерен. Иногда встречаются скопления мелких изометричных зерен апатита.

По данным А.И.Смирнова (1955), содержание P_2O_5 в конкрециях фосфоритов составляет в среднем 16,5%.

Терригенный комплекс отложений, развитый в нижней части сухопитской серии и составляющий более 2/3 мощности всей серии, сменяется хемогенными (карбонатными) отложениями, знаменующими собой новый, резко отличный от нижележащего этап в осадконакоплении на территории Енисейского края.

Карбонатные отложения верхов сухопитской серии разделяются в Ангаро-Питском синклинии на две свиты: карточки и аладынскую.

На большей части рассматриваемой территории отложения свиты карточки представлены в общем довольно однообразной толщей пестро окрашенных глинистых тонкослоистых полосчатых известняков, мощность которых от крайних восточных разрезов до западных значительно увеличивается. Параллельно с этим в свите карточки постепенно пропадает пестрая окраска, породы становятся более толстослоистыми. Среди них появляются строматолитовые разности, а в крайних западных разрезах – и туфогенные породы. Эта свита благодаря своему характерному облику хорошо выделяется в монотонной толще рифея Енисейского края и служит надежным маркирующим горизонтом.

Известняки свиты карточки микрозернистые с мозаичной структурой. Размер зерен кальцита менее 0,01 мм. Почти во всех разностях отмечается примесь глинистого материала, располагающаяся в виде тонких волокнисто-изогнутых слоев, иногда окрашенных гидроокислами железа в бурые тона. Местами известняки доломитизированы. Доломит, представленный хорошо выраженными ромбоэдрами, образует отчетливо ограниченные прослойки размером от 0,2 до 3 мм. В единичных случаях

в известняках наблюдаются чешуйки хлорита, рудного минерала и мелкие зерна кварца.

Фосфатопоявления, связанных с отложениями свиты карточка, пока неизвестно. Отмечаются марганценозные известняки.

Над свитой карточка залегает аладьинская свита. Прекрасные разрезы пород аладьинской свиты можно наблюдать по рекам Ангара, Каменка, Иркинеева и их притокам, а также по керну скважин.

На всей площади распространения аладьинская свита залегает на свите карточка согласно без следов размыва. Аладьинская свита представлена серыми и светло-серыми мелкозернистыми, нередко брекчированными доломитами, обладающими тонкой ровной полосчатостью за счет изменения цвета прослоев. Среди доломитов встречаются доломитизированные известняки, жилы, линзы и неправильной формы тела магнетитов. Доломиты представляют собой плотные, массивные породы и почти нацело сложены зернами доломита, часто с примесью пелитового материала, зерен кальцита, кварца и рудного минерала. Под микроскопом доломиты характеризуются гранобластовой и микрогранобластовой мозаичной структурой. Размер зерен доломита колеблется от 0,1–0,2 до 0,01 мм. Очертания зерен ромбовидные или близкие к ним. Среди доломитов довольно часто наблюдаются окварцованные разности. Микроскопическое изучение указывает на вторичное окварцевание, которое проявляется как в скоплении зерен кварца, так и в равномерной их перемежаемости с зернами карбоната. Отдельные прослои доломитов имеют брекчиевидное строение, причем обломки в них не ориентированы, не окатаны и имеют вид брусков, размеры которых колеблются от нескольких миллиметров до первых дециметров. Обломки сцементированы карбонатной массой, имеющей обычно более светлую окраску, чем окраска самих обломков.

Геологи Красноярского геологического управления – В.А.Абрамов, А.Е.Березий, А.П.Хохлов и другие – отмечают в пределах Иркинеевского выступа мощные (до 30 м) пачки доломитов, брекчиевидных доломитов, показывающих положительную качественную реакцию на фосфор. В результате наших работ установлены некоторые новые участки развития фосфатоносных пород аладьинской свиты (нижнее течение Каменки, левобережье Ангары, напротив устья Каменки). В нижнем течении Каменки, на ее левом берегу, в 3 км выше скал Палати, аладьинская свита сложена толсто- и тонкослонистыми светлыми желтовато-серыми тонкозернистыми доломитами с четкими полосами толщиной от 0,1 до 3 см темного зеленовато-серого цвета, следующими то через 2–5 мм, то через 10–12 см. Среди этих доломитов прослеживаются четко ограниченные пачки в 8–10 м брекчий тех же пород. По данным полевого опробования, вся толща фосфатоносна в той или иной степени.

Фосфатизация доломитов аладьинской свиты установлена нами также на левобережье р.Иркинеевой, ниже устья р.Большая Теря и на Киргитейском месторождении магнетитов.

Особый интерес представляет выявленное геологами Ангарской экспедиции проявление вторичных фосфоритов, связанное с аладьинской свитой и расположенное в пределах Верхнекиргитейского месторождения бокситов.

Верхнекиргитейское фосфоритопроявление приурочено к юго-западному крылу Ангаро-Питского синклинория, к полосе развития терригенно-карбонатного комплекса пород (свиты карточка, аладьинской и потоскуйской). Протяженность полосы более 50 км (от верховий Конченги на юге до пос. Южно-Енисейск на севере).

Фосфориты связаны с отложениями аладьинской свиты, которая в виде узкой полосы протягивается в меридиональном направлении. Сложена свита доломитами, доломитизированными известняками, преимущественное развитие имеют доломиты. С аладьинской свитой в этом районе связан ряд крупных промышленных запасов магнезитов. Среди доломитов присутствуют гнезда талька розового, черного, белого цветов.

Аладьинская свита согласно лежит на породах свиты карточка и перекрывается отложениями потоскуйской свиты.

Фосфоритопроявление расположено в 5 км к север-северо-западу от пос. Киргитей. Оно открыто Киргитейской поисковой партией в 1966 г. (попутно при поисках магнезитов).

Фосфориты представляют собой вторичные образования и относятся к карстовому типу, возникшему за счет выветривания слабифосфатных доломитов аладьинской свиты.

По данным А.А.Гузаева, разрез скв. 239, вскрывшей фосфоритную залежь, представлен в следующем виде:

интервал 0-3,5 м - глина делювиальная;

интервал 3,5-34,7 м - глина пестроцветная, песчанистая с обломками кварца, сланцев, песчаников;

интервал 34,7-45,0 м - фосфатная глина со щебенкой, обломками конкреций и мелкими конкрециями кремнеподобных фосфоритов;

интервал 45,0-47,7 м - доломит светло-серый, мелкокристаллический.

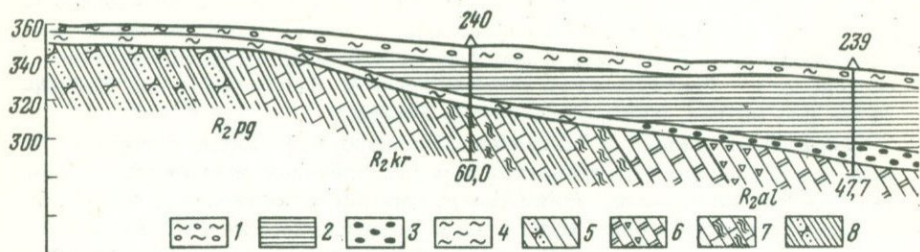
Мощность фосфоритной толщи, вскрытой скв. 239, более 10 м. Ниже, в табл. 1, приводится химический состав фосфоритов по данным опробования Киргитейской партии скв. 239.

Анализ штупной пробы каменистого фосфорита показал свыше 36% P_2O_5 . Доломиты, подстилающие залежь вторичных фосфоритов, слабифосфатны и содержат не более 0,2% P_2O_5 .

На фиг. 2 помещен геологический разрез по поисковой линии скважин, вскрывших фосфоритную залежь. Размеры фосфоритопроявления не установлены.

Как уже отмечалось выше, фосфоритопроявление находится в пределах Киргитейского месторождения бокситов. По данным химического опробования бокситоносных залежей, проведенных Ангарской экспедицией по керну скважин, значительное количество проб (интервалы опробования 0,5-1,0 м) содержит более 1% P_2O_5 , а в ряде проб содержание P_2O_5 достигает 5%.

Приведенные выше материалы свидетельствуют о широком развитии фосфоритоносных глинистых пород на Киргитейском участке, возникших за счет выветривания карбонатных отложений аладьинской свиты, и указывают на необходимость проведения специальных ревизионно-



Фиг. 2. Геологический разрез по поисковой линии, вскрывшей фосфоритоносные отложения. Масштаб: 1:2000. Составил А.А.Гузаев, 1968.

1 - глины делювиальные; 2 - глины пестроцветные; 3 - фосфоритоносные отложения; 4 - кора выветривания терригенных пород; 5 -

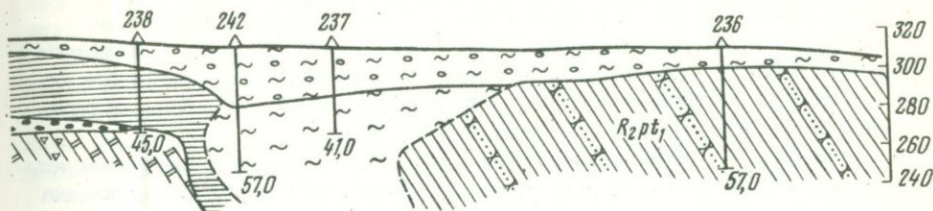
поисковых работ на фосфориты в западной части Ангаро-Питского синклинория, где развит терригенно-карбонатный комплекс пород рифея.

Аладьинская свита довольно широко распространена в пределах Иркинеевского выступа Ангаро-Питского синклинория и в юго-восточной части Татарского антиклинория. В указанных районах она участвует в сложении тех же структур, что и свита карточки, а местами, как, например, в междуречье Лунчи и Иркинеевой, слагает обширные поля. Кроме того, аладьинская свита известна на ограниченной площади - на севере Енисейского кряжа, в бассейне Большой Черной. В западной части кряжа литологическим аналогом аладьинской свиты и свиты карточки являются отложения сосновской свиты. Мощность свиты увеличивается от 500 м в бассейне Иркинеевой до 800 м в районе скалы Потоскуйский Бык. Западнее верхняя часть свиты, по-видимому, замещается сланцами, а в северо-западном и северном направлениях доломиты переходят в доломитизированные известняки. Мощность последних в бассейне верхнего и среднего течения Большого Пита несколько увеличивается с востока на запад. В нижнем течении Большого Пита

Таблица 1

Химический состав фосфоритов по данным опробования Киргитейской партией керна скв. 239 (в %)

Интервалы опробования	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	П.п.п	CaO	MgO	MnO	P ₂ O ₅	Zn
34,7 - 36,0	22,38	14,22	9,01	0,73	7,56	22,71	0,48	0,84	9,57	0,4
36,0 - 38,0	22,2	15,69	8,44	0,66	7,06	24,95	0,74	0,42	9,92	0,4
38,0 - 40,0	17,6	9,53	6,08	0,47	7,0	29,83	0,31	0,21	9,62	0,40
40,0 - 42,0	16,72	9,60	6,3	0,50	7,3	30,61	0,16	0,26	10,04	0,55
42,0 - 43,5	12,32	7,33	5,03	0,37	6,62	31,96	0,55	0,25	10,42	0,47
43,5 - 45,0	16,04	9,38	6,17	0,47	7,44	30,11	0,59	0,36	9,98	0,42



отложения нижнепотоскуйской подсвиты; 6 - доломиты аладьинской свиты; 7 - отложения свиты карточки; 8 - отложения погорюйской свиты

аладьинские известняки замещаются сланцами, не отличимыми от лежащих выше потоскуйских сланцев, поэтому аладьинская свита здесь уже не может быть выделена в разрезе.

С отложений потоскуйской свиты начинается новый седиментационный цикл накопления осадков на территории Енисейского кряжа. Потоскуйская свита по литологическому составу разделяется на две подсвиты: нижнепотоскуйскую, в основном терригенную, и верхнепотоскуйскую, терригенно-карбонатную.

Нижнепотоскуйская подсвита (красногорская свита Г.И.Кириченко) залегает согласно на аладьинской свите и сложена глинистыми сланцами, песчаниками с прослоями алевролитов. Чрезвычайно характерно, что на фоне такого общего однообразия свита обнаруживает быстрые мелкие фациальные изменения, выражающиеся в изменении количества или места в разрезе прослоев песчаников и алевролитов, появлении пестрых сланцев, а в восточных разрезах, кроме того, и ожелезненных существенно гематитовых пород и сидеритов. В западных разрезах в составе свиты в резко подчиненном количестве отмечаются прослой и пачки вулканогенных пород, а вмещающие их породы отличаются повышенным метаморфизмом.

Верхнепотоскуйская подсвита (джурская свита Г.И.Кириченко) на подстилающих отложениях повсеместно залегает согласно; в ряде мест между ними наблюдались постепенные переходы. На всей описываемой территории она представлена в общем довольно однообразной толщей существенно строматолитовых известняков и доломитов, местами с прослоями глинистых сланцев.

К нижней части доломитовой толщи верхнепотоскуйской подсвиты приурочено рудопоявление фосфоритов "Редкое". Участок фосфоритопоявления "Редкое" был выявлен в 1958 г. Богучанской аэрогеофизической партией. В 1963 г. на участке были проведены поисковые работы Березовской экспедиции. По материалам Березовской и Ангарской экспедиций, а также собственных исследований ниже дается характеристика этого фосфоритопоявления.

Фосфоритопроявление "Редкое" находится на правобережье Ангары, в 10 км к востоку от устья Каменки и в 2 км на север от Ангары.

В толще доломитов вскрыты два пласта фосфоритов мощностью 0,3–1,5 м и пропластки мощностью 5 см. Контакты пластов фосфоритов с вмещающими доломитами четкие. Содержание P_2O_5 колеблется от 5,6 до 9%, в отдельных штучных пробах достигает 38%. По простиранию фосфориты прослежены канавами на 800 м.

Фосфориты представляют собой темно-серые породы с неровным шероховатым изломом. Основная масса кремнистых фосфоритов сложена кремнисто-фосфатным веществом. Кремнистое вещество представлено халцедоном и кварцем, а фосфат представляет собой мельчайшие (менее 0,01 мм) зернышки апатита. Для халцедона характерно радиально-лучистое сферолитовое строение кристаллов. Халцедон образует крупнотификационный цемент вокруг агрегатов зерен апатита. Кварц представлен зернами размером от 0,01 до 0,3 мм, которые, как правило, угловатые, обладают нормальным и волнистым погасанием, занимают обычно промежутки между агрегатами зерен апатита, отделяясь от непосредственного контакта с фосфатом халцедоновой каемкой.

Фосфориты ураноносны. По пластам фосфоритов и вмещающих их доломитов развиваются карстовые воронки. Карстовые воронки образуются в первую очередь по пластам фосфоритов, дающих основной материал их глинистого выполнения. Содержание P_2O_5 в глинах достигает 2,5%. В фосфатсодержащих глинах присутствуют пирит, халькопирит, ильменит, гранат. Карстовое поле имеет четкую овальную форму размером 100 x 300 м и представляет собой чашеобразное понижение с максимальной глубиной 65 м в его центральной части. Внутри карстовой области выделяются плохо выраженные воронки. Выполнены воронки глинистым материалом бурого и красно-бурого цвета с многочисленными обломками доломитов. Участками глины сильно омарганцованы и ожелезнены за счет гидроокислов этих элементов. Их характерной особенностью является обогащенность фосфором.

Фосфориты коры выветривания представляют собой, как правило, рыхлую породу, состоящую из разнообразного материала. Гранулометрический состав их варьирует в широких пределах. В этих фосфоритах доминируют мелкие классы (< 1 мм) – 75% от всей массы породы, состоящие в основном из глинистого вещества и фосфата, находящихся в тонком взаимопроращении. Среди обломков наряду с вторичными фосфоритами в большом количестве присутствуют зерна кварца, халцедона, доломита как в сростках, так и в виде обособленных выделений.

Кроме рыхлых фосфоритов, на фосфатопроявлении "Редкое" развиты каменные эпигенетические фосфориты, обычно сильнопористые, обладающие брекчиевой структурой. Как правило, фосфориты коры выветривания имеют более высокое содержание фосфорного ангидрида, чем материнские породы (доломиты, кремнистые фосфориты). Так, например, содержание P_2O_5 в первичноосадочных фосфоритах в среднем составляет 12–15%, в эпигенетических фосфоритах – 15–20%. Для фосфоритов данного типа характерно повышенное содержание некоторых редких и рассеянных элементов по сравнению с материнскими породами.

По данным спектрального анализа ЛОПИ, в них отмечается повышенное содержание цинка (в десять раз больше кларка, редко еще более).

Основными породообразующими минералами эпигенетических фосфоритов являются фосфат кальция, кварц, халцедон и глинистые минералы (преимущественно из группы гидрослюд), а также небольшое количество аксессуарных минералов. К пустоткам и трещинкам в этих фосфоритах приурочены зерна неправильной формы гидрогетита.

Изучение прозрачных шлифов каменных эпигенетических фосфоритов показывает, что фосфат имеет несколько генераций, отличающихся друг от друга по структурным особенностям.

Одна (основная) генерация фосфата представлена бесцветными микросталлами размером до 0,01 мм. Вторая генерация – кристаллический фосфат столбчатой и волокнистой формы, образующий крустификационные каемки вокруг зерен кварца и других минералогических примесей в фосфоритах. Длина столбчатых кристалликов фосфата достигает 0,1 мм, ширина – 0,05 мм. Таблитчатые и короткопризматические кристаллы фосфата, как правило, выполняют полости внутри пустот или целиком заполняют их. Третьей генерацией фосфата является изотопный фосфат, окрашенный в бурый цвет. С этой генерацией фосфата связана наибольшая концентрация глинистой примеси, которая тонко распределена в фосфатном веществе, отличается мелкочешуйчатым строением и довольно высоким двупреломлением и относится, по-видимому, к гидрослюдам.

Доломиты верхнепотоскуйской подбиты, вмещающие фосфориты, представляют собой серую с различными оттенками породу. Макроскопически доломиты мелкозернистые, крепкие с многочисленными прожилками черного и бурого цвета гидроокислов марганца и железа. Под микроскопом доломиты представляют породы, состоящие из зерен доломита большей частью простой, округлой формы, которая стремится к ромбоэдрической. Зерна плотно соприкасаются друг с другом, в совокупности образуют микрогранобластовую мозаичную структуру. Размер зерен доломита колеблется от 0,01–0,05 до 0,1 мм. Среди доломитов довольно часто наблюдаются окварцованные разности. Микроскопическое изучение указывает на вторичное окварцевание, которое проявляется как в скоплении зерен кварца, халцедона, так и в их равномерном рассеивании среди карбоната. В зернах кварца часто наблюдаются реликтовые включения карбонатных зерен, что указывает на замещение карбонатного материала кремнистым. Агрегаты зерен и отдельные индивидуумы кварца, халцедона выполняют гнезда неправильной, часто округлой формы, а также занимают промежутки между зернами доломита.

Кварцевые зерна обладают резко выраженным волнистым погасанием и имеют размеры от 0,01 до 0,3 мм. Для халцедона характерна мелкозернистая (до 0,01 мм), а для кварца мелкозернистая структура, по форме зерен и их взаимоотношению – микрогранобластовая структура.

Фосфат в доломитах представлен двумя генерациями: аморфной и раскристаллизованной (апатит). Основная масса пелитоморфного и мик-

Таблица 2

Химический состав фосфоритов и вмещающих их пород (в %)

№ п/п	№ штупф. обр.	Название породы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
1	45-70	Доломит окварцованный	3,40	Не обн.	0,07	0,12	0,02
2	47-70	То же	2,16	" "	0,06	0,11	0,01
3	47-70	" "	5,36	" "	0,16	0,11	0,02
4	52-70	Доломит	0,48	" "	0,02	0,10	0,01
5	57-70	"	0,66	" "	0,02	0,13	0,01
6	59-70	"	0,56	" "	0,04	0,12	Не обн.
7	60-70	Доломит окварцованный фосфатизированный	12,20	0,43	0,43	0,12	0,03
8	44-70	Фосфорит кремнисто-карбонатный	47,82	Не обн.	0,84	0,24	Не обн.
9	50-70	Кварцит карбонатно-фосфатный	42,86	1,04	Не обн.	0,34	0,03
10	51-70	Кварцит фосфатизированный	96,18	0,19	" "	0,34	Не обн.
11	55-70	Фосфорит кремнисто-карбонатный	37,40	0,15	1,26	Не обн.	3,40
12	56-70	То же	58,40	Не обн.	1,17	0,23	0,01
13	58-70	Кварцит	96,37	" "	Не обн.	1,46	0,01

* TiO не обнаружена.

Анализы выполнены в аналитической лаборатории ЦНИГРИ, г. Тула.

розернистого доломита пронизана извилистыми дендритообразными прожилками, ширина которых не превышает 1 мм. В сложении этих прожилков принимают участие аморфная разновидность фосфата, кварц, доломит в виде зерен довольно правильной ромбоэдрической формы. В контакте с прожилками доломит основной массы несколько перекристаллизован. Обычно аморфный фосфат слегка окрашен в бурый цвет. Мельчайшие зерна апатита встречены были по границам микропрожилков и представляют собой продукт кристаллизации аморфного фосфата.

Другая разновидность фосфата представлена апатитом в виде зерен близгексагональной формы, размеры которых колеблются от 0,04 до 0,1 мм. Зерна апатита, как правило, приурочены к гнездам, выполненным кварцем и халцедоном. Значительно реже апатит встречается в виде отдельных единичных зерен, рассеянных по всему полю шлифа.

Содержание P₂O₅ в доломитах на участке "Редкое" колеблется для подстилающих до 1,7%, а перекрывающих пласты фосфоритов до 1,1%.

В табл. 2 приведен химический состав фосфоритов и вмещающих их пород.

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	P ₂ O ₅	S _{общ}	CO ₂	Сумма
21,33	28,90	0,10	0,07	0,10	0,08	0,13	45,20	99,39
21,87	29,13	0,10	0,07	0,40	0,04	0,02	45,75	99,70
20,74	28,16	0,10	0,07	Не обн.	0,10	0,02	45,55	100,37
21,74	30,10	0,10	0,07	0,07	0,03	0,01	46,90	99,22
21,87	30,40	0,10	0,04	Не обн.	0,15	0,07	46,30	99,68
21,87	29,68	0,05	0,04	" "	0,06	0,01	46,40	98,82
18,82	27,21	0,10	0,17	" "	0,86	0,09	35,00	99,87
4,00	26,70	0,10	0,12	0,92	19,7	0,05	0,63	101,07
11,27	17,58	0,10	0,38	0,23	2,10	0,07	23,60	99,53
0,56	0,94	0,05	0,12	0,40	0,52	0,01	0,46	99,76
1,00	30,75	0,14	0,12	1,90	22,0	0,07	1,30	99,42
0,80	20,14	0,10	0,32	2,64	14,4	0,04	1,52	99,73
Не обн.	0,75	0,05	0,07	Не обн.	0,37	0,01	0,32	99,40

Шунтарская свита залегает согласно на породах верхнепотоскуйской подсвиты, в ряде мест между ними наблюдались постепенные переходы. В шунтарской свите на всем Енисейском кряже преобладают черные глинистые, глинисто-углистые и глинисто-хлоритовидные сланцы, которым подчинены прослой и пачки карбонатных пород, кварцитовидных песчаников и алевролитов. Среди перечисленных пород на западном крыле Ангаро-Питского синклинория и в более западных разрезах появляются пачки пестро окрашенных сланцев и песчаников, а в приустьевой части Большого Пита в свите отмечаются пласты эффузивов, их туфов и туфопесчаников.

К настоящему времени в отложениях шунтарской свиты фосфатонность не известна.

Отложения киргитейской свиты довольно широко распространены на всей территории Енисейского кряжа. Они залегают согласно на породах шунтарской свиты, характеризуются значительной мощностью и пестротой литологического состава. Свита сложена доломитами, известняками, алевроито-глинистыми сланцами и песчаниками.

По направлению к западу и северо-западу происходит фаціальное замещение карбонатных отложений терригенными, и свита приобретает существенно терригенный характер.

На правом берегу р. Каменки, в 3 км выше поселка Усть-Удерея, в глинисто-сланцевой толще киргитейской свиты нами выявлена пачка черных фосфоритоносных глинистых сланцев мощностью около 100 м. В этой пачке наблюдаются тонкие прослои и линзы фосфоритов мощностью около 10 см, содержащих до 16% P_2O_5 . Несколько выше этого фосфоритопоявления, на левом и правом берегах Каменки, наблюдаются скальные выходы доломитов, при качественном опробовании которых молибденовокислым аммонием нами были обнаружены прослои доломита, показывающие ясную реакцию на фосфор.

В бассейне р. Малый Кардакан в кварцевых песках, образовавшихся за счет выветривания кварцитовидных песчаников киргитейской свиты, содержание P_2O_5 достигает более 2%.

Отмеченные выше данные свидетельствуют о региональной фосфатности киргитейской свиты и требуют ее дальнейшего изучения.

Завершается разрез рифейских отложений Енисейского кряжа ослянской серией, которая представлена терригенными породами нижнеангарской свиты внизу и карбонатными породами дашкинской свиты вверху. С этой серией связаны крупные скопления обломочных железных руд Ангаро-Питского бассейна, приуроченные к нижнеангарской свите (Юдин, 1968 г.).

Нижнеангарская свита залегает с размывом на мощной толще морских карбонатно-глинистых отложений киргитейской свиты и согласно перекрывается карбонатными отложениями дашкинской свиты.

Нижнеангарская свита сложена комплексом терригенных пород очень пестрого петрографического состава: железистыми конгломератами, песчаниками, аргиллитами, алевролитами. Лишь в самых верхах свиты наблюдаются линзы известняков и песчаных известняков. Фосфоритоносных пород в отложениях нижнеангарской свиты не обнаружено.

Отложения дашкинской свиты на подстилающих породах залегают согласно с постепенными переходами. В сложении дашкинской свиты участвуют главным образом темно-серые и черные тонкозернистые, преимущественно тонкослоистые известняки (иногда доломитизированные). Среди них наблюдаются прослои толстослоистых и массивных, изредка строматолитовых разностей, листоватых глинисто-известковистых сланцев и глинистых известняков. Фосфоритоносных пород в отложениях дашкинской свиты не обнаружено.

Приведенная выше краткая характеристика фосфоритоносности рифейских отложений Енисейского кряжа показывает следующее:

1. Фосфоритоносность развита по всему стратиграфическому разрезу рифейских отложений и приурочена к различным комплексам пород: терригенному и карбонатному.

2. В терригенном комплексе отложений развит желваковый тип фосфоритов, аналогичный для терригенных отложений некоторых других складчатых районов Сибири (мрасская свита Горной Шории и др.).

3. Фосфориты, связанные с терригенным комплексом отложений Енисейского кряжа, не имеют практического значения. Сам комплекс является малоперспективным в отношении концентрации в нем крупных промышленных залежей фосфоритов.

4. Полученные фактические данные о фосфоритоносности карбонатных пород аладинской, потоскуйской и киргитейской свит, обнаруженные первичных и вторичных фосфоритов, связанных с потоскуйской свитой, и вторичных фосфоритов в коре выветривания пород аладинской свиты свидетельствуют о широкой региональной фосфатоносности карбонатного комплекса отложений Енисейского кряжа.

5. Широкое развитие карбонатных отложений на территории Енисейского кряжа, наличие первичных и вторичных фосфоритов в этих отложениях, а также общие геологические предпосылки свидетельствуют о перспективности отложений карбонатного комплекса в отношении поисков фосфоритов в нем на всей территории кряжа.

Литература

- Кириченко Г.И. Верхний протерозой западной окраины Сибирской платформы. - Материалы ВСЕГЕИ, 1955, вып. 7.
- Кириченко Г.И. О тектонической структуре Енисейского кряжа и о положении ее в общей структуре региона. - Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1956, № 4.
- Кузнецов Ю.А. Докембрий Енисейского кряжа. - Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 4.
- Кузнецов Ю.А. Енисейский кряж. - Труды ЛАГЕД АН СССР, 1952, вып. 1.
- Микуцкий С.П., Бгатов В.И., Благодатский А.В., Лесгафт А.В., Рублев А.К., Турова Л.Ф. Осадочные формации западной части Сибирской платформы и закономерности размещения в них полезных ископаемых. - В кн. "Осадочные формации Сибири". Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1964.
- Мусатов Д.И., Волобуев М.И. Некоторые вопросы геологического развития Енисейского кряжа. - В кн. "Геология юго-западного обрамления Сибирской платформы" (Труды Красноярск. геол. упр.). Изд-во "Недра", 1964.
- Обручев С.В. Тектоника и стратиграфия восточной окраины Енисейского кряжа. - Изв. АН СССР, серия 7, отд. матем. и ест. наук, 1929, № 4.
- Обручев С.В. Обзор развития территории Сибири за время докембрия. - В кн. "Стратиграфия СССР", т. 1. Изд-во АН СССР, 1939.
- Салоп Л.И. Основные черты геологического развития территории СССР в докембрии. - В сб. "Стратиграфия и корреляция докембрия". Изд-во АН СССР, 1960.
- Семихатов М.А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. - Труды ПИН АН СССР, 1962, вып. 68.
- Смирнов А.И. Докембрийские фосфориты Енисейского кряжа. - Труды ГИГХС, вып. 2. Госхимиздат, 1955.
- Шатский Н.С. Принципы стратиграфии позднего докембрия и объем рифейской группы. - Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол., 1960.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ
ХАЛЬКОФИЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОДАХ
СРЕДНЕГО ДЕВОНА НА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОМ СКЛОНЕ
ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Статья составлена на основании обобщения и анализа фактического материала, собранного на территории Воронежской области Н.Э.Гернгардт, на территории Липецкой и южной части Тамбовской областей Е.Д.Надеждиной.

В работе рассматриваются вопросы, связанные с особенностями распределения никеля, кобальта, меди, свинца и цинка в песчано-алевритовых и в меньшей степени глинистых породах среднего девона на северо-восточном склоне Воронежской антеклизы.

В последние годы на юго-западном склоне Воронежской антеклизы в породах кристаллического фундамента архейско-протерозойского возраста обнаружены перспективные медно-никелевые рудопроявления и небольшие, имеющие пока чисто минералогический интерес, концентрации сульфидов свинца, цинка и молибдена. Наиболее детально изучены геохимические аномалии в пределах метаморфических архей-протерозойских и изверженных пород кристаллического фундамента. В результате обобщения имеющегося фактического материала Д.И.Никитенко и Ф.Н.Фирсов (1968 г.) выделили для архей-протерозойских пород фундамента в пределах Воронежской антеклизы следующие рудные формации: 1) сульфидную медно-никелевую, 2) полиметаллическую и 3) редкометалльную.

Породы осадочного чехла с точки зрения концентрации в них полиметаллических руд являются не менее благоприятными, чем породы кристаллического фундамента. Выявление особенностей распределения свинца, цинка, меди, кобальта и никеля в породах осадочного чехла может значительно облегчить задачу поисков слепых рудных тел и зон в архей-протерозойских породах фундамента.

Воронежская антеклиза, расположенная в центральной части Русской платформы, является крупной региональной структурой северо-западного простирания. Она имеет двухъярусное строение: нижний структурный ярус - кристаллический фундамент - и верхний структурный ярус - осадочный чехол.

Породы кристаллического фундамента сложены метаморфизованными архей-протерозойскими гнейсово-мигматитовыми и гранитоидными образованиями и менее метаморфизованными протерозойскими песчано-сланцевыми отложениями.

Осадочный чехол, залегающий с угловым несогласием на породах фундамента, представлен слабо литифицированными песчано-известковистыми породами палеозой-мезозой-кайнозойского возраста. На северо-восточном склоне антеклизы, а также на небольших участках в ее сводовой и присводовой частях, непосредственно на породах фундамента залегают терригенные и хемогенные осадки среднего и верхнего девона, на юго-западном склоне - терригенные и хемогенные осадки карбона,

в сводовой части – мамонские слои верхнего девона, сменяющиеся к северо-западу (в Курской области) осадками мезозоя.

Средний отдел девона представлен ниже- и верхнеживетским подъярусами.

Нижнеживетский подъярус состоит из пярнуского горизонта, морсовской и мосоловско-черноярской толщ; верхнеживетский подъярус представлен старооскольским горизонтом, разделенным на воробьевские, ардатовские и муллинские слои.

В основании осадочного чехла на территории Липецкой и Тамбовской областей залегает в основном морсовская толща; более древний, пярнуский, горизонт установлен в небольших локальных участках, приуроченных к относительно глубоким впадинам в рельефе фундамента.

Отложения морсовской толщи на севере исследованного района представлены карбонатно-сульфатным комплексом пород с подчиненным развитием терригенных.

К югу, по направлению к оси Воронежской антеклизы, и на восток, в составе морсовских отложений все большее значение приобретают терригенные породы; при этом общая мощность отложений в этом же направлении сокращается до полного выклинивания в Воронежской области.

Отложения мосоловской и черноярской толщ по сходству литологического состава и отсутствию признаков перерыва объединены в единую мосоловско-черноярскую толщу. Вблизи оси Воронежской антеклизы (в Воронежской области) мосоловско-черноярская толща представлена грубозернистыми, плохо отсортированными песчаниками с карбонатным цементом. К северу – в Липецкой и Тамбовской областях – терригенные породы постепенно сменяются карбонатными. Мощность мосоловско-черноярских отложений вблизи оси Воронежской антеклизы колеблется от 0 до 10–20 м, севернее и северо-восточнее мощность постепенно увеличивается до 72 м (Тамбов).

На мосоловско-черноярских отложениях трансгрессивно залегают породы старооскольского горизонта, его основание сложено терригенными породами воробьевского времени.

На восточной и северной окраинах района воробьевские осадки представлены мелкозернистыми песчаниками и алевролитами, к югу, по направлению к оси Воронежской антеклизы, песчаники и алевролиты сменяются разнообразно окрашенными аргиллитоподобными глинами. Мощность воробьевских отложений на севере района около 50 м, вблизи оси антеклизы уменьшается до 2–12 м.

Средняя часть старооскольского горизонта – ардатовские слои – сложена пестроцветными терригенными породами с небольшими прослоями карбонатных. Мощность отложений (по сравнению с воробьевскими слоями) возрастает на севере района до 60–83 м, вблизи оси антеклизы уменьшается до 10 м.

Разрез старооскольского горизонта заканчивается пачкой монотонных терригенных пород, выделенных в муллинские слои. Мощность отложений относительно выдержана и составляет 30–35 м и только на крайнем востоке возрастает до 100 м.

Осадки старооскольского горизонта трансгрессивно перекрываются отложениями франского яруса.

Фоновые и аномально-высокие содержания никеля, кобальта, меди, свинца и цинка в терригенных породах среднего девона на территории Воронежской области

Элементы	Породы	Чувствительность определения	Кларк	Фоновые содержания элементов				Аномально высокие содержания по данным химических анализов				
				мосоловско-черноярская толща	воробьевские слои	арда-товские слои	муллинские слои	архей-протерозой	мосоловско-черноярская толща	воробьевские слои	арда-товские слои	муллинские слои
Ni	Основные изверженные породы	} $3 \cdot 10^{-4}$	$1,6 \cdot 10^{-2}$	-	-	-	-	0,022- 0,18-0,26	-	-	-	-
	Ультраосновные изверженные породы		$2 \cdot 10^{-1}$	-	-	-	-		-	-	-	-
	Песчаники, алевролиты		$5 \cdot 10^{-4}$	0,024	0,0002	0,0003	0,0004	-	0,027- 0,057	0,003	-	-
	Аргиллитоподобные глины		$9,5 \cdot 10^{-3}$	-	0,001	0,0008	0,0009	-	0,017	0,07	0,005	0,005 0,026
Co	Основные изверженные породы	} $1 \cdot 10^{-4}$	$4,5 \cdot 10^{-3}$	-	-	-	-	0,004- 0,03-0,06	-	-	-	-
	Ультраосновные изверженные породы		$2 \cdot 10^{-2}$	-	-	-	-		-	-	-	-
	Песчаники, алевролиты		-	0,009	0,0001	0,0002	0,0003	-	0,002- 0,047	0,001- 0,009	-	0,001
	Аргиллитоподобные глины		$2 \cdot 10^{-3}$	-	0,002	0,0005	0,0006	-	-	0,03	0,003- 0,009	0,001- 0,002

Cu	Основные изверженные породы	} $2 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-2}$	-	-	-	-	$\frac{0,016}{0,006}$	-	-	-	-
	Ультраосновные изверженные породы		$2 \cdot 10^{-3}$	-	-	-	-		-	-	-	-
	Песчаники, алевролиты		-	0,0043	0,0008	0,0003	0,0009	-	0,004- 0,009	0,006	0,01	0,004- 0,009
	Аргиллитоподобные глины		$5,7 \cdot 10^{-3}$	-	0,001	0,0008	0,002	-	0,005	0,005- 0,01	0,004- 0,007	0,004- 0,009
Pb	Основные изверженные породы	} $3 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-4}$	-	-	-	-	$\frac{0,003}{0,003}$	-	-	-	-
	Ультраосновные изверженные породы		$1,5 \cdot 10^{-5}$	-	-	-	-		-	-	-	-
	Песчаники, алевролиты		$2 \cdot 10^{-3}$	0,001	0,0003	0,001	0,002	-	0,003- 0,008	0,003	Не обн.	0,003- 0,007
	Аргиллитоподобные глины		$2 \cdot 10^{-3}$	-	0,0003	0,001	0,001	-	0,003	0,01	0,005	0,003
Zn	Основные изверженные породы	} $2 \cdot 10^{-2}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$	-	-	-	-	0,13 0,06	-	-	-	-
	Ультраосновные изверженные породы		$3 \cdot 10^{-3}$	-	-	-	-		-	-	-	-
	Песчаники, алевролиты		$2 \cdot 10^{-3}$	-	Не обн.	-	-	-	0,007	0,007- 0,01	Не обн.	0,01- 0,08
	Аргиллитоподобные глины		$8 \cdot 10^{-3}$	-	"	"	-	-	0,01	0,02	0,005	0,006

Характеристика особенностей распределения никеля, кобальта, меди и свинца дается на основании вычисленных основных геохимических параметров по методике, предложенной геохимической партией Геологического управления центральных районов ("Инструкция" . . . ,1965).

За основные геохимические параметры приняты фоновое содержание ($C_{\text{ф}}$) и предел аномального содержания ($C_{\text{А}}$).

Указанные параметры были получены в результате вариационно-статистической обработки около 1000 приближенно-количественных спектральных анализов на электронно-вычислительной машине марки ТВМ НАИРИ.

Величина местного геохимического фона - $C_{\text{ф}}$ - вычислялась в зависимости от математического закона распределения элемента в породе.

Если большие и меньшие содержания элемента встречались одинаково часто, а наиболее часто встречающиеся содержания были близки к среднему арифметическому, математический закон распределения считался нормальным, или симметричным. Он характеризует распределение породообразующих или петрогенных элементов.

Если наиболее часто встречающиеся концентрации были меньше среднего арифметического содержания, распределение элемента происходило по логарифмически нормальному закону.

В этом случае подсчет средних содержаний производился по логарифмам значений содержаний.

Логарифмически нормальному закону распределения подчиняются микрорезоменты, не свойственные породе, а характерные для единичных акцессорных минералов.

Практически за фоновое содержание принимались в случае нормального закона распределения - среднее арифметическое, в случае логарифмически нормального - среднее геометрическое содержание.

Аномальным содержанием считалось такое, вероятность встречи которого достаточно мала.

На территории Воронежской области пробы с аномально-высокими содержаниями (по данным приближенно-количественных спектральных анализов) подвергались контрольному химическому анализу (см. таблицу). На территории Липецкой и Тамбовской областей в связи с очень низкими содержаниями Ni, Co, Cu, Zn, Pb контрольные химические анализы не проводились.

Особенности распределения цинка из-за низкой чувствительности спектрального анализа даются на основании химических анализов 50 проб, отобранных исключительно на территории Воронежской области (см. таблицу). В Липецкой и Тамбовской областях характер распределения цинка не освещается.

Никель. По данным химических анализов единичных проб максимальные содержания никеля установлены в ультраосновных - 0,2-0,3%, меньше основных - 0,02-0,03 изверженных породах фундамента (см. таблицу).

На территории Воронежской области базальными горизонтами осадочного чехла являются песчано-алевролитовые и карбонатные породы мосоловско-черноярской толщи. В песчано-алевролитовых породах указан-

ного возраста фоновое содержание никеля составляет 0,02%, аномально высокое по данным химических анализов небольшого числа проб 0,06%.

В связи с очень незначительным развитием глинистых пород фоновое содержания никеля для них не были подсчитаны. По данным химических анализов единичных проб содержания никеля в глинистых прослоях составляют 0,001–0,017% или близки к фоновым содержаниям в песчано-алевролитовых породах.

Интересно отметить, что в ряде разрезов мосоловско-черноярской толщи, представленных песчаниками, сменяющимися выше по разрезу известняками, происходит резкое падение содержания никеля от десятых долей процента в песчаниках до нуля – в известняках.

На территории Липецкой и Тамбовской областей базальными горизонтами осадочного чехла являются песчано-алевролитовые породы морсовской толщи (пярусский горизонт охарактеризован единичными пробами и поэтому нами не рассматривается).

На территории Липецкой области в песчано-алевролитовых породах морсовского горизонта фоновое содержание Ni равно 0,0004%, в аргиллитоподобных глинах повышается до 0,001%.

В южной части Тамбовской области в песчано-алевролитовых породах морсовского времени содержания никеля находятся ниже предела чувствительности приближенно-количественного спектрального анализа, в аргиллитоподобных глинах возрастают до 0,0004%.

Таким образом, в базальных песчано-алевролитовых породах нижнеживетского времени на территории северо-восточного склона Воронежской антеклизы отмечается крайне неравномерное распределение никеля. На территории Воронежской области они превышают кларковые в 200 раз, на территории Липецкой области находятся в пределах кларковых, в Тамбовской ниже предела чувствительности спектрального анализа.

Четко отмечается литологическая приуроченность никеля; его максимальная концентрация в районах, где содержания находятся в пределах кларковых или ниже, установлена в глинистых породах. В районах, где содержания никеля в сотни раз превышают кларковые, он распределяется в терригенных породах более или менее равномерно, в то же время известняками практически не сорбируется.

Существенные колебания содержания никеля наблюдаются не только в пределах различных областей и литологических типах пород, но и в пределах различных структурно-тектонических зон. Максимальные содержания никеля в нижнеживетских отложениях установлены в районе Лосево-Мамонской зоны разломов, вытянутой в субмеридиональном направлении от Воронежа до деревни Нижний Мамон.

В районе указанной зоны содержания никеля в мосоловско-черноярских песчаниках составляют в основном сотые, редко тысячные доли процента. К востоку и северо-востоку от Лосево-Мамонской зоны разломов содержания никеля резко падают до десятитысячных долей процента, а иногда и ниже предела чувствительности спектрального анализа.

В верхнеживетское время на территории Воронежской области фоновое содержание никеля в песчано-алевролитовых породах уменьшается в сотни раз и становится ниже кларковых (см. таблицу).

В пределах Липецкой области фоновое содержание никеля в песчано-алевролитовых породах верхнеживетского времени уменьшается вверх по разрезу от 0,0007% – в воробьевских слоях до 0,0002% – в ардатовских и муллинских слоях.

В то же время в Тамбовской области содержания никеля снизу вверх по разрезу увеличиваются от нулевых значений в воробьевское время до кларковых содержаний в ардатовское и муллинское время.

Фоновые содержания никеля в глинах верхнеживетского возраста в пределах трех областей в два-три раза, иногда в десятки раз превышают содержания в песчано-алевролитовых породах, оставаясь на уровне кларковых; при этом максимальные содержания фиксируются в пределах Воронежской области.

Анализируя характер распределения никеля по площади и в разрезе, можно сделать следующие предварительные выводы:

1. В нижнеживетское время аномально высокие содержания никеля (0,06%) установлены в небольших локальных участках, тесно связанных как с составом изверженных пород фундамента, так и с его структурно-тектоническим планом.

2. В верхнеживетское время геохимическая связь с изверженными породами и структурами фундамента нарушается, фоновые содержания падают ниже кларковых, зато площадь "заражения" никелем за счет перемыва и переотложения осадков значительно расширяется, происходит рассеивание никеля на значительной территории, в результате чего фоновые содержания никеля в Липецкой и Тамбовской областях по сравнению с нижнеживетским временем значительно возрастают.

3. Обогащение никелем терригенных пород основания осадочного чехла происходит за счет ультраосновных и в меньшей степени основных изверженных пород фундамента.

4. В пределах северо-восточного склона антеклизы в распределении никеля отмечается четкая связь с определенными литологическими типами пород. Лучшим сорбентом никеля являются глины, худшим – известняки.

Кобальт. Максимальные содержания кобальта по данным химических анализов единичных проб установлены в ультраосновных (0,03 – 0,06%) и основных (0,004%) изверженных породах кристаллического фундамента.

В пределах Воронежской области в песчано-алевролитовых породах мосоловско-черноярской толщи фоновые содержания кобальта равны 0,009%, по данным химических анализов 20 проб его содержания колеблются в пределах 0,002–0,047%.

В глинистых породах единичные полуколичественные спектральные анализы дают содержания 0,001%.

На территории Липецкой области фоновые содержания в песчано-алевролитовых породах морсовского времени составляют 0,001%, что несколько ниже кларка.

В южной части Тамбовской области в песчано-алевролитовых породах нижнеживетского времени кобальт не обнаружен. В связи с тем, что кларки кобальта для песчано-алевролитовых пород не определены, мы пользовались для наших выводов кларками для глин, зная заранее, что

они выше, чем для песчано-алевролитовых пород (по аналогии с кларками никеля).

Фоновые содержания кобальта в песчано-алевролитовых породах мосоловско-черноярского времени в пределах Воронежской области более чем в четыре раза превышают кларковые. Так же, как и для никеля, максимальные концентрации кобальта приурочены к территории долгоживущего регионального разлома - к Лосево-Мамонской зоне (здесь, по данным химических анализов единичных проб, максимальные содержания превышают кларковые не менее чем в 20 раз).

В аргиллитоподобных глинах фоновое содержание кобальта на территории Липецкой области для морсовских отложений составляет 0,0003%, для мосоловско-черноярских 0,0002%. Для мосоловских глин Тамбовской области фоновые содержания кобальта 0,0002%.

В песчано-алевролитовых породах верхнеживетского времени содержания кобальта резко уменьшаются; при этом они фиксируются только на территории Воронежской области. В Липецкой и Тамбовской областях кобальт в песчано-алевролитовых породах не обнаружен.

В Воронежской области в аргиллитоподобных глинах верхнеживетского возраста фоновые содержания кобальта меняются от 0,002% в воробьевских слоях до 0,0006% - в муллинских (см. таблицу).

В Липецкой области в аргиллитоподобных глинах воробьевских слоев фоновое содержание кобальта ниже кларкового и равно 0,0003%, вверх по разрезу фоновое содержание незначительно уменьшается и в муллинских слоях составляет 0,0001%.

В Тамбовской области фоновое содержание кобальта в глинах в разрезе верхнеживетского времени практически не изменяется и составляет 0,0002%.

На основании изложенного фактического материала следует, что распределение кобальта подчиняется тем же закономерностям, что и распределение никеля.

Наиболее высокие фоновые содержания установлены для терригенных пород мосоловско-черноярской толщи на территории Воронежской области, в пределах Лосево-Мамонской зоны разломов.

Медь. Максимальные содержания меди, по данным химических анализов единичных проб, установлены в перидотитах, приуроченных к Лосево-Мамонской зоне разломов, максимальные содержания меди в них составляют 0,19%. В других участках Воронежской области содержания меди в основных и ультраосновных изверженных породах уменьшаются до тысячных долей процента.

В мосоловско-черноярских песчано-алевролитовых породах в пределах Воронежской области фоновое содержание меди составляет 0,0043%.

В морсовских песчано-алевролитовых породах Липецкой области оно снижается до 0,0009%, в Тамбовской - до 0,0035%.

Очень низкие фоновые содержания - 0,0003% - установлены в известняках морсовского и мосоловско-черноярского времени на территории Липецкой и Тамбовской областей. В аргиллитоподобных глинах этих же районов фоновое содержание резко повышается и составляет 0,002%.

В песчано-алевролитовых породах верхнеживетского времени содержания меди для трех областей практически одинаковы и равны десяти-

тысячным долям процента. В глинах содержания меди возрастают до тысячных долей процента, что соответствует кларковому содержанию.

В заключение следует отметить, что наиболее высокие фоновые содержания меди отмечаются на территории Воронежской области в песчано-алевролитовых и глинистых породах нижнеживетского возраста.

В терригенных осадочных породах среднедевонского возраста на территории северо-восточного склона Воронежской антеклизы аномально высокие содержания меди не установлены. Фоновое содержание меди находится в пределах тысячных и десятитысячных долей процента, т.е. не превышает кларковых. В распределении отмечается некоторое обогащение медью глинистых пород, однако содержания и там не превышают кларковых.

Свинец. В породах кристаллического фундамента содержания свинца очень низкие. В большинстве проб по осадочно-метаморфическим и ультраосновным изверженным породам фундамента свинец не обнаружен. Максимальные его концентрации - 0,001-0,002% - связаны с гранитами.

В породах осадочного чехла наиболее высокие фоновые содержания установлены в известняках и песчаниках морсовского и мосоловско-черноярского возрастов (нижнеживетский подъярус).

В Липецкой и Тамбовской областях фоновые содержания в морсовских известняках - 0,003%, в мосоловско-черноярских - 0,005%.

В Воронежской области в мосоловско-черноярских известняках количество свинца в единичных пробах (по данным химических анализов) повышается до 0,012%, в песчаных породах составляет 0,008%.

В Липецкой области в морсовских песчаниках фоновые содержания свинца 0,004% (по данным полуколичественных спектральных анализов).

В песчаных отложениях верхнеживетского времени количество свинца в пределах Липецкой, Тамбовской и Воронежской областей уменьшается до 0,001% и находится в пределах кларковых. В глинистых породах фоновые содержания несколько выше, чем в песчаных. При этом в глинистых породах наблюдается уменьшение содержания свинца вверх по разрезу: в воробьевских глинах фоновое содержание составляет 0,004%, в ардатовских - 0,003%, в муллинских - 0,002%.

В заключение следует отметить, что свинец в пределах Липецкой, Тамбовской и Воронежской областей довольно равномерно распределен по площади и в разрезе.

Фоновые содержания свинца для всех типов пород, за исключением известняков, находятся в пределах тысячных долей процента и не превышают кларковых содержаний.

Цинк. На территории Воронежской области цинк распространен почти повсеместно. Из 50 химических анализов он не был обнаружен только в шести пробах.

В кристаллических породах фундамента содержания цинка колеблются в широких пределах. Так, в перидотитах содержание цинка составляет 0,13%, в пироксенитах - 0,037%, в амфиболитах его содержание снижается до 0,006%, в коре выветривания гранитов - 0,005% (в единичных пробах).

В породах осадочного чехла наиболее высокие концентрации установлены в мосоловско-черноярских отложениях нижнеживетского времени.

В песчаниках мосоловско-черноярской толщи содержания цинка колеблются от 0,003 до 0,009%, в известняках - 0,007%, в глинах наблюдается увеличение содержания до 0,01%.

В песчано-алевролитовых породах базальных горизонтов верхнеживетского возраста - в воробьевских слоях - содержания цинка составляют 0,003-0,007%. Повышение концентраций отмечается в глинах указанного возраста, где его содержания увеличиваются до 0,02%.

Породы ардатовских слоев по содержанию цинка наиболее бедные, в песчано-алевролитовых осадках, как правило, он отсутствует, в глинах его содержания составляют 0,004-0,007%.

Для песчано-алевролитовых пород муллинского времени отмечается значительное увеличение содержания цинка. В основании муллинских отложений содержания цинка составляют 0,02%, вверх по разрезу они уменьшаются до 0,002%, в кровле муллинских слоев песчано-алевролитового состава они вновь увеличиваются до 0,08%. В глинах муллинских слоев содержания цинка значительно ниже, чем в песчано-алевролитовых породах того же возраста, и составляют 0,002-0,003%.

На основании приведенных выше данных отмечается очень неравномерное распределение цинка как по площади Воронежской области, так и в разрезе ниже- и верхнеживетских отложений.

Максимальные содержания цинка в песчано-алевролитовых породах установлены для мосоловско-черноярских и муллинских отложений.

В глинах максимальная концентрация цинка характерна для мосоловско-черноярских отложений, где она значительно превышает концентрацию этого элемента в песчано-алевролитовых породах того же возраста. В муллинских слоях содержания цинка в глинах значительно ниже, чем в муллинских песчано-алевролитовых породах и в мосоловско-черноярских глинах.

В заключение следует сказать, что терригенные породы среднего девона на всей изученной территории характеризуются общей зараженностью халькофильными элементами. Источником указанной зараженности являются в основном ультраосновные и меньше основные и кислые изверженные породы фундамента.

Среди халькофильных элементов четко выраженные ореолы образуют никель и кобальт, их максимальные концентрации приурочены к участку Лосево-Мамонской зоны разломов. К северу и северо-востоку от центральной части Воронежской области количество никеля и кобальта закономерно уменьшается, в Липецкой и Тамбовской областях их содержания становятся ниже кларковых.

Концентрации никеля и кобальта имеют не только узкое площадное распространение, они также четко локализируются в определенном возрастном интервале - в мосоловско-черноярских отложениях.

Медь и свинец практически равномерно распределены по площади и не образуют сколько-нибудь повышенных концентраций.

Низкая чувствительность полуколичественного спектрального анализа на цинк не позволила достаточно уверенно определить закономерности его распределения. На основании изучения имеющихся химических анализов по Воронежской области можно сказать, что цинк распределен по площади и в разрезе крайне неравномерно; его максимальные кон-

центрации, значительно превышающие кларковые, установлены в московско-черноярских и муллинских отложениях.

Для всех халькофильных элементов четко намечается определенная литологическая приуроченность.

Для меди, никеля и кобальта отмечается избирательная сорбция глинами и песчаниками при отрицательной сорбции известняками. Для свинца же наиболее благоприятным сорбентом являются известняки.

Литература

- Беус А.А., Григорян С.В. и др. Руководство по предварительной математической обработке геохимической информации при поисковых работах. Изд-во "Недра", 1965.
- Виноградов А.П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. Изд-во МГУ, 1955.
- Виноградов А.П., Ронов А.Б., Ратынский В. Эволюция химического состава глин Русской платформы. - Геохимия, 1945, № 2.
- Виноградов А.П., Ронов А.Б. Состав осадочных пород Русской платформы в связи с историей ее тектонических движений. - Геохимия, 1956, № 6.
- Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. - Геохимия, 1962, № 7.
- Гинзбург И.И. и др. Применение геохимического метода при металлогеническом исследовании рудных районов. Изд-во "Недра", 1966.
- Захаров Е.Е., Крестин Е.М. О металлогении центральной части Русской платформы. - Сов. геология, 1969, № 12.
- Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. Изд-во "Недра", 1965.
- Мезенцев О.К., Ратников В.М., Скороспелкин С.А. Статистическая обработка данных геохимических поисков. - Разведка и охрана недр, 1964, № 10.

ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Основание осадочного чехла на северо-восточном склоне Воронежской антеклизы (в пределах Липецкой, Тамбовской и Воронежской¹ областей) сложено карбонатно-терригенными породами, залегающими с резким стратиграфическим и угловым несогласием на кристаллических породах докембрийского фундамента.

Минералогическими анализами тяжелых фракций, выделенных из проб преимущественно терригенных, песчано-алевролитовых пород среднего и низов верхнего девона, впервые для изученной территории установлено широкое распространение полиметаллической минерализации.

Пробы, в которых были обнаружены сульфиды меди, свинца и цинка, отобраны по керну глубоких скважин, пробуренных в 60-х годах и вскрывших полные разрезы базальных горизонтов осадочного чехла.

На площади Воронежской антеклизы, в основном за пределами исследованного района, известен ряд полиметаллических рудопоявлений. По генезису и приуроченности к определенным комплексам пород эти рудопоявления можно подразделить на два типа.

1. Полиметаллическая минерализация в породах кристаллического фундамента.

2. Полиметаллическая минерализация в породах осадочного чехла.

Генезис полиметаллических рудопоявлений как в докембрийском кристаллическом фундаменте, так и в породах осадочного чехла, трактуется исследователями по-разному, причем нередко генезис одного и того же рудопоявления разными авторами объясняется различно.

Наиболее распространена гипотеза о гидротермальном происхождении проявлений полиметаллической минерализации. Сторонники осадочного, диагенетического происхождения полиметаллической минерализации, так же как и последователи гидротермальной гипотезы, при столкновении генезиса того или иного рудопоявления опираются главным образом на его общегеологическое положение, формы минеральных выделений (жильные, вкрапленные и пр.), описание внешнего вида минералов и т.д.

Никаких более детальных экспериментальных исследований самого рудного вещества, которые способствовали бы выявлению его генезиса, сторонниками существующих гипотез не проводилось. Между тем большого внимания заслуживает, например, анализ изотопного состава серы в сульфидах из разных рудопоявлений, так как известно, что сульфиды осадочного происхождения обогащены, как правило, легким изотопом серы S^{32} (Чухров, 1970).

¹ Материалы по Воронежской области любезно предоставлены Н.Э.Гернгарт.

Изучение кристаллических структур рудных минералов с выявлением присутствующих политипных модификаций также может в значительной степени способствовать решению вопросов генезиса, поскольку существует мнение, что в низкотемпературных сфалеритах преобладающей структурной модификацией является гексагональная вюрцитовая (Платонов и др., 1969).

В литературе имеется очень мало данных и о химическом составе известных в пределах Воронежской антеклизы полиметаллических сульфидных минералов; часто отсутствуют сведения об их физических свойствах (микротвердости, удельном весе, отражательной способности и пр.).

Однако очевидно, что только опираясь на глубокие и детальные исследования сульфидных минералов, входящих в состав того или иного полиметаллического рудопроявления, можно решать вопросы генезиса.

Прежде, чем перейти к описанию установленной нами полиметаллической сульфидной минерализации, следует, хотя бы кратко, охарактеризовать известные в пределах Воронежской антеклизы полиметаллические рудопроявления.

Полиметаллическая минерализация в породах кристаллического фундамента

Находки полиметаллического оруденения в породах фундамента особенно многочисленны в районе КМА, а также на юге Воронежской области. Так, на Коробковском руднике в железистых кварцитах встречались прожилки и неправильной формы скопления галенита и сфалерита.

Полиметаллическое оруденение установлено в железистых кварцитах Михайловского железорудного месторождения.

На Новоялтинском железорудном месторождении наблюдались в скважинах жильные и вкрапленные проявления галенита и сфалерита в железистых кварцитах и филлитовидных сланцах (Захаров, Крестин, 1969).

Наличие полиметаллической минерализации прожилкообразной формы отмечено в железистых кварцитах в районе Лебединского железорудного карьера (Илларионов, Бельмасов, 1963).

В железистых кварцитах Яковлевского месторождения были встречены магнетит-гематитовые прожилки, содержащие галенит и сфалерит. В.Ф.Петрунь и Ю.А.Грицай (1963), описавшие это полиметаллическое оруденение, отмечают, что оно встречается либо в пределах коры выветривания (50–350 м) на железистых кварцитах, либо вблизи тектонически ослабленных, трещиноватых зон, по которым шли процессы линейной инфильтрации. Авторы считают, что формирование сульфидов свинца и цинка происходило в результате процессов инфильтрации и миграции рудных элементов в породы древней коры выветривания из вышележащих отложений карбона (визе), содержащих цинк и свинец в минеральной и изоморфной формах.

Кроме районов КМА, полиметаллическая минерализация была встречена в разнообразных породах фундамента.

В районе Старого Оскола в гранитах вскрыта зона сильно каолинизированных и окварцованных пород мощностью до 4 м с густой вкрапленностью пирита и галенита.

На Курско-Бесединском участке бурением прослежена зона нарушения мощностью до 8 м на протяжении 10 км. Эта зона сечет метаморфические и интрузивные породы различного состава. Вдоль зоны нарушения наблюдается интенсивное изменение пород: окварцевание, биотитизация, хлоритизация, серицитизация. В этих измененных породах развиты густая вкрапленность и прожилки сульфидов: пирита, сфалерита, халькопирита, галенита и реже молибденита и киновари. Генезис полиметаллической минерализации района Старого Оскола и Курско-Бесединского участка описан как гидротермальный (Захаров, Крестин, 1969).

Полиметаллическое оруденение встречается в докембрии в северной части Павловского выступа, в зоне Лосево-Мамонского разлома, к которому приурочены поля катаклаза, мигматизации, интрузии кислых и основных пород, а также окварцевание и эпидотизация. Свинцово-цинковая минерализация (совместно с флюоритом) проявляется здесь в виде прожилков, секущих амфиболиты, песчаники и разнообразные сланцы воронцовской серии. Прожилки состоят из сфалерита, арсенопирита, пирита, галенита и халькопирита. Происхождение этой полиметаллической минерализации объясняют гидротермальной деятельностью, генетически связанной со становлением гранитоидных интрузий (Чернышев и др., 1968).

В гнейсах и сланцах в районе Чернянского железорудного месторождения (Южно-Коньшинский участок и др.) проявления полиметаллической минерализации представлены вкрапленностью халькопирита и пирита и прожилками пирротина, ассоциирующего иногда с пиритом, халькопиритом, пентландитом и молибденитом. Генезис оруденения отнесен к гидротермальному (Захаров, Крестин, 1969).

Таким образом, на примере известных вышеописанных проявлений полиметаллической минерализации видно, что генезис рудопоявлений трактуется большинством авторов как гидротермальный или реже как гипергенный (Петрунь, Грицай, 1963).

Полиметаллическая минерализация в породах осадочного чехла

В осадочном палеозойском чехле в пределах Воронежской антеклизы полиметаллические рудопоявления известны в двух типах пород: карбонатных и терригенных. Первые находки полиметаллов в породах осадочного чехла относятся к двадцатым-тридцатым годам нашего столетия, когда в карбонатных породах Воронежской области А.А.Дубянский при проведении геологических и гидрогеологических исследований были сделаны находки галенита.

Полиметаллические рудопоявления в карбонатных толщах среднего карбона южного склона Воронежского массива описаны в работах

А.Г.Коваленко (1966, 1967) и В.Н.Машира (1966, 1968). Они описали многочисленные сульфидные рудопоявления свинца, цинка и других элементов в карбонатной толще башкирского яруса среднего карбона в зоне, имеющей запад-северо-западное простирание и прослеженной от Миллеровского поднятия на востоке до района г. Валуек - на западе. Ими было установлено несколько форм рудопоявлений: вкрапленная и прожилково-вкрапленная минерализация и жильные тела. Преобладает вкрапленное оруденение.

Интересно отметить тот факт, что, изучая и описывая одни те же рудопоявления, авторы пришли к диаметрально противоположным выводам относительно их генезиса. Так, В.Н.Машир относит их к телетермальным, связанным с проявлениями девонской эффузивной деятельности, известным и севернее и северо-восточнее от описанных рудопоявлений. А.Г.Коваленко же рассматривает эти рудопоявления как осадочные.

Оба автора при истолковании генезиса полиметаллической минерализации в известняках опираются главным образом на общегеологические данные.

Проявления полиметаллической минерализации в карбонатных породах известны также на северо-восточном склоне Воронежской антеклизы.

В Орловской области, к востоку от Сергеевско-Алексеевского участка, в доломитизированных известняках верхнего девона буровой скважиной было вскрыто полиметаллическое оруденение, представленное вкрапленной сульфидной минерализацией - пиритом и сфалеритом (Захаров, Крестин, 1969).

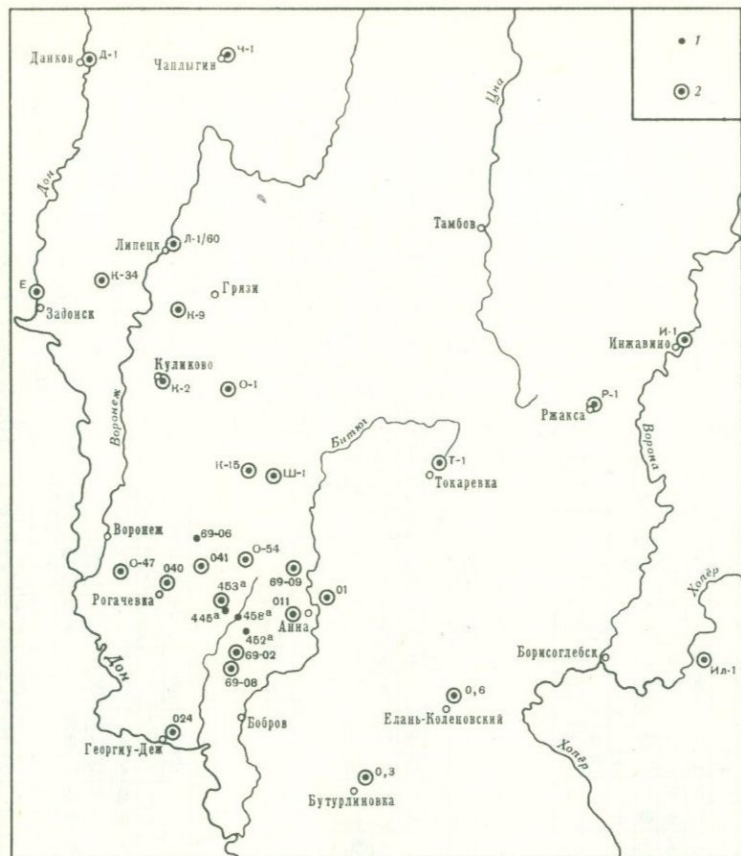
В двух скважинах, пробуренных в районе с. Петиино, была обнаружена вкрапленность сфалерита и пирита в органогенно-обломочных известняках старооскольского горизонта среднего девона и семилукских слоях франского яруса верхнего девона. Авторы, описавшие эту минерализацию, считают происхождение сфалерита и пирита осадочным, обусловленным процессами диагенеза (Жуковский, Молотов, 1963).

Полиметаллическая минерализация в терригенных породах на площади Воронежской антеклизы описана Г.Г.Долгих (1966) и А.С.Агейкиным (Агейкин и др., 1968).

В 1963 г. бурением около дер. Ширковки Мглинского района Брянской области было обнаружено свинцовое оруденение, приуроченное к нижнеморсовским песчаникам среднего девона, вскрытым скв. 5802. Галенитовая минерализация вкрапленного типа; галенит выполняет поровые пространства между зернами кварца и играет роль цемента. Наблюдались и сравнительно крупные выделения галенита до 3×4 мм. Автор склонен считать это рудопоявление телетермальным, связанным с эпитермальными растворами, поступающими из магматических очагов, вскрытых разломами (Долгих, 1966).

Второе полиметаллическое оруденение в терригенных породах описано А.С.Агейкиным (Агейкин и др., 1968).

Медная и никелевая сульфидная минерализация типа "медистых песчаников" была обнаружена на восточном склоне Павловского выступа в терригенных породах песчано-каолиновой толщи верхнего де-



Фиг. 1. Схема размещения опробованных скважин на северо-восточном склоне Воронежской антеклизы

1 - скважина и ее номер; 2 - скважины с обнаруженной Su , Zn , и Pb сульфидной минерализацией

вона, которая перекрывает эффузивные образования нижнешигровской подсвиты верхнего девона. В основании толщи наблюдался прослой полевошпат-кварцевого песчаника мощностью от 0,2-0,5 до 2,5 м с базальным сульфидным цементом. Сульфиды образуют иногда послойные скопления небольшой мощности (от 3-5 мм до 1-3 см) и располагаются в подошве слоя песчаников. Средняя мощность оруденелых пород до 0,2-0,3 м. Основными сульфидами являются бравойт, пирит, а также халькопирит, реже встречается арсенопирит. Халькопирит обычно замещает пирит и бравойт.

Все сульфиды в описанном рудопроявлении авторы относят к осадочным образованиям, сформированным в процессе диагенеза. Это же рудопроявление Е.Е.Захаров (Захаров, Крестин, 1969) рассматривает

Возраст	Швентойский																															
	Липецкая										Тамбовская										В											
Область	Е-1		Ш-1		О-1		Ч-1		К-2	Ил-1	И-1	Р-5	Р-1	Т-1																		
№ скважин	675	674	557	698	630	632	634	539	534	533	537	536	532	784	333	328	300	301	302	284	250	249	218	223	220	219	210	208	208	1672		
№ пробы	675	674	557	698	630	632	634	539	534	533	537	536	532	784	333	328	300	301	302	284	250	249	218	223	220	219	210	208	208	1672		
Глубина отпроб.	280	284	246	216	238	241	224	447	472	479	457	469	470	491	224	614	580	618	630	664	631	563	555	364	365	355	350	310	306	297	78	
Пирит	●	+	○	○	○	+	○	○	○	○	○	○	○	○	+	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
Галенит															+	+								○							+	
Сфалерит	+	+			+				+	+	+						○	+	+							+	+	○	+			
Халькопирит	+	+	+	+		○	+	+	○	○	○	+	+			+	+	+	+					+	+	+	+	+	+	+	+	

Возраст	М у л л и н с к и ц и																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
	Липецкая														Тамбовская														Воронежская																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																											
Область	Д-1		Ч-1		О-1		Ш-1		К-2		К-34		И-1		О-1		О-1		О-1		О-1		О-1		О-1		О-1		О-1		О-1																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																									
№ скважин	594	526	528	626	624	625	626	627	628	680	681	683	684	685	750	752	754	755	758	760	815	816	817	818	307	308	310	1530	1661	1665	1669	1670	1692	1694	1696	1698	1700	1702	1704	1706	1708	1710	1712	1714	1716	1718	1720	1722	1724	1726	1728	1730	1732	1734	1736	1738	1740	1742	1744	1746	1748	1750	1752	1754	1756	1758	1760	1762	1764	1766	1768	1770	1772	1774	1776	1778	1780	1782	1784	1786	1788	1790	1792	1794	1796	1798	1800	1802	1804	1806	1808	1810	1812	1814	1816	1818	1820	1822	1824	1826	1828	1830	1832	1834	1836	1838	1840	1842	1844	1846	1848	1850	1852	1854	1856	1858	1860	1862	1864	1866	1868	1870	1872	1874	1876	1878	1880	1882	1884	1886	1888	1890	1892	1894	1896	1898	1900	1902	1904	1906	1908	1910	1912	1914	1916	1918	1920	1922	1924	1926	1928	1930	1932	1934	1936	1938	1940	1942	1944	1946	1948	1950	1952	1954	1956	1958	1960	1962	1964	1966	1968	1970	1972	1974	1976	1978	1980	1982	1984	1986	1988	1990	1992	1994	1996	1998	2000	2002	2004	2006	2008	2010	2012	2014	2016	2018	2020	2022	2024	2026	2028	2030	2032	2034	2036	2038	2040	2042	2044	2046	2048	2050	2052	2054	2056	2058	2060	2062	2064	2066	2068	2070	2072	2074	2076	2078	2080	2082	2084	2086	2088	2090	2092	2094	2096	2098	2100	2102	2104	2106	2108	2110	2112	2114	2116	2118	2120	2122	2124	2126	2128	2130	2132	2134	2136	2138	2140	2142	2144	2146	2148	2150	2152	2154	2156	2158	2160	2162	2164	2166	2168	2170	2172	2174	2176	2178	2180	2182	2184	2186	2188	2190	2192	2194	2196	2198	2200	2202	2204	2206	2208	2210	2212	2214	2216	2218	2220	2222	2224	2226	2228	2230	2232	2234	2236	2238	2240	2242	2244	2246	2248	2250	2252	2254	2256	2258	2260	2262	2264	2266	2268	2270	2272	2274	2276	2278	2280	2282	2284	2286	2288	2290	2292	2294	2296	2298	2300	2302	2304	2306	2308	2310	2312	2314	2316	2318	2320	2322	2324	2326	2328	2330	2332	2334	2336	2338	2340	2342	2344	2346	2348	2350	2352	2354	2356	2358	2360	2362	2364	2366	2368	2370	2372	2374	2376	2378	2380	2382	2384	2386	2388	2390	2392	2394	2396	2398	2400	2402	2404	2406	2408	2410	2412	2414	2416	2418	2420	2422	2424	2426	2428	2430	2432	2434	2436	2438	2440	2442	2444	2446	2448	2450	2452	2454	2456	2458	2460	2462	2464	2466	2468	2470	2472	2474	2476	2478	2480	2482	2484	2486	2488	2490	2492	2494	2496	2498	2500	2502	2504	2506	2508	2510	2512	2514	2516	2518	2520	2522	2524	2526	2528	2530	2532	2534	2536	2538	2540	2542	2544	2546	2548	2550	2552	2554	2556	2558	2560	2562	2564	2566	2568	2570	2572	2574	2576	2578	2580	2582	2584	2586	2588	2590	2592	2594	2596	2598	2600	2602	2604	2606	2608	2610	2612	2614	2616	2618	2620	2622	2624	2626	2628	2630	2632	2634	2636	2638	2640	2642	2644	2646	2648	2650	2652	2654	2656	2658	2660	2662	2664	2666	2668	2670	2672	2674	2676	2678	2680	2682	2684	2686	2688	2690	2692	2694	2696	2698	2700	2702	2704	2706	2708	2710	2712	2714	2716	2718	2720	2722	2724	2726	2728	2730	2732	2734	2736	2738	2740	2742	2744	2746	2748	2750	2752	2754	2756	2758	2760	2762	2764	2766	2768	2770	2772	2774	2776	2778	2780	2782	2784	2786	2788	2790	2792	2794	2796	2798	2800	2802	2804	2806	2808	2810	2812	2814	2816	2818	2820	2822	2824	2826	2828	2830	2832	2834	2836	2838	2840	2842	2844	2846	2848	2850	2852	2854	2856	2858	2860	2862	2864	2866	2868	2870	2872	2874	2876	2878	2880	2882	2884	2886	2888	2890	2892	2894	2896	2898	2900	2902	2904	2906	2908	2910	2912	2914	2916	2918	2920	2922	2924	2926	2928	2930	2932	2934	2936	2938	2940	2942	2944	2946	2948	2950	2952	2954	2956	2958	2960	2962	2964	2966	2968	2970	2972	2974	2976	2978	2980	2982	2984	2986	2988	2990	2992	2994	2996	2998	3000	3002	3004	3006	3008	3010	3012	3014	3016	3018	3020	3022	3024	3026	3028	3030	3032	3034	3036	3038	3040	3042	3044	3046	3048	3050	3052	3054	3056	3058	3060	3062	3064	3066	3068	3070	3072	3074	3076	3078	3080	3082	3084	3086	3088	3090	3092	3094	3096	3098	3100	3102	3104	3106	3108	3110	3112	3114	3116	3118	3120	3122	3124	3126	3128	3130	3132	3134	3136	3138	3140	3142	3144	3146	3148	3150	3152	3154	3156	3158	3160	3162	3164	3166	3168	3170	3172	3174	3176	3178	3180	3182	3184	3186	3188	3190	3192	3194	3196	3198	3200	3202	3204	3206	3208	3210	3212	3214	3216	3218	3220	3222	3224	3226	3228	3230	3232	3234	3236	3238	3240	3242	3244	3246	3248	3250	3252	3254	3256	3258	3260	3262	3264	3266	3268	3270	3272	3274	3276	3278	3280	3282	3284	3286	3288	3290	3292	3294	3296	3298	3300	3302	3304	3306	3308	3310	3312	3314	3316	3318	3320	3322	3324	3326	3328	3330	3332	3334	3336	3338	3340	3342	3344	3346	3348	3350	3352	3354	3356	3358	3360	3362	3364	3366	3368	3370	3372	3374	3376	3378	3380	3382	3384	3386	3388	3390	3392	3394	3396	3398	3400	3402	3404	3406	3408	3410	3412	3414	3416	3418	3420	3422	3424	3426	3428	3430	3432	3434	3436	3438	3440	3442	3444	3446	3448	3450	3452	3454	3456	3458	3460	3462	3464	3466	3468	3470	3472	3474	3476	3478	3480	3482	3484	3486	3488	3490	3492	3494	3496	3498	3500	3502	3504	3506	3508	3510	3512	3514	3516	3518	3520	3522	3524	3526	3528	3530	3532	3534	3536	3538	3540	3542	3544	3546	3548	3550	3552	3554	3556	3558	3560	3562	3564	3566	3568	3570	3572	3574	3576	3578	3580	3582	3584	3586	3588	3590	3592	3594	3596	3598	3600	3602	3604	3606	3608	3610	3612	3614	3616	3618	3620	3622	3624	3626	3628	3630	3632	3634	3636	3638	3640	3642	3644	3646	3648	3650	3652	3654	3656	3658	3660	3662	3664	3666	3668	3670	3672	3674	3676	3678	3680	3682	3684	3686	3688	3690	3692	3694	3696	3698	3700	3702	3704	3706	3708	3710	3712	3714	3716	3718	3720	3722	3724	3726	3728	3730	3732	3734	3736	3738	3740	3742	3744	3746	3748	3750	3752	3754	3756	3758	3760	3762	3764	3766	3768	3770	3772	3774	3776	3778	3780	3782	3784	3786	3788	3790	3792	3794	3796	3798	3800	3802	3804	3806	3808	3810	3812	3814	3816	3818	3820	3822	3824	3826	3828	3830	3832	3834	3836	3838	3840	3842	3844	3846	3848	3850	3852	3854	3856	3858	3860	3862	3864	3866	3868	3870	3872	3874	3876	3878	3880	3882	3884	3886	3888	3890	3892	3894	3896	3898	3900	3902	3904	3906	3908	3910	3912	3914

Таблица 1

Встречаемость сульфидов цинка, меди и свинца в терригенных породах

Минерал	Общее число проб	Процент встречаемости	Морсовская толща		Мосоловская и черноярская толщи	
			число проб	процент встречаемости	число проб	процент встречаемости
Сфалерит	$\frac{92}{284}$ *	32	$\frac{3}{19}$	16	$\frac{5}{16}$	31,3
Халькопирит	$\frac{76}{284}$	27	$\frac{5}{19}$	26,4	$\frac{5}{16}$	31,3
Галенит	$\frac{19}{284}$	7	-	0	$\frac{3}{16}$	19,0

* Общее количество проб: числитель - содержащих минерал, знамена

ясности в вопрос о генезисе полиметаллической минерализации в терригенных породах девона. Н.В.Кирсанов (1954)аналогично А.Е.Ферсману (1915), описавшему сульфиды цинка, меди и свинца из алевролитов и песчаников карбона в районе г. Боровичей, пришел к выводу об осадочном образовании сульфидной минерализации. Однако К.Р.Тимергазин (1955) для тех же рудопоявлений установил гидротермальный характер минерализации и связал ее с верхнедевонским тектогенезом.

Многочисленные рудопоявления в различных по составу и возрасту породах, естественно, дают основание предполагать нахождение рудных концентраций промышленного значения. Однако правильное направление поисков и выявление перспективных участков сильно затрудняется отсутствием знания самой природы, способа образования тех или иных повышенных концентраций рудного вещества. Поэтому установление генезиса полиметаллической минерализации в породах осадочного чехла Русской платформы представляется первоочередной задачей исследований с целью правильной ориентации геолого-поисковых работ по выявлению промышленных полиметаллических месторождений.

Установленная нами полиметаллическая минерализация в терригенных породах девона северо-восточного склона Воронежской антеклизы распространена очень широко. Из 32 изученных скважин, расположенных на территории Липецкой, Тамбовской и Воронежской областей, сульфиды цинка, меди и свинца были обнаружены в 27 скважинах (фиг. 1).

Наряду с широким региональным распространением полиметаллическая сульфидная минерализация имеет также широкий возрастной диапа-

дах среднего девона и нижнешигровской подсвиты верхнего девона

Воробьевские слои		Ардатовские слои		Муллинские слои		Нижнешигровская подсвита верх- него девона	
число проб	процент встречае- мости	число проб	процент встречае- мости	число проб	процент встречае- мости	число проб	процент встречае- мости
$\frac{17}{43}$	40,0	$\frac{23}{50}$	46,0	$\frac{30}{93}$	32,0	$\frac{13}{63}$	20,5
$\frac{4}{43}$	9,3	$\frac{11}{50}$	22,0	$\frac{29}{93}$	31,0	$\frac{22}{63}$	33,3
$\frac{1}{43}$	2,4	$\frac{7}{50}$	14,0	$\frac{3}{93}$	3,0	$\frac{5}{63}$	8,0

тель - анализированных.

зон и встречена в отложениях живетского яруса (морсовская, мосоловско-черноярская толщи; воробьевские, ардатовские и муллинские слои) и нижнешигровской подсвиты верхнего девона.

По встречаемости в анализированных пробах на первом месте стоит сфалерит. Он присутствует в 92 пробах из 284. На втором месте - халькопирит, обнаруженный в 76 пробах из 284, и последнее место занимает галенит, встреченный в 19 пробах (табл. 1).

Распределение сульфидов неравномерно по возрастным интервалам и отчасти по площади. Наиболее отчетливо выступает неравномерность распределения сульфидов цинка и меди по отдельным возрастным подразделениям (фиг. 2).

Базальные горизонты осадочного чехла на территории Липецкой и Тамбовской областей представлены сульфатно-карбонатно-терригенными отложениями морского возраста. Из 19 проб, отобранных из терригенных пород, халькопирит присутствует в пяти, а сфалерит - в трех пробах. Галенит в морских отложениях не обнаружен. Сфалерит и халькопирит иногда встречаются совместно.

Отложения мосоловско-черноярского времени на территории Липецкой и Тамбовской областей представлены главным образом глинисто-карбонатными осадками, а на площади Воронежской области - прибрежно-дельтовыми терригенными отложениями. Из 16 проб халькопирит встречен в пяти, сфалерит - в четырех, в трех пробах определен галенит. В пробе из органогенно-обломочного известняка (обр. 853, Липецкая область) определен сфалерит. Отмечено совместное нахождение сфалерита и халькопирита, сфалерита и галенита.

Таким образом, в терригенных отложениях раннеживетского времени встречаемость халькопирита несколько выше, чем сфалерита. Галенит появляется только в мосоловско-черноярских осадках.

Интервалы глубин, где были обнаружены сульфиды меди, цинка и свинца, находящиеся в тесной парагенетической ассоциации с пиритом, колеблются в широких пределах. В Воронежской области эти интервалы располагаются на глубине 100–200 м, а в Липецкой и Тамбовской – соответственно на глубинах 370 и 930 м. Как в морсовских, так и мосоловско-черноярских отложениях нет четкой приуроченности сульфидной полиметаллической минерализации ни к определенным площадям или интервалам глубин, ни к литологическим типам пород.

Воробьевские отложения на территории Липецкой, Тамбовской и Воронежской областей представлены терригенными породами, в значительном количестве содержащими диагенетический сидерит и пирит. Из 43 проб сфалерит был обнаружен в 17, халькопирит – в четырех и галенит – в одной пробе.

Таким образом, в воробьевское время резко меняется картина распределения сульфидов цинка и меди. Преимущественное распространение приобретает сфалерит, в то время как халькопирит имеет подчиненное значение.

Интервалы глубин, где были встречены сульфиды, для Воронежской области колеблются от 135 до 181 м, а в Липецкой и Тамбовской – от 312 до 734 м.

В воробьевских отложениях также не наблюдается четкой приуроченности сульфидов ни к определенным интервалам глубин, ни к литологическим типам пород или к определенным участкам изученной территории.

Ардатовские отложения в пределах Липецкой и Тамбовской областей представлены терригенными породами, для которых характерны оолиты и конкреции диагенетического сидерита, а в Воронежской области – карбонатно-терригенными без сидерита. Спробованы терригенные породы. Из 50 проанализированных проб сфалерит содержат 23, халькопирит 11 и галенит 7. Следовательно, аналогично воробьевским в ардатовских отложениях преимущественно распространен сфалерит, тогда как халькопирит также занимает подчиненное положение. В отличие от воробьевских ардатовские породы чаще содержат галенит (фиг. 2). Интервалы глубин, где отобраны пробы, содержащие сульфиды, колеблются в Воронежской области от 96 до 195 м, а в Липецкой и Тамбовской – от 270 до 712 м. Таким образом, и в ардатовских отложениях не отмечено приуроченности сульфидов меди, цинка и свинца к определенным интервалам глубин, типам пород или участкам изученной территории.

Муллинские отложения на всей изученной площади представлены мелкозернистыми терригенными породами, обогащенными диагенетическим сидеритом. Из 93 проанализированных проб сфалерит содержится в 30, халькопирит – 29 и галенит – в трех. Распределение сфалерита и халькопирита в муллинских отложениях в пределах исследованного района неравномерно (табл. 1, фиг. 2).

В муллинских отложениях Липецкой и Тамбовской областей халькопирит встречается значительно чаще, чем сфалерит. Из 40 проб халькопирит обнаружен в 20, а сфалерит – в 10. В Воронежской области, напротив, из 53 проб халькопирит содержат только 9, а сфалерит – 20. Однако и здесь общая тенденция преобладания сульфидов меди прослеживается довольно отчетливо.

Интервалы глубин, с которых отобраны пробы муллинских пород, содержащие сульфиды, колеблются в Воронежской области от 61 до 170 м, а в Липецкой и Тамбовской – от 224 до 730 м. Приуроченности сульфидной полиметаллической минерализации к определенным интервалам глубин и литологическим типам пород не отмечено.

Нижние горизонты франского яруса верхнего девона представлены терригенными глинисто-алевролитовыми отложениями нижнешигровской подсвиты. Из 63 проб халькопирит содержит 22, сфалерит – 13 и галенит – 5 проб. Таким образом, в нижнешигровских отложениях наблюдается более широкое распространение халькопирита, чем сфалерита; причем характер распределения сульфидов меди и цинка на всей изученной территории сохраняется постоянным. Интервалы глубин, где встречаются сульфиды, колеблются в Липецкой и Тамбовской от 216 до 664 м. Приуроченности сульфидов к определенным интервалам глубин, площадям или литологическим типам пород не установлено.

Количественные соотношения сфалерита и халькопирита в пробах всех возрастных интервалов характеризуются преобладанием сфалерита над халькопиритом. Сфалерит составляет нередко единицы или даже десятки процентов от веса тяжелых фракций. Халькопирит встречается обычно в единичных зернах, и редко его количество поднимается до единиц процентов. Исключение составляют пробы из отложений муллинского возраста на территории Липецкой области, где количество халькопирита возрастает иногда до десятков процентов; причем в пробах с халькопиритом отсутствует сфалерит.

Содержание галенита редко превышает единичные знаки, и в пробах он встречается обычно совместно со сфалеритом и халькопиритом.

Следует отметить, что сульфиды меди, цинка и свинца в изученных пробах находятся в тесной парагенетической ассоциации с пиритом, количество которого, как правило, значительно превышает содержание сфалерита, халькопирита и галенита. В пробах, содержащих сульфиды, постоянно присутствует также сидерит, количество которого колеблется в широких пределах. Нередко он составляет основную массу тяжелых фракций.

Формы выделений и морфология кристаллов сфалерита, халькопирита и галенита

Формы выделений сульфидов цинка, меди и свинца в пробах из отложений всех возрастных единиц обладают сходными чертами.

Сфалерит присутствует в тяжелых фракциях в форме хорошо образованных тетраэдрических кристаллов, реже октаэдров. Характерны простые двойники сростания с двойниковой осью по 111, а также слож-

ные срастания нескольких кристаллов. Грани развиты иногда неравномерно, что придает кристаллам уплощенный или скелетный облик. Поверхности граней часто несут грубую штриховку, скульптурированы, содержат многочисленные треугольной формы выступы и углубления, являющиеся фигурами роста. Размеры кристаллов и их сростков в десятки раз превышают размеры кластогенных зерен вмещающей породы и колеблются от 0,2 до 1,5 мм в поперечнике. Окраска кристаллов часто неравномерная. В пробах наблюдаются либо темно окрашенные кристаллы, либо пятнисто окрашенные обломки. Сфалериты темной окраски при раздавливании также обнаруживают неравномерную, обычно концентрически зональную окраску. Темно окрашенные лиловато-бурые, серовато-бурые зоны чередуются со светло-желтыми, буровато-желтыми. Толщина зон различной окраски изменчива и не постоянна даже в одном кристалле. Некоторые кристаллы имеют темно окрашенную периферическую зону и выглядят поэтому почти черными, у других внешняя наружная зона имеет светлую желтоватую окраску, а темно окрашенные зоны расположены во внутренних частях. Зональность окраски сфалеритов и характер распределения свидетельствуют о непостоянной и часто меняющейся физико-химической обстановке в период роста кристаллов. По-видимому, периодически изменялась концентрация ионов-хромофоров в растворе в ходе кристаллизации сфалеритов.

В кристаллах сфалерита нередко видны вроски мелких окатанных зерен кварца, реже турмалина или циркона. В пробах наблюдались мелкозернистые пиритовые конкреции, внутренние части которых выполнены сфалеритом и реже галенитом.

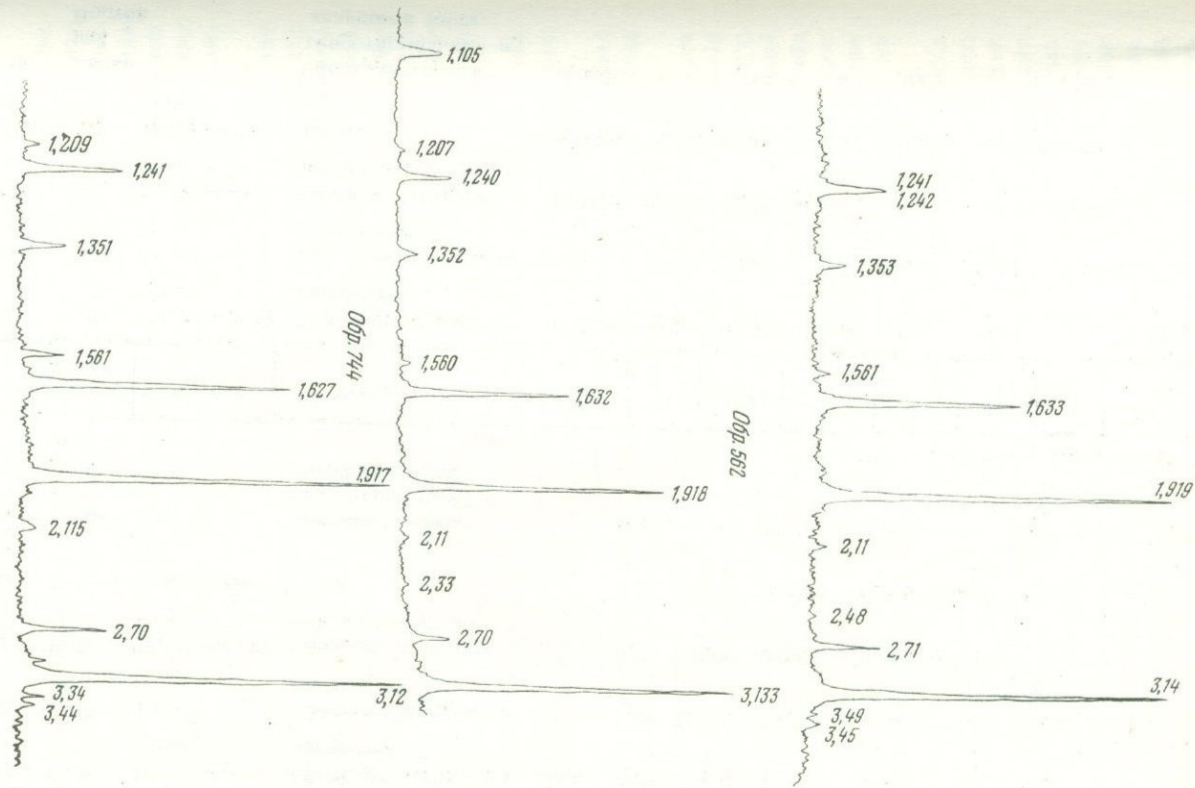
Формы выделений свидетельствуют о кристаллизации и росте сфалерита в уже отвердевшей, консолидированной породе.

Для всех возрастных интервалов характерна тесная парагенетическая связь сфалерита с пиритом, халькопиритом и галенитом.

Дифрактометрический рентгеноструктурный анализ сфалеритов (обр. 744 и 562) показал их полное тождество с эталоном и отсутствие гексагональных вюрцитовых модификаций (фиг. 3).

Результаты спектрального приближенно-количественного анализа чисто отобранных под бинокулярной лупой сфалеритов из разных возрастных интервалов и разных литологических разновидностей представлены в табл. 2. В целях сопоставления состава был проанализирован сфалерит из гидротермальных месторождений Дальнего Востока. Характерной особенностью сфалеритов из осадочных пород изученного района является крайне низкое содержание в них железа: от 0,06 до 1%, и повышенное — кадмия: до 0,5–1% по сравнению с гидротермальным сфалеритом. Содержание железа находится в обратной связи с содержанием кадмия. Так, в обр. 1644 с возрастанием количества железа до 1% содержание кадмия падает до 0,07%. Повышенные содержания кадмия при низких содержаниях железа свидетельствуют, как было отмечено многими исследователями, о низких температурах образования сфалерита (Бочарова, 1960; Пудовкина и др., 1968).

К элементам-примесям, изоморфно входящим в состав сфалеритов, относятся: марганец (0,0003–0,001), свинец (0,002–0,005), олово (до 0,0001), медь (0,02–0,035), серебро (до 0,0003) и галлий (0,0002%).



Фиг. 3. Дифрактограммы сфалеритов: эталона и из осадочных пород девона

Таблица 2

Состав сфалеритов из осадочных пород среднего девона по данным спектральных анализов

№ обр.	№ скважины	Возраст	Минерал	Zn	Cd	Fe	Mn	Pb	Sn	Cu	Co	Ni
1644	С-01	Мосоловская толща	Сфалерит черный из песчаника	Осн.	0,07	> 1,0	0,001	0,002	-	0,02	-	-
853	К-15	То же	Сфалерит желтый из известняка	"	1,0	Слаб.	Сл.	-	-	Очень слаб.	-	-
735	К-2	Воробьевские слои	Сфалерит коричневый из алевролита	"	0,2	0,06	0,0001	0,003	0,001	-	-	-
520	Ч-1	Ардатовские слои	То же	"	0,5	0,2	0,0003	0,005	0,0005	0,035	-	-
01	Дальний Восток		Сфалерит черный гидротермальный из кварцевой жилы	"	0,4	> 3	0,5	-	-	0,02	0,0005	0,0003

Таблица 2 (окончание)

№ обр.	№ скважины	Возраст	Минерал	Ag	Ti	Mg	Ga	Si	Al	Ca	Zr	Ba
1644	С-01	Мосоловская толща	Сфалерит черный из песчаника	0,0003	0,01	0,03	0,0002	0,1	0,1	0,2	0,001	-
853	К-15	То же	Сфалерит желтый из известняка	-	0,006	Слаб.	-	Средн.	Слаб.	Сильн.	-	Сл.
735	К-2	Воробьевские слои	Сфалерит коричневый из алевролита	0,0003	0,002	0,005	0,0002	0,07	0,003	0,001	-	-
520	Ч-1	Ардатовские слои	То же	0,0003	0,003	0,007	0,0002	0,2	0,005	0,02	-	-
01	Дальний Восток		Сфалерит черный гидротермальный из кварцевой жилы	0,0001	-	0,005	-	0,01	0,001	0,001	-	-

Присутствие титана, магния, кремния, алюминия, кальция, циркония и бария, по-видимому, обусловлено механической примесью мелких кластогенных минералов, захваченных при росте кристаллами сфалерита. Состав элементов-примесей гидротермального сфалерита (Дальний Восток) заметно отличается от состава элементов-примесей сфалеритов осадочных пород данного района более высоким содержанием железа ($> 3\%$), повышенным содержанием марганца ($0,5\%$), присутствием никеля, кобальта и более низким — серебра. Характерного для высокотемпературных сфалеритов индия в анализируемых образцах не обнаружено. Таким образом, по составу элементов-примесей сфалерит из осадочных пород девона близок к описываемым в литературе низкотемпературным сфалеритам.

Халькопирит присутствует в тяжелых электромагнитных фракциях в виде хорошо образованных тетраэдрических кристаллов. Преимущественно развиты грани 112. Они слабо окислены, покрыты бурой побежалостью и часто штрихованы. Характерны двойники и тройники сростания с общим основанием, а также сростки различно ориентированных кристаллов. Одиночные кристаллы халькопирита размером от 0,2 до 0,7 мм и сростки до 1,3 мм в поперечнике во много раз превышают размеры зерен аллотигенных минералов. На гранях часто видны вроски окатанных зерен кварца и других кластогенных минералов.

Формы выделений халькопирита свидетельствуют о росте его в твердой среде. Парагенетическая ассоциация с пиритом и сфалеритом указывает на их близкое или одновременное образование.

Детальных аналитических исследований халькопирита не проводилось. Микрхимическая реакция с тиоцианатом калия и ртути показывает, что наряду с железом присутствует значительное количество меди.

Галенит является наименее распространенным сульфидом в осадочных породах девона изученной территории. Он встречен в неэлектромагнитных фракциях в виде одиночных кубической формы кристаллов и их обломков стальнo-серого цвета со ступенчатым изломом, а также в мелкозернистых агрегатах и сростках нескольких крупных кристаллов. В галените обычны вроски окатанных зерен кварца и других обломочных минералов. Размеры одиночных кристаллов и обломков от 0,1 до 0,8 мм, сростков — до 1,5 мм в поперечнике. Отмечены сростания галенита с кальцитом и пиритом.

В некоторых пробах присутствуют пиритовые конкреции, внутренние части которых заполнены сфалеритом или галенитом. В пробе 218 из скв. Т-1 наблюдались галенитовые фито- и зооморфозы. Раковины остракод (до 1,5 мм в поперечнике) выполнены иногда одним крупным кристаллом или же агрегатами мелких кристаллов галенита. С поверхности такие галенитовые зооморфозы покрыты тонкой пиритовой коркой. Подобные зооморфозы по раковинам остракод, гастролод весьма характерны и для пирита.

Формы выделений галенита, аналогичные сфалериту и халькопириту, указывают на его рост во время литификации и отвердевания осадка путем выполнения поровых пространств, полых раковин, замещения растительных остатков и пр. Парагенезис с пиритом, сфалеритом и халькопиритом свидетельствует также об их близком или одновременном формировании.

О генезисе полиметаллической сульфидной минерализации в осадочных породах девона

1. Все описанные сульфиды тяжелых металлов (меди, цинка и свинца) встречены в терригенных породах, обогащенных сидеритом или пиритом, диагенетическая природа которых бесспорна.

2. Терригенные породы, в которых обнаружены сфалерит, халькопирит и галенит, в значительном количестве содержат остатки органики, представленные обугленным растительным детритусом и фосфатизированными обломками костей и зубов рыб.

3. Наличие органических остатков, широко развитые сидеритизация и пиритизация свидетельствуют о преобладании восстановительных условий в период литификации и диагенеза терригенных осадков.

4. Терригенные породы, содержащие сульфиды свинца, цинка и меди, но обнаруживают следов гидротермальной переработки. Не наблюдается также приуроченности сульфидов к определенным тектонически активным или ослабленным зонам. Полиметаллическая минерализация весьма широко регионально распространена; она не связана с какими-либо стратиграфическими горизонтами, а встречается в породах всех изученных возрастных единиц.

На площади распространения осадочных пород, содержащих сульфиды меди, цинка и свинца, отсутствуют изверженные породы моложе докембрийского возраста, дериваты которых могли бы быть причиной возникновения полиметаллической минерализации.

5. Экспериментальные исследования Е.В.Рожковой и др. (1956, 1962, 1970) и О.В.Щербак (1957) по моделированию процессов накопления сульфидов свинца и цинка в осадочных отложениях показали следующее.

Накопление цинка и свинца (а, возможно, и меди) в осадках различных бассейнов может осуществляться путем адсорбции из природных вод с ничтожным, кларковым и более низким их содержанием.

Основными сорбентами вышеупомянутых элементов являются: бурые и каменные угли, минералы глин (каолинит, гидрослюды, монтмориллонит), фосфаты кальция (фосфориты), гидроокислы железа, доломиты и известняки. При протекании растворов через сорбент или над его поверхностью насыщение его может происходить из очень разбавленных растворов при условии прохождения их через сорбент в больших объемах.

В присутствии сероводорода, как показали экспериментальные исследования, соединения свинца и цинка переходят в сульфидную форму. В природных условиях сорбированные ионы тяжелых металлов переходят в сульфиды цинка, свинца и меди на стадии диагенеза в атмосфере сероводорода при участии сульфатредуцирующих бактерий.

Переход свинца, цинка и меди из растворенного состояния в минеральную форму можно представить в виде схемы: раствор \rightarrow сорбент \rightarrow сульфиды. Авторами показано, что накопление цинка, свинца (а, возможно, и меди) в осадочных породах происходит главным образом за счет сорбции, а не химического осаждения сульфидов этих элементов.

Среднее содержание свинца, цинка и меди в породах
(по А.П.Виноградову, 1962)

Элементы	Ультраосновные породы	Основные породы	Средние породы	Кислые породы
Cu	$2 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$
Zn	$3 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$	$7,2 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$
Pb	$1 \cdot 10^{-5}$	$8 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$

Аккумулируя тяжелые металлы из разбавленных растворов, сорбенты могут поднять их содержание именно до того предела, который необходим для образования сульфидов.

Терригенные породы девона в пределах изученной нами территории в значительном количестве содержат примесь глинистого материала (каолинито-гидрослюдистого и монтмориллонитового состава), многочисленные обугленные растительные остатки, фосфатизированную органику и пр., которые могли быть активными сорбентами тяжелых металлов из вод тех бассейнов, где накапливались осадки.

Сказанное подтверждается при сопоставлении средних содержаний меди и свинца в терригенных породах и в выделенных из них глинистых фракциях. Так, по данным спектральных анализов, среднее содержание меди в песчано-алевролитовых породах всех возрастных интервалов колеблется в пределах 0,0002–0,0009%, а в выделенных из этих пород глинистых фракциях содержание меди возрастает до 0,009–0,012%. Среднее содержание свинца в песчано-алевролитовых породах всех возрастов колеблется от 0,001 до 0,002%, а в выделенных глинистых фракциях поднимается до 0,005–0,009%.

Таким образом, образование сульфидов меди, цинка и свинца в песчано-алевролитовых породах девона северо-восточного склона Воронежской антеклизы происходило, очевидно, в стадию диагенеза в восстановительных условиях за счет перераспределения рудного вещества и перехода сорбированных ионов меди, цинка и свинца в сульфидную форму.

6. С позиции диагенетического происхождения сульфидной минерализации в терригенных породах хорошо объясняются отмеченные различия в распределении сульфидов в отдельных возрастных горизонтах. Так, преобладание ионов меди или цинка в водах седиментационных бассейнов на различных этапах осадконакопления приводило к более широкому распространению в отложениях либо сульфидов цинка, либо сульфидов меди. Поступление тяжелых металлов в воды бассейнов осадконакопления происходило, очевидно, в результате размыва продуктов кор выветривания, сформированных на кристаллических породах фундамента, содержащих минералы тяжелых металлов как аксессуарную

примесь, а в отдельных участках — полиметаллические рудопроявления гидротермального генезиса.

7. Преимущественное накопление в терригенных отложениях сульфидов цинка и меди при подчиненном и незначительном содержании сульфидов свинца может также служить косвенным указанием на преобладание в областях сноса основных и средних пород. Так, содержание меди и цинка в основных породах на порядок выше, чем в кислых и ультраосновных; в средних оно также несколько выше, чем в кислых. Содержание свинца в основных, средних и ультраосновных породах значительно (на порядок и более) ниже, чем в кислых (табл. 3).

8. Установление генезиса известных полиметаллических рудопроявлений в породах кристаллического фундамента Воронежской антеклизы и породах осадочного чехла является первоочередной задачей и требует проведения дальнейших исследований.

Широкое распространение сульфидов меди, цинка и свинца в терригенных породах осадочного чехла дает основание предполагать, что при определенных литолого-фациальных и тектонических условиях на северо-восточном склоне Воронежской антеклизы и к северу от него возможно нахождение полиметаллических рудопроявлений промышленного значения.

Литература

- Агейкин А.С., Чернышев Н.М., Молотков С.П., Буковишин В.В. Медная и никелевая минерализация в терригенных отложениях верхнего девона на юго-востоке Воронежской области. — Сов. геология, 1968, № 1.
- Бочарова Г.И. О цинковых обманках Эльбрусского рудного поля (Кавказ). — Вестн. МГУ, 1960, № 5.
- Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7.
- Долгих Г.Г. Проявление свинцового оруденения в нижнеморсовских отложениях западной части Брянской области. — Сов. геология, 1966, № 8.
- Жуковский А.А., Молотков С.П. О находке сфалерита в известняках среднего и верхнего девона в пределах северо-восточного склона Воронежской антеклизы. — Труды Воронежск. гос. ун-та, 1963, 62.
- Захаров Е.Е., Крестин Е.М. О металлогении центральной части Русской платформы. — Сов. геология, 1969, № 12.
- Илларионов А.А., Бельмасов Н.О. О полиметаллическом проявлении в железорудной толще Лебединского месторождения КМА. — Бюлл. НТО, Губкин, 1963.
- Кирсанов Н.В. К вопросу о происхождении сульфидных минералов в девонских отложениях Татарии. — Записки Казанск. гос. ун-та, 1954, 114, кн. 7.
- Коваленко А.Г. Полиметаллические рудопроявления в карбонатной толще среднего карбона южного склона Воронежского массива и их происхождение. — В сб. "Полезные ископаемые Украины". Киев, изд-во "Наукова думка", 1966.
- Коваленко А.Г. Минеральные новообразования в карбонатных породах нижнего и среднего карбона южного склона Воронежского массива. — Геол. ж., 1967, № 1.
- Машир В.Н. О полиметаллическом оруденении в Северном Донбасе. — В кн. "Полезные ископаемые Украины". Киев, изд-во "Наукова думка", 1966.

- Машир В.Н. Рудопроявления Северного Донбаса. - В сб. "Материалы по геологии Донецкого бассейна". Изд-во "Недра", 1968.
- Миропольский Л.М., и др. О сфалерите в девонских отложениях на востоке Русской платформы. - Докл. АН СССР, 1951, новая серия, 77, № 3.
- Миропольский Л.М., Миропольская Г.Л. Новые данные о сфалерите в девонских отложениях на юго-востоке Татарии. - Докл. АН СССР, 1952, 80, № 3.
- Миропольский Л.М., Миропольская Г.Л. О сульфидной минерализации в девонских отложениях Татарии. - Ученые записки Казанск. гос. ун-та, 1954, 114, кн. 3.
- Петрунь В.Ф., Грицай Ю.А. О галените и сфалерите Яковлевского железорудного месторождения. - В кн. "Вопросы магматизма, метаморфизма и рудообразования". Госгеолтехиздат, 1963.
- Платонов А.Н., Шадлун Т.Н., Полякова О.П., Добровольская М.Г. О полиитии природных сфалеритов и ее типоморфном значении. - Геол. рудн. месторожд., 1969, 11, № 2.
- Пудовкина И.А., Рябова Е.Г., Аксенова Е.К., Дубакина Л.С. К вопросу о зависимости некоторых физических свойств сфалеритов от особенностей их химического состава. - В сб. "Минеральное сырье", 1968, вып. 18.
- Рожкова Е.В., Щербак О.В. Сорбция свинца на различных горных породах и возможная ее роль в образовании месторождений. - Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 2.
- Рожкова Е.В., Щербак О.В., Саакян В.М. Роль сорбции в концентрации цинка в осадочных породах. - В сб. "Минеральное сырье", 1962, вып. 6.
- Рожкова Е.В., Щербак О.В., Васильева Э.Г. Моделирование процесса накопления сульфидов свинца и цинка в осадочных отложениях. - В кн. "Состояние и задачи советской литологии", 1970, т. II
- Тимергазин К.Р. О генезисе сульфидов в девонских и более древних породах на востоке Русской платформы. - Докл. АН СССР, 1955, 105, № 2.
- Ферсман А.Е. К минералогии каменноугольных отложений окрестностей г. Боровичей. - Изв. Имперской АН, 1915.
- Флоренский В.П., Бальшина Б.В. Сидерит в девонских отложениях западной части Башкирской АССР. - Докл. АН СССР, 1948, 62, № 5.
- Флоренский В.П., Михайлова Н.А. Сульфиды цинка в девонских породах Западного Приуралья. - Докл. АН СССР, 1952, 86, № 6.
- Чернышев Н.М., Молотков С.П., Буковишин В.В., Зубков И.А. Проявления флюоритовой и свинцово-цинковой минерализации в докембрии Воронежского массива. - Труды Воронежск. гос. ун-та, 1968, 66.
- Чухров Ф.В. К вопросу об изотопном фракционировании серы при литогенезе. - Литол. и полезн. ископ., 1970, № 2.
- Щербак О.В. К вопросу о путях образования и накопления сульфида свинца в природных условиях. - Геохимия, 1957, № 8.

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЙ ТИП ДЕВОНСКОГО
МАРГАНЦЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

В 1967–1970 гг. автор проводил изучение разрезов девонских отложений западного борта Магнитогорского синклиория и связанных с ними марганцевых руд, позволившее собрать новый материал по петрографическому составу руд и вмещающих пород и их фациально-стратиграфическому положению в разрезах осадочно-вулканогенных морских эвгеосинклинальных толщ. Это дало возможность дать излагаемые в настоящей работе представления по генезису марганцевых руд данного типа, связанных с кремнисто-яшмово-порфиритовой формацией.

Изученные разрезы девонской марганцевоносной толщи располагаются в районах северной – Учалинской (в 50–100 км южнее г. Миасса) – и южной (в 30–50 км западнее г. Магнитогорска) группах месторождений марганцевых руд. Южнее же в обследованных нами районах городов Баймака и Сибая развиты лишь слабые марганцеворудные проявления (Бетехтин, 1940, 1946; Нестоянова, 1960, 1963).

Описание типового профиля марганцевоносной осадочно-вулканогенной толщи в Учалинской группе месторождений было проведено через Уразовское месторождение. Здесь ниже марганцеворудной пачки у дер. Уразово залегают зеленовато-серые пироксен-плагиоклазовые туффиты ирендыкской свиты нижнего девона мощностью до 500 м, местами содержащие пачки известняков (около 100–150 мощностью), падения пород восточные и крутые. Выше по разрезу – к востоку – наблюдаются темно-зеленоватые пироксен-плагиоклазовые диабазовые порфириды, содержащие пласты туфовых пироксен-плагиоклазовых пород. Эта пачка слагает сопки правого берега р. Урал и ее левый берег перед марганцеворудным карьером. Общая мощность данной толщи 2000 м, а всей ирендыкской свиты 3000 м.

На порфиридах и туфах согласно залегают подрудные серые, тонко- и микрокристаллические кремнистые сланцы (мощность сланцев 30 м) уразовского марганцеворудного горизонта. Выше кремнистых сланцев наблюдаются красные микро- и тонкокристаллические гематитовые полосчатые яшмы и кварциты мощностью до 40 м. В свою очередь яшмы перекрываются темно-серыми, серыми, черными омарганцованными кремнистыми сланцами с пластами окисленных псиломелан-браунитовых руд мощностью около 40 м (табл. I, II).

Вверх по склону сопки и по разрезу далее к востоку развиты надрудные красные яшмы с пластами (до 20 м) серых и розовых кварцитов мощностью до 120 м. Уразовский горизонт завершается серыми, буровато-серыми кремнистыми сланцами мощностью 200–250 м. Мощность горизонта 450–500 м.

Согласно залегающая на уразовском горизонте карамалыташская свита среднего девона сложена преимущественно зеленовато-серыми диабазовыми и андезитовыми пироксен-плагиоклазовыми порфиридами, иногда с туфами мощностью 300 м. Среди пород свиты отмечались

прорывающие ее штоки субвулканических альбитофиров и кварцевых альбитофиров, апофизы которых образуют послойные тела и нередко неотличимы от развитых в свите альбитофиров самого разреза.

Средняя часть карамалыташской свиты по разрыву контактирует с вертикально падающими красными яшмами мощностью 80 м; среди них присутствуют пласты кварцевых альбитофиров и красноватых яшмовидных кварцитов.

Выше залегают андезитовые пироксен-плаггиоклазовые порфириды и туфы, постепенно переходящие вверх по разрезу в альбитофиры, кварцевые альбитофиры и их туфы, а еще выше — в темно-серые кремнистые сланцы с пластами зеленовато-серых туфов кварцевых альбитофиров с линзами и пластами красных яшм. Мощность карамалыташской свиты достигает 500 м. Отмеченные кремнистые сланцы выше по разрезу переходят в красные яшмы мощностью 120 м с опрокинутыми и крутыми западными падениями.

Верхнюю границу карамалыташской свиты можно проводить здесь по кровле порфиритов и кварцевых альбитофиров, завершающих этап дифференциации собственно вулканических продуктов магматических очагов. Выше залегает бугульгырский горизонт, сложенный преимущественно уже продуктами эксгаляций магматических очагов — кремнистыми сланцами и яшмами, переходящими в темно-серые и серые кремнистые сланцы мощностью 100 м; мощность горизонта 250 м.

Общая мощность красных яшм и кремнистых сланцев бугульгырского горизонта с подстилающими их альбитофирами, сланцами и кварцитами из карамалыташской свиты около 350 м.

Бугульгырский горизонт перекрывают известково-кремнистые сланцы и андезитовые порфириды улутауской свиты мощностью около 300 м, в свою очередь перекрываемые третьим кремнисто-сланцевым горизонтом разреза — мукасовским (верхний девон); он сложен темно-серыми, серыми кремнистыми сланцами мощностью 80 м.

Профиль завершается темно-серыми, зеленовато-серыми диабазовыми и андезитовыми туфами и порфиритами колтубанской свиты верхнего девона, начинающей третий вулканический цикл развития и дифференциации базальтоидной магмы (Фролов, Фролова, 1966; Фролова, Нестянова и др., 1964). В профиле выделяются два горизонта красных яшм — уразовский (нижний-марганцеворудный) и бугульгырский, мощностью соответственно до 150 и 100 м, разделенные (до 700 м по мощности) порфиритами, альбитофирами и их туфами карамалыташской свиты.

Мощность охарактеризованной альбитофир-порфирит-яшмо-кремнистой толщи 1500 м, причем горизонты и пласты яшм в ней общей мощностью до 350 м приурочены к ее нижним и средним частям. Марганцевое оруденение развито лишь в нижней части толщи — в уразовском горизонте — в 100 м от контакта с подстилающими диабазовыми порфиритами. Отметим, что красноватые кварциты верхов карамалыташской свиты и яшм бугульгыского горизонта разделены серыми кремнистыми сланцами и кварцевыми альбитофирами, не отмечающимися у нижнего яшмового — уразовского — горизонта. Ниже и выше яшм обычно залегают темно-серые, местами розоватые кремнистые сланцы. В верхнем же — кремнистом (мукасовском) — горизонте ни яшм, ни ро-

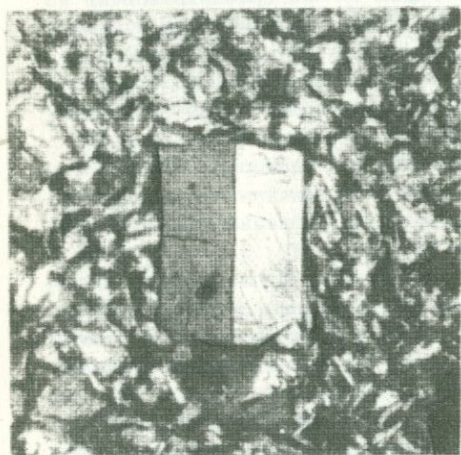


Таблица 1

1 - диабазовый туфит с катакластами, нижняя часть ирендыкской свиты, у дер. Уразово (шлиф, увел. 54); 2 - диабазовый порфирит нижней части ирендыкской свиты, виден кристалл плагиоклаза, у дер. Уразово (шлиф, увел. 54); 3 - андезитовый порфирит нижней части карамалыташской свиты, у дер. Уразово (в центре - двойник альбита, шлиф, увел. 54, николи ×); 4 - кварцевый альбитофир, видны многочисленные зерна шахматного альбита, Уразовское месторождение, бугулыгьрский горизонт (шлиф, увел. 120, николи ×); 5 - туфолововая железистая порода, видны диабазовая структура и светлые выделения, сложенные кварцем, хлоритами, Кожаевское месторождение, уразовский горизонт (шлиф, увел. 25); 6 - крупнокристаллическая кремнисто-браунитовая руда (светлое - браунит, темное - кварц); видны прослой, сложенные окисленным браунитом, карьер севернее Ялимбетовского месторождения, биккуловский горизонт (аншлиф, увел. 120)

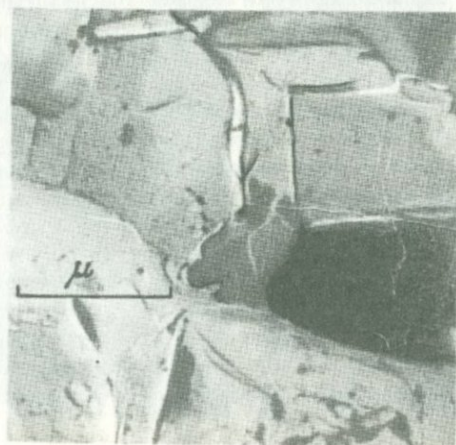
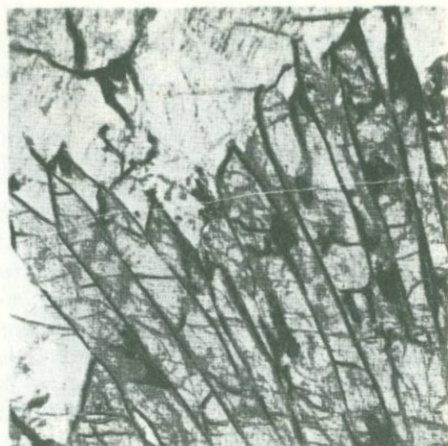
зовых кварцитов не наблюдается, выше него развиты туфы, чего почти не отмечается у контактов кремнистых сланцев уразовского и бугулыгьрского горизонтов.

В 70 км севернее Уразовского месторождения расположено Кожаевское месторождение, уразовский горизонт которого и подстилающая пачка несколько отличны от описанного нами разреза. Здесь в подстилающих уразовский горизонт диабазовых порфиритах и туфах наблюдаются пласты зеленовато-серых и серых туфогенных песчаников, гравеллитов и туффитов мощностью от 5 до 100 м, местами и зеленоватых кремнистых сланцев; причем наиболее мощные пласты песчаников и туффитов приурочены к кровле ирендыкской свиты. Отметим, что в верхней части свиты у Уразовского месторождения туфогенных песчаников, гравеллитов и туффитов почти не отмечается, там они приурочены лишь к нижней части свиты (фиг. 1).

У контакта с уразовским горизонтом гравеллиты и песчаники описываемого разреза перекрываются туфогенными красноватыми, зеленовато-серыми кремнистыми сланцами мощностью 10 м с обломками красных туфогенных тонкослоистых яшмовидных пород мощностью до 0,1 м. Выше развиты зеленовато-серые хлорит-гидрослюдистые кремнистые сланцы, постепенно переходящие в зеленовато-серые, серые кварциты мощностью 10-15 м, у контакта с марганцевыми рудами розовые.

Марганцеворудный слой сложен черными, буровато-темными, коричневыми окисленными родонитовыми, пироксмангитовыми, севергинитовыми силикатными рудами (чередование прослоев, сложенных родонитом, пироксмангитом, севергинитом - борсодержащим аксинитом, с кварцем и др.) мощностью 1,5-2 м. В кровле слоя наблюдаются красно-бурые железо-марганцеворудные кремнистые породы мощностью 0,3 м. Выше залегают красно-бурые гематитовые туфогенные кварцито-видные песчаники мощностью 0,5 м с прослоями красных, темно-вишневых плитчатых гематитовых руд, перекрываемых красными яшмами мощностью 2 м.

Таблица II



1 - родонитовая крупнокристаллическая окисленная руда, Кожаевское месторождение, уразовский горизонт (шлиф, увел. 54); 2 - скопления крупных лучистых кристаллов севергинита (белое - кварц в окисленной псиломелан-севергинит-пироксмангитовой руде), там же (шлиф, увел. 25); 3 - выделения окисленного плейчатого севергинита, там же, в той же руде (шлиф, увел. 54); 4 - выделения вторичного пьомонита в псиломелановой окисленной руде, месторождение Ниазгулово 1, уразовский горизонт (шлиф, увел. 54, николи ×); 5 - выделения гидрослед среди зерен кварца, там же, в той же руде (угольная реплика, электронноскопическая)

Марганцевые руды Кожаевского месторождения в отличие от руд Уразовского месторождения являются не первично окисленными, а карбонатно-кремнистыми-метаморфизованными, превращенными в силикатные, т.е. соответствуют более удаленной от источника выноса рудного материала фациальной зоне карбонатных осадков морского бассейна аналогично ряду многих других марганцевых месторождений - Никопольскому (Ходак, 1973), Чиатурскому (Бетехтин, 1946), Каражальскому (Суслов, 1964; Ходак и др., 1966; Рахманов, 1967).

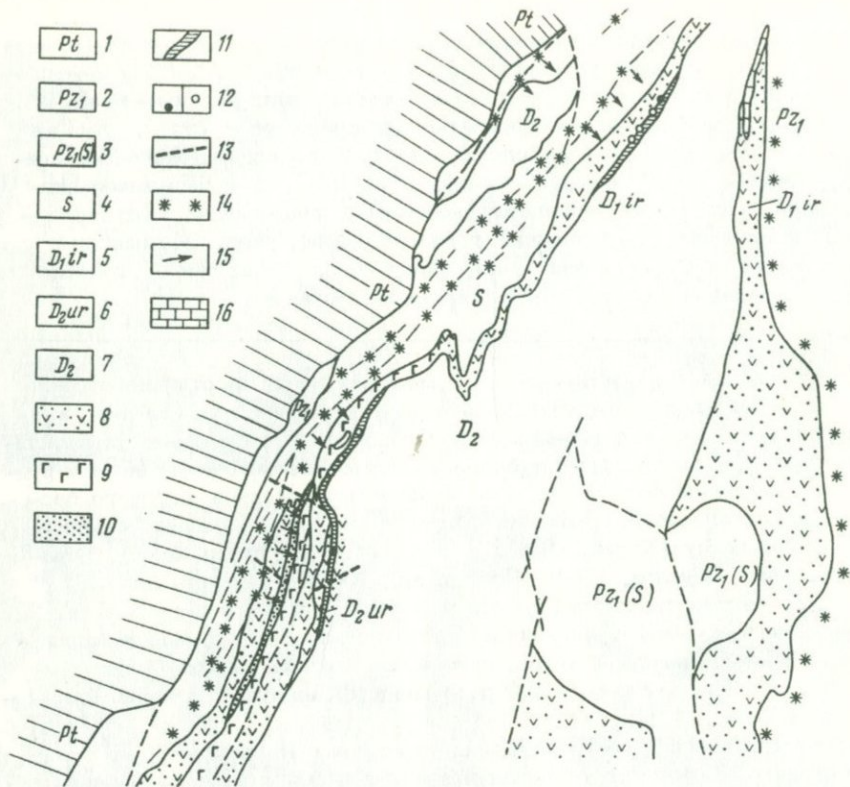
Уразовский горизонт Кожаевского месторождения завершается зеленовато-бурыми туфогенными песчаниками и далее кварцитовидными сланцами, красно-бурыми, слегка омарганцованными. Мощность горизонта около 200 м, в 2,5 раза меньше, чем на Уразовском месторождении.

На Кожаевском месторождении туфогенные прослои отмечаются в отличие от Уразовского месторождения и в подрудной яшмово-кремнистой пачке, а также среди перекрывающих марганцевые руды гематитовых руд и яшм. Здесь не выделяется столь четко и бугульгырский яшмовый горизонт, он сливается с порфиритами, туфами, местами и альбитофирами.

В разрезах южной - Магнитогорской - группы месторождений марганцевые руды приурочены уже к двум кремнисто-яшмовым горизонтам - уразовскому и бугульгырскому, а местами еще и к среднему - биккуловскому, выделенному Н.П.Херасковым (1951) и приуроченному к средней части карамалыташской свиты (фиг. 2, 3).

Составление типового профиля марганцеворудной толщи Магнитогорской - южной - группы месторождений было проведено нами вдоль дороги городов Белорецк - Магнитогорск от месторождения Ниазгулово 1 к месторождению Ниазгулово 2 с привлечением профилей через все главнейшие месторождения этой группы.

Нижняя часть данного разреза (описана несколько западнее карьера месторождения Ниазгулово 1) представлена диабазовыми пироксен-плагиоклазовыми порфиритами и их туфами ирендыкской свиты, падающими к западу (опрокинутыми), видимая мощность пород 500 м. Восточнее по разрыву развиты темно-серые кремнистые сланцы уразовского горизонта, уже с восточными падениями, мощность 150-200 м.



Фиг. 1. Структурно-фациальная схема низов марганценовых отложений девона северной части западного борта магнитогорского синклинария

1 - протерозойские отложения; 2 - нижнепалеозойские отложения; 3 - нижнепалеозойские отложения (силурийские?); 4 - силурийские отложения; 5 - нижнедевонские отложения, ирендыкская свита; 6 - среднедевонские отложения, уразовский железно-марганцеворудный горизонт, яшмово-кремнистый; 7 - среднедевонские отложения; 8 - базальтовые туфогенные и лавовые породы; 9 - базальтовые лавовые породы; 10 - туфовые и туфогенные базальтовые породы; 11 - железорудные яшмовые породы; 12 - марганцево-рудные месторождения и рудопроявления; 13 - тектонические нарушения; 14 - предполагаемые вулканические очаги, трещинные и центрального типа; 15 - направление сноса и выноса терригенного, кремнистого, рудного материала; 16 - известняки

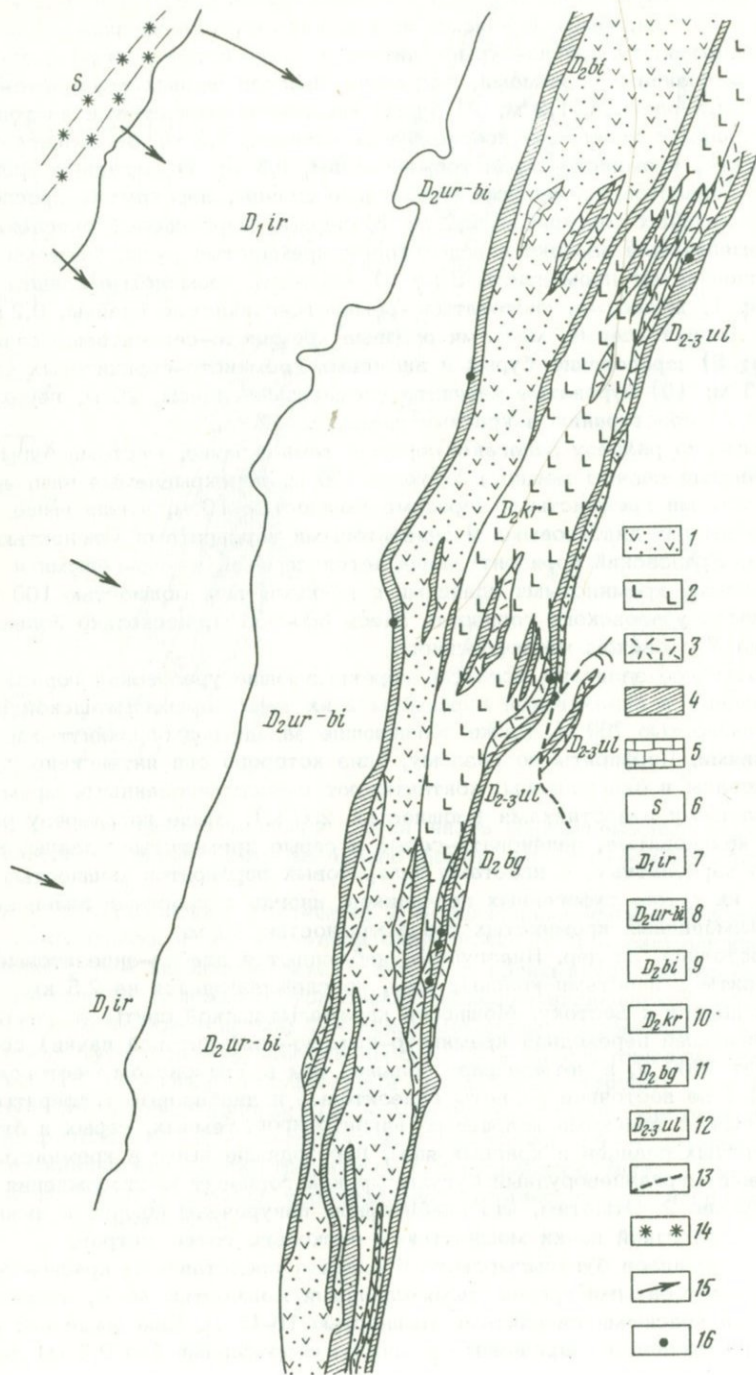
В подстилающих марганцевые руды слоях отмечаются буроватые кремнистые сланцы. Выше с западными опрокинутыми также падениями наблюдаются: 1) красно-бурые плитчатые кремнистые сланцы с темно-серыми сланцами и яшмами, встречены прослои черных кремнисто-серицитов сланцев, 1,2 м; 2) бурые кремнисто-серицитовые листоватые сланцы с прослоями красно-бурых сланцев, 2,2 м; 3) зеленоватые, вишневые, кремнисто-серицитовые сланцы, 0,3 м; 4) вишневые кремнисто-серицитовые, местами пластичные сланцы, перекрывающие прослоем темно-зеленых порфиритов, 2,2 м; 5) черные марганцевые окисленные псиломелановые изредка и родонитовые кремнистые руды, местами с вкрапленностью пьедомонтита, 5 м; 6) вишневые кремнистые сланцы 0,3 м; 7) вишневые, листоватые кремнисто-глинистые сланцы, 0,2 м; 8) зеленовато-серые, местами розовые кремнисто-серицитовые сланцы, 0,3 м; 9) чередование бурых и вишневых кремнисто-серицитовых сланцев, 3 м; 10) буроватые серицито-кремнистые сланцы, 20 м, переходящие по простираанию в красные яшмы, до 120 м.

Выше по разрезу залегают серые и темно-серые, местами бурые кремнистые сланцы мощностью около 100 м, перекрываемые вишнево-фиолетовыми кремнистыми породами мощностью 10 м, а еще выше зеленоватыми диабазовыми и андезитовыми порфиритами мощностью 100 м. Уразовский горизонт завершается серыми, темно-серыми и буроватыми кремнистыми сланцами с пачками яшм мощностью 100 м. Мощность уразовского горизонта здесь 600-650 м, несколько больше, чем на Уразовском месторождении.

Восточнее залегают согласно перекрывающие уразовский горизонт диабазовые и андезитовые порфириты и их туфы карамалыташской свиты мощностью 700 м, также обладающие западными опрокинутыми падениями. Порфириты по разлому, близ которого они интенсивно рассланцованы и окварцованы, контактируют с рассланцованными мраморизованными известняками (мощностью 200 м). Выше по разрезу развиты красноватые, зеленовато-серые и серые кремнистые сланцы, местами карбонатные, с пластиами долеритовых порфиритов мощностью 20 м, их туфов, туфогенных песчаников, иногда с пластиами зеленоватых яшмовидных кремнистых пород мощностью 30 м.

Восточнее, за дер. Ниазулово, наблюдаются диабаз-андезитовые порфириты с пластиами красных яшм, прослеживающихся на 2,5 км вдоль дороги к востоку. Мощность карамалыташской свиты (с учетом вышележащей переходной кремнисто-яшмово-порфиритовой пачки) составляет 2000 м, в четыре раза больше, чем в Уразовском месторождении. Еще восточнее развиты андезитовые и диабазовые порфириты и их туфы с пластиами кварцевых альбитофиров, темных, серых и бурых кремнистых сланцев и красных яшм, переходящие выше в кремнисто-яшмовый марганцеворудный бугулыгырский горизонт месторождения Ниазулово 2. Отметим, что альбитофиры приурочены обычно к нижней части переходной пачки мощностью в несколько сотен метров.

Породы низов бугулыгырского горизонта представлены красно-бурыми, желтоватыми кремнистыми сланцами мощностью 40 м, перекрываемыми красными кварцитами мощностью 10-15 м. Еще выше наблюдаются коричневые марганцевые кварциты с прослоями (до 0,5 м) чер-



ных псиломелановых кремнистых руд, бедных темно-вишневых гематитовых руд, железо-марганцевых кварцитов. Мощность рудной пачки около 30 м. Она переходит выше по разрезу и также по простиранию в красно-бурые и серые кремнистые сланцы мощностью до 60 м, а еще выше - в серые, местами омарганцованные, иногда существенно глинистые сланцы мощностью 100 м. Мощность бугулыгырского горизонта около 150 м, он перекрывается порфиритами улутайской свиты.

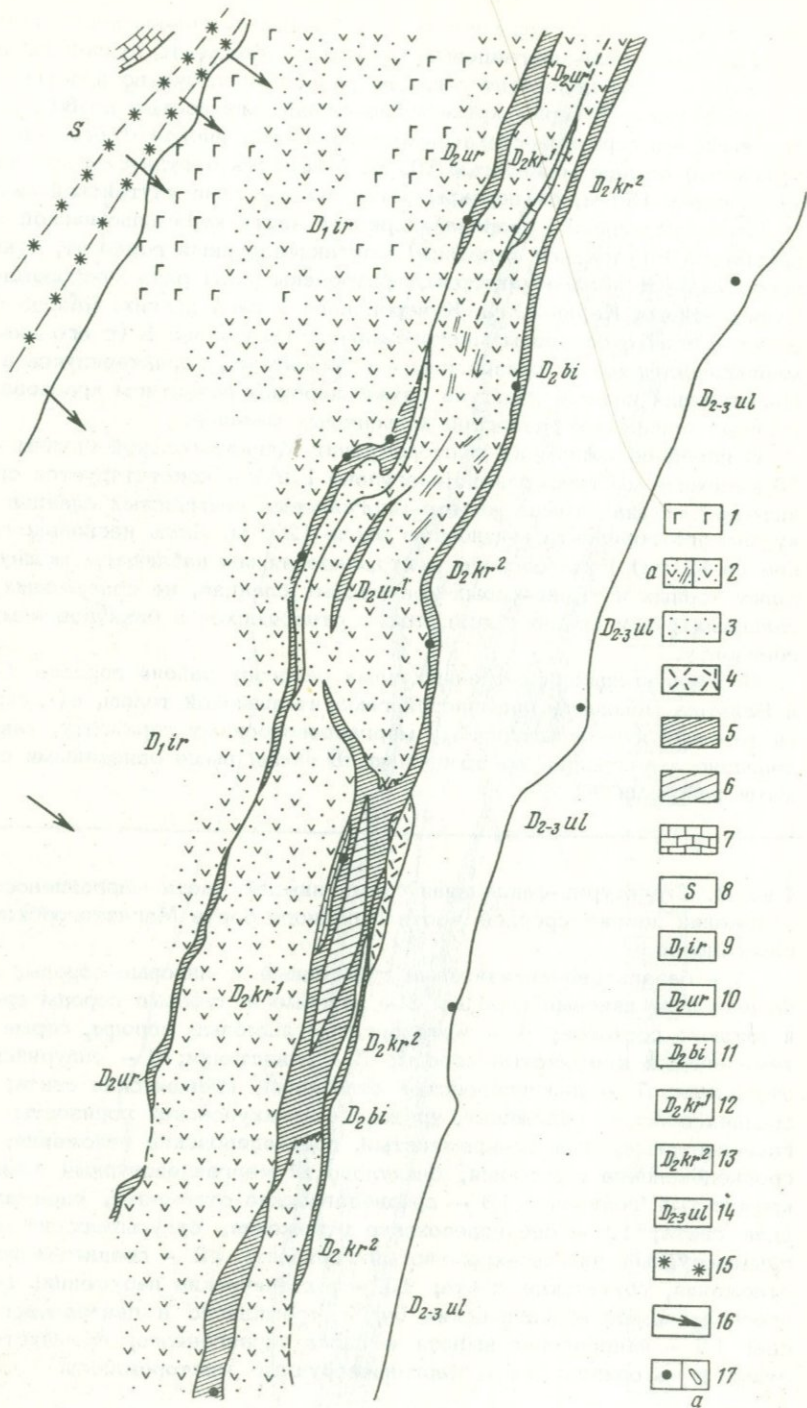
Южнее описанного разреза к средней части карамалыташской свиты приурочен биккуловский (средний) марганцеворудный горизонт, к которому, как установлено автором, приурочены руды ряда месторождений: Кусимовского, Каран-Елга, Кучаровского и ряда других. Разрез горизонта сходен с разрезом месторождения Ниазгулово 1 (с его нижним марганцеворудным - уразовским - горизонтом), характеризующаяся в ряде прилегающих к нему участков также широким развитием красноватых и серых глинистых разностей кремнистых сланцев.

В наиболее южном из месторождений Магнитогорской группы - в 35 км южнее месторождений Ниазгулово 1 и 2 - констатируется сравнительно мощная толща железо-марганцевых кремнистых сланцев биккуловского горизонта мощностью около 1200 м. Лишь несколько севернее (в 12 км) Кучаровского месторождения мы наблюдаем мощную толщу черных и темно-серых кремнистых сланцев, не содержащих марганцевых руд и красных яшм, также относящихся к биккуловскому горизонту.

В более южных осмотренных нами разрезах района городов Сибая и Баймака мощность кремнистой гематит-яшмовой толщи, относящейся там уже к бугулыгырскому марганцевоносному горизонту, также довольно значительна по сравнению со всеми выше описанными северными районами.

Фиг. 2. Структурно-фациальная схема нижней части марганценосных отложений девона средней части западного борта Магнитогорского синклинория

1 - базальтово-андезитовые туфогенные и лавовые породы; 2 - базальтовые лавовые породы; 3 - лавовые и туфовые породы среднего и кислого составов; 4 - железорудные яшмовые породы, серые и темно-серые кремнистые породы; 5 - известняки; 6 - силурийские отложения; 7 - среднедевонские отложения, ирендыкская свита; 8 - среднедевонские отложения, уразовский-биккуловский горизонты марганцеворудные, яшмово-кремнистые, среднедевонские отложения; 9 - среднедевонские отложения, биккуловский марганцеворудный яшмово-кремнистый горизонт; 10 - среднедевонские отложения, карамалыташская свита; 11 - среднедевонские отложения, бугулыгырский марганцеворудный яшмово-кремнистый горизонт; 12 - среднедевонские отложения, улутауская свита; 13 - тектонические нарушения; 14 - предполагаемые вулканические очаги трещинного и центрального типов; 15 - направление выноса и сноса терригенного, кремнистого, рудного материала; 16 - марганцеворудные месторождения



- 1 \square r r
- 2 a \square ∇ // ∇
- 3 D_{2-3ul} \square \cdot \cdot \cdot
- 4 \square \times \times \times
- 5 \square \parallel \parallel \parallel
- 6 \square \parallel \parallel \parallel
- 7 \square \square \square \square
- 8 \square s
- 9 \square D_{1ir}
- 10 \square D_{2ur}
- 11 \square D_{2bi}
- 12 \square D_{2kr}^1
- 13 \square D_{2kr}^2
- 14 \square D_{2-3ul}
- 15 \square * *
- 16 \square \rightarrow
- 17 \square \bullet \circ

В девонской марганцевоносной толще Магнитогорского синклиория, как видно из приведенного описания разрезов, выделяются четыре яшмово-кремнистых горизонта: 1) уразовский - на границе ирендыкской и карамалыташской свит, 2) биккуловский - в середине карамалыташской свиты, 3) бугулыгырский - на границе карамалыташской и улутауской свит, 4) мукасовский - на границе улутауской и колтуанской свит.

Уразовский горизонт с марганцевыми рудами прослеживается вдоль западного борта Магнитогорского синклиория от Кожаевского месторождения на севере, где он представлен кремнисто-карбонатной фацией - метаморфизованными силикатными пироксмангитовыми, родохрозитовыми, севергинитовыми разностями руд, далее к югу через Уразовское месторождение окисленных псиломелан-браунитовых первичноокисных руд до месторождения Ниязгулово 1 в районе Магнитогорской группы месторождений, где руды представлены в основном окисленными псиломелан-браунитовыми (также первичноокисными разностями), и до рудоправления Кукут-Туба (у озера Банного).

Биккуловский горизонт с окисленными псиломелан-браунитовыми рудами наблюдается лишь в южной группе месторождений - от Биккуловского до Кучаровского месторождений; в северной части района он четко не выделяется. На Кусимовском месторождении горизонт представлен как окисленными, так и браунитовыми рудами, на Кучаровском месторождении псиломелановые руды горизонта ассоциируют с гематитовыми кремнистыми рудами.

Бугулыгырский горизонт содержит маргацевые руды лишь в южной группе месторождений, прослеживаясь с рудами уразовского горизонта от района дер. Ниязгулово к югу до Ялимбетовского месторождения.

Фиг. 3. Структурно-фациальная схема верхней части марганцевоносных отложений девона средней части западного борта Магнитогорского синклиория

1 - базальтовые лавовые породы; 2 - базальт-андезитовые туфогенные и лавовые породы, а - то же, с прослоями и пластами яшмовых пород; 3 - туфовые и туфогенные базальт-андезитовые породы; 4 - лавовые и туфовые породы среднего и кислого состава; 5 - железорудные яшмовые породы, серые, темно-серые кремнистые породы; 6 - темно-серые битуминозные породы; 7 - известняки; 8 - силурийские отложения; 9 - нижнедевонские отложения, ирендыкская свита; 10 - среднедевонские отложения, уразовский марганцеворудный горизонт, яшмово-кремнистый; 11 - среднедевонские отложения, биккуловский горизонт, марганцеворудный, яшмово-кремнистый; 12 - среднедевонские отложения, нижняя часть карамалыташской свиты; 13 - среднедевонские отложения, верхняя часть карамалыташской свиты; 14 - среднедевонские отложения; 15 - предполагаемые вулканические очаги, трещинные и центрального типа; 16 - направление выноса и сноса терригенного, кремнистого, рудного материала; 17 - марганцеворудные месторождения, а - рудоправления

Среди руд бугульгырского горизонта развиты псиломелановые (окисленные) и браунитовые кремнистые руды, отмечаются и прослои силикатных родонитовых разностей.

Пласты марганцевых руд на описанных месторождениях не превышают мощности 1 м, прослеживаясь по простиранию в пределах рудных полей на сотни, а по падению на десятки метров, и протягиваются с перерывами в цепочках месторождений вдоль западного борта Магнитогорского синклиория на сотни километров от г. Миасса на севере до городов Баймак и Сибай на юге, далее к г. Орску. За пределами месторождений уразовский и биккуловский горизонты нередко и не выделяются в толще порфиритов; бугульгырский и мукасовский горизонты прослеживаются весьма четко и обычно постоянно по площади.

Кремнистые браунитовые руды в виде прослоев выделяются в ряде месторождений. Макроскопически они темно-серые до черных, тонко- и равноплитчатые, тонкослоистые и тонкополосчатые, чередуются с красными и темно-серыми кремнистыми прослоями. В аншлифах видно, что кристаллики браунита размером 0,1–1 мм слагают ряд правильных граней при общей гранобластовой форме, плотно примыкая друг к другу; между ними развиты тонко- и микрокристаллические полигональные или неправильно округлой формы зерна кварца с браунитовыми и гематитовыми вкраплениями. Браунитовые прослои отмечаются среди гематитовых яшм, родонитовых прослоев с вишневыми листоватыми глинисто-кремнистыми сланцами.

Кремнистые силикатные пироксмангитовые, родонитовые, севергинитовые руды наблюдаются в виде прослоев в некоторых месторождениях. Так, на Кожаевском месторождении основная масса руд состоит из крупнокристаллических прослоев пироксмангита. Скопления кристаллов буроватые, желтоватые, зернистые со стекляннм блеском. В шлифах зерна пироксмангита светло-желтоватые, бесцветные, неправильно округлые, образуют скопления между микродрюзами севергинита, вкраплениями родонита, а также между псиломелановыми и кварцевыми зернами в яшмовых прослоях. Родонит слагает ряд вкраплений розового, темно-буроватого, темно-серого (от окисления в псиломелан) цвета, твердых, зернистых. В шлифах наблюдается в виде неправильно округлых зерен и вкраплений среди пироксмангита, севергинита, псиломелана. Севергинит отмечается в виде крупных друз, желтовато-бурых, темно-буроватых удлиненных кристаллов до 1–3 см в длину. В шлифах видно, что зерна севергинита образуют серии расходящихся веером кристаллов с высоким рельефом, четкой поперечной спайностью (к длине кристаллов), также и по длине кристаллов. Эти силикатные руды на Кожаевском месторождении, как отмечено выше, приурочены к туфогенно-яшмовым прослоям.

Наиболее распространены в районе окисленные псиломелановые руды, образующие плотные, тяжелые, с черным металлическим отливом скопления, в которых обычно не отмечаются, за редким исключением, реликтовые структуры и браунитовый состав первичноокисных руд. Среди же силикатных руд, слабее подвергшихся окислению, релик-

товые черты, а также силикатные марганцевые минералы сохраняются лучше. Псиломелановые руды образуют натёки, почки, текстуры выщелачивания, раскристаллизации в пустотах, трещинках, среди жилок, формирующиеся при обезвоживании гелеподобных растрескивания.

Содержания элементарного марганца в псиломелановых рудах не превышают 30–35%, хотя местами $MnO + MnO_2$ достигает 55–65%, а иногда 88%. В псиломелан-браунитовых рудах $MnO + MnO_2$ не превышает 48%; содержание в них кремнезема составляет 28–42%, причем минералы кремния тонко и тесно срощены с марганцеворудными минералами. В псиломелановых рудах содержание кремнезема обычно равно 20–50%. Концентрации P_2O_5 в марганцевых рудах не превышают сотые доли процента. Низкие содержания P_2O_5 (но выше, чем в марганцевых рудах) наблюдаются и в красных яшмах и в кремнистых сланцах (не превышающие 0,1%). Отметим, что во вмещающих порфиритах и альбитофирах средние содержания P_2O_5 составляют 0,1%, иногда, правда, отмечаются и повышенные ее концентрации.

Гематитовые яшмы, являющиеся вместе с кремнистыми сероватыми, темно-серыми сланцами рудовмещающими породами, представляют равно-, местами тонкоплитчатые, нередко и тонкополосчатые породы. Полосчатость яшм обусловлена чередованием прослоев разных цветов и оттенков красного, сургучного, бурого, иногда зеленовато-серого. В шлифах видно, что яшмы сложены тонко- и микрокристаллическим полигональным, неправильно округлым кварцем, среди которого послойно и в беспорядке рассеяны мельчайшие вкрапления гематита, в меньшей мере марганцевых минералов, а также серицита, гидрослюд, монтмориллонитов. Местами отмечаются округлые вкрапления более крупных и чистых зерен кварца, иногда образующих псевдоморфозы по радиоляриям, членикам лилий и пр.

Как марганцевые руды, так и рудовмещающие их яшмы и кремнистые сланцы образовались в сходных условиях осаждения (нередко и соосаждения) и перекристаллизации.

Из анализа изложенного материала следует, что марганцеворудные пачки, состоящие из красных яшм, кремнистых сланцев и марганцевых руд, залегают согласно среди вулканогенной толщи морских диабазовых, в меньшей мере андезитовых, преимущественно пироксен-плагиоклазовых порфиритов и их туфов. На морской характер силурийско-девонских вулканогенных толщ указывают как текстурно-структурные особенности пород, нередко обладающих крупной шаровой отдельностью, так и наличие среди них пластов и прослоев глинистых и кремнистых сланцев, пачек известняков с морской фауной.

Марганцевые руды нижнего-уразовского – марганцеворудного горизонта, залегающие среди красных яшм и кремнистых сланцев, приурочены к завершающей стадии развития основного-диабазового-морского вулканизма, нередко сопровождавшегося интенсивной туфовой деятельностью, в том числе местами и при образовании непосредственно подрудных красных яшм (например, на Кожаевском месторождении). Сама яшмово-кремнистая марганцеворудная пачка является продуктом продолжения и завершения диабазового вулканического процесса образования нижнедевонской ирендыкской свиты. Широкое развитие

в нижней части свиты туфогенных пород свидетельствует о развитии в это время вулканов центрального типа, формирующихся на возвышающихся цепочках островов (Нестоянова, 1960, 1963; Хворова, Ильинская, 1963).

В связи с этим интересно обратить внимание на освещенные выше специфические и отличительные черты Уразовского и Кожаевского месторождений северной группы, относящихся к уразовскому горизонту и расположенных в 50 км друг от друга в пределах одной полосы отложений и соответственно лишенных туфогенного материала (Уразовское) и насыщенных им (Кожаевское) в непосредственно подстилающих марганцевые руды яшмах.

Разрез ирендыкской свиты у Уразовского месторождения, характеризующийся широким развитием туфогенных пород лишь в нижней части свиты, отражает наличие в это время вулканов центрального типа, деятельность которых существенно ослабла при накоплении осадков верхней части свиты, где не отмечается значительного количества туффитов, а особенно при накоплении кремнистых и яшмовых осадков уразовского горизонта. В этом случае можно говорить не о затухании вулканизма центрального типа и смене его трещинными излияниями, а об ослаблении первого и о существенной активизации тесно связанного с ним вулканизма второго — трещинного типа, тем более, что туффиты и туфовый материал из разреза ирендыкской свиты не исчезают.

Разрез же верхней части ирендыкской свиты Кожаевского месторождения, как и нижняя часть свиты у дер. Уразово, характеризуется широким развитием туффитов и туфогенных песчаников; причем пласты туфогенных пород наблюдаются непосредственно в подстилающих рудную пачку красных яшмах, что подтверждает интенсивное развитие вулканизма центрального типа, активно участвующего в формировании разреза. Вместе с тем следует подчеркнуть наличие в породах рудной существенной примеси терригенного материала, в том числе кремнистого, железистого, марганцевистого и глинистого, сносимого с поднятых над уровнем моря (или даже покрытых морем) вулканических построек.

Отметим, что проведенное А.Б.Шеко и И.С.Кудияровым (ЛОПИ МГ СССР) рентгеноструктурное и электронноскопическое (в угольных репликах) исследование фракций пород и руд района меньше 0,001 мм дало возможность прийти к заключению о том, что глинистые минералы представлены устойчивой ассоциацией гидрослюд и хлоритов, генетически тесно связанных с кремнистым и рудным (железо-марганцевым), а иногда и с разложившимся, существенно каолинизированным туфогенным материалом (Кожаевское, Биккуловское, Ялимбетовское и другие месторождения). Выделения каолинита в рудах и породах, в том числе и в сравнительно чистых (от примеси туфогенного материала с плагиоклазами) гематитовых яшмах, являются вторичными, возникшими при мезо-кайнозойском континентальном выветривании.

Гидрослюды и хлориты в породах и рудах представляют собой продукты эпигенеза и метаморфизма как первичного каолинита, продукты возможной перетолженной палеозойской, в том числе и девонской коры

выветривания древнего Уралтау, так и вулканогенных туфовых монтмориллонитов, вулканических стекол, следы которых почти полностью исчезли в процессе интенсивной и длительной складчатости девонских отложений. Продукты каолиновой, монтмориллонитовой и иного типа кор выветривания пород древнего Уралтау (докембрий-силур) могли возникать в данном случае и в процессе гальмиролиза (подводного выветривания), особенно на возвышающихся над дном морского бассейна поднятиях, в том числе и при развитии лавового, туфового, эксгальционного и других процессов, сопровождающих вынос и снос рудных, глинистых, обломочных и хемогенных компонентов.

Таким образом, из всего изложенного можно сделать вывод, что вынос рудных компонентов и связанного с ним кремнистого материала с запада на восток на западном борте Магнитогорского прогиба — восточном склоне древнего Урала в девоне мог происходить путем

1) вулканогенных эксгальций из затухающих или ослабленных магматических очагов центрального типа с наземными или подводными постройками, 2) сноса терригенного, туфогенного и рудного материала с этих построек, 3) выбросов туфогенного и сопутствующего материала при усилении вулканической активности этих построек (например, Кожаевское, Биккуловское и ряд других месторождений), 4) излияния и выноса вулканических и сопутствующих кремнистых компонентов из сопровождающих трещинных подводных излияний как из отмеченных построек, так и из образовавшихся вне и даже вдаль от них трещин. Все эти факторы отчетливо вырисовываются при изучении разнообразных и разновозрастных (в пределах девона) марганцевых месторождений района.

Само образование кислых кремнисто-яшмовых пачек, в своей основе хемогенных, вслед за накоплением толщи порфиритов свидетельствует о резкой смене условий выноса и накопления материала в морском бассейне, а также в перифирических частях вулканических очагов как из построек центрального типа, так и из сопровождающих их или независимых от них трещин. Так, в подрудных диабазовых порфиритах ирендикской свиты у дер. Уразово содержание Na_2O составляет 2,5%, K_2O 0,5%; в туфогенных же яшмах их концентрации, особенно K_2O , резко снижаются, местами до следов. Кроме того, накопление кремнисто-яшмовой пачки уразовского горизонта завершается кварцевыми альбитофирами, содержащими Na_2O уже 4,5%; содержание K_2O также несколько повышается — 0,2%.

Появление в разрезе альбитофиров отражает начало новой активизации вулканических очагов, магматический материал которых смешивался с их кремнистыми, но безрудными эксгальциями (содержание Fe_2O_3 на Уразовском месторождении в них не превышают 1%, FeO — до 0,8%, MnO — до 0,05%). В подрудных же туфогенных яшмах Кожаевского месторождения концентрации Fe_2O_3 уже составляют 15% (FeO — до 0,5%). Новая активизация вулканических очагов, даже на фоне значительного выноса из них кремнекислоты (до 82%), завершает ликвидацию рудного процесса, начавшуюся еще при накоплении надрудных (послерудных) кремнистых сланцев. Следует учесть, что при этом активизируются как трещинные магматические очаги, так и вулканы

центрального типа с наземными или подводными постройками, что и отражается в появлении в разрезах вышележащей карамалыташской свиты прослоев глинистых сланцев.

Таким образом, марганцевое рудообразование связано как с началом затухания вулканической активности, так и одновременно с эрозией вулканических построек; причем это затухание, как видно из анализа разреза рудной пачки, например Кожаевского месторождения, может быть существенно пульсирующим и активным, отражаясь в значительном развитии туфогенного материала, совместно с рудным в яшмовой, а также в рудной пачке. Туфогенный материал может быть как чисто вулканогенно-туфовый, так и терригенно-туфовый (туфитовый), песчано-глинисто-туфитовый. С затуханием вулканической активности одновременно с ослаблением эрозии вулканических построек рудный процесс почти прекращается.

Сходные с описанными по генезису месторождения железомарганцевых руд отмечаются в девонских эвгеосинклинальных отложениях Алтая, где, по А.С.Калугину с соавторами (1967), они связаны с поствулканическими процессами минерализации туфовых и лавовых полей риолит-кератофировой формации; авторы намекают специфический тип вулканогенно-осадочного оруденения с существенно-наземным источником и субмаринными условиями осаждения рудного материала. Области размещения этих месторождений, по А.С.Калугину (1967), относятся к типу внутренних вулканических островных дуг или континентальных впадин, напоминая восточный склон древнего Уралтау у западного борта Магнитогорского синклинория - в районах рассматриваемых нами девонских марганцевых месторождений (Нестоянова, 1960).

Относительно генезиса осадочно-вулканогенных железомарганцевых руд широко распространено мнение, что эти руды связаны с периодами спилит-диабазовой активности (Amstutz, 1958; Takeo, Toshiaki, 1967). Так, марганцево-гематитовые месторождения, приуроченные к красным яшмам и спилитовым лавам юрских и меловых отложений о-ва Хоккайдо (Япония), Такео и Тошиаки (Takeo, Toshiaki, 1967) связывают с периодами спилит-диабазового вулканизма. Отмечается местами вариолитовая, субвариолитовая текстура руд, нередко обогащенных сульфидами железа и меди, а также титанистыми минералами (ильменитом, титанитом, титанистым авгитом). Осадочно-вулканогенная рудная минерализация данного типа нередко, как и на ряде месторождений нашего района Урала, контролируется куполовидными структурами, а также локальными интрузиями щелочных кератофиров и других кислых пород, как, например, на Уразовском, Ниязгуловских, Биккуловском, Аюсазовском и ряде других месторождений Магнитогорского синклинория: руды о-ва Хоккайдо, представленные кремнистыми марганцевисто-гематитовыми разностями, содержат марганецсодержащий минерал пенвитит (плеохроичный в шлифах, от красно-коричневого по z до светло-желтого по x), не наблюдающийся в сходных рудах нашего района Урала, а также пьомонит (отмечается в уральских девонских марганцевых рудах), пирит, халькопирит. Основные компоненты рудовмещающих спилитов, кератофиров, диабазов месторождений о-ва Хоккайдо и уральских порфиритов

и альбитофиров девона Магнитогорского синклиория весьма сходны, отличаясь большей обогащенностью титаном (TiO_2 - до 3% в диабазах).

По геосинклинальным девонским железным и марганцевисто-железным рудам Македонии (Югославия) типа Лан-Дилль, сходным с уральскими девонскими железо-марганцевыми рудами нашего района, делаются выводы как по их эксгальционному (Формозова, 1968), так и по осадочному (за счет переотложения продуктов при латеритном выветривании) генезису. Рейхштейн (Reichstein, 1964), известный геолог и селенолог из ГДР, по сходным девонским месторождениям района Гарца приходит к представлениям об осадочно-вулканогенном генезисе. Е.А.Соколова (1968) и ряд других исследователей также придерживаются эксгальционного генезиса по формированию девонских марганцевых руд Магнитогорского синклиория. Аналогичных взглядов эксгальционного генезиса применительно к девонским железо-марганцевым кремнистым рудам каражальского и других близких к нему типов придерживается Г.Н.Щерба (1970). Мы, со своей стороны и для этих руд Центрального Казахстана, залегающих преимущественно среди осадочных, а не вулканогенных толщ, пришли к выводу о переотложенном в своей основе латеритном генезисе, вместе с тем и не отрицая воздействия вулканогенных факторов выноса рудного и сопутствующего кремнистого материала (Ходак, 1964, 1966). Г.С.Дэоценидзе (1969), как известно, является убежденным сторонником вулканогенного генезиса руд ряда отмеченных районов, в том числе и Магнитогорского.

Как видно из сказанного, марганцеворудные концентрации магнитогорского типа накапливались не в период спилит-диабазовой активности вулканизма, а как раз наоборот - во время ее затухания, что еще больше должно привлечь внимание исследователей как к выявлению очагов центрального и трещинного вулканизма (Сергиевский, 1948; Нестоянова, 1963; Фролова, 1964; Бородаевская и др., 1969; Шарфман; 1969), так и к представлениям Г.И.Водорезова и И.С.Вахромеева (Вахромеев, 1956, Вахромеев, Родичева, 1963) о возможном переносе продуктов выветривания в латеритных или сходных условиях на фоне этапов затухания вулканической активности с образованием вместе с тем продуктов вулканогенных эксгальций, вкуче дающих кремнистые и гематитовые яшмовые пачки, местами с марганцеворудными концентрациями. Здесь интересны как выявление площадей локальных и протяженных перерывов, несогласий, резких фациальных переходов между отдельными толщами девонских отложений, отмечаемых рядом исследователей, так и реставрация ассимилированных интрузивами, гибридизацией полей развития различных кремнистых, яшмовых, марганцовисто-кремнистых (районы марганцеворудных проявлений Бай-Султан севернее г. Учалы, близ месторождений Ниазгулово 2, Ялимбетовского, Кучаровского) и ряда других сланцевых пачек.

В этом отношении примечательно увеличение мощности и доли в разрезах девона гематитовых яшм, являющихся марганцеворудовмещающими, к югу - к городам Сибая и Баймаку - и далее - к г. Орску, параллельно с увеличением роли кремнисто-терригенных пород, что дает основание прийти к заключению о генетической связи этих пород.

В северных частях западного борта Магнитогорского синклинория (примерно от Кусимовского месторождения и Ниазулово 1 и 2 и далее к северу) яшмово-кремнистые пачки с марганцевыми рудами пространственно и генетически больше тяготеют к пачкам диабазовых порфиров и их туфов (например, Биккуловское, Кожаяевское и другие месторождения), перекрывая их вверх по разрезу.

Таким образом, в северных разрезах района (в более тектонически сжатых частях синклинория) роль эксгалационного вулканогенного материала при формировании яшм и марганцевых руд с кремнистыми сланцами выступает более рельефно, тогда как фактор выноса кремнистых и железистых компонентов совместно с терригенным глинистым материалом отчетливее на юге более дифференцированного структурно и в рельефе, а также широкого Магнитогорского эвгеосинклинального прогиба. Оба эти фактора: 1) вулканогенно-эксгалационного выноса и 2) выноса и сноса железисто-глинисто-кремнистого материала при латеритном выветривании [как и на примере македонских девонских руд района Вареша в Югославии, по Гардеру (Harder, 1966)] с западных бортовых частей Магнитогорского синклинория в центральные более прогнутые участки морского бассейна, имеют место при образовании марганцевых руд с туфовым материалом (или без него) и вмещающих их кремнисто-яшмовых железистых пачек; причем при усилении выноса железа и увеличении роли в разрезах яшм и глинисто-кремнистого материала (как и у городов Баймака и Сибая) марганцеворудных скоплений становится меньше.

Следовательно, роль вулканогенных эксгалаций рассматриваемого комплексного процесса как будто повышает эффективность формирования марганцевых руд, что мы и видим в Магнитогорской и Учалинской группах месторождений и рудопоявлений на протяжении 200 км по простиранию (с юга на север) с ослаблением роли марганцевых концентраций к югу — к городам Баймаку и Сибаяу на протяжении до 150 км и более.

Для дополнительного анализа по формированию марганцеворудных концентраций района интересны геохимические и петрохимические характеристики руд и вмещающих пород, которые будут рассмотрены в специальной статье.

Литература

- Бетехтин А.Г. Южноуральские марганцевые месторождения как сырьевая база Магнитогорского металлургического комбината. — Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1940, серия рудн. мест., вып. 30.
- Бетехтин А.Г. Промышленные марганцевые руды СССР. Изд-во АН СССР, 1946.
- Бородаевская М.Б. и др. Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. — Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 10.
- Вахромеев И.С. К палеогеоморфологии территории Магнитогорского синклинория в периоды силуро-девонских отложений. — В сб. "Вопросы региональной палеогеоморфологии", Уфа, 1956.
- Вахромеев И.С., Родичева З.И. Баймакский, ирендыкский и карамалытанский эффузивно-интрузивные комплексы сибайского и баймакского руд-

- ных районов Магнитогорского синклинория, геология, структура и стратиграфические соотношения. - Труды I Уральск. петрогр. сов. Свердловск, 1963. Изд-во "Недра", 1969.
- Калугин А.С. и др. Вулканоогенно-осадочные и метаморфизованные железорудные месторождения Алтая. - В сб. "Месторождения Сибири". Изд-во "Наука", 1967.
- Нестоянова О.А. К палеогеографии девона восточного склона Южного Урала. - В сб. "Геология и полезные ископаемые Урала" (Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, 1960, вып. 28).
- Нестоянова О.А. Вулканизм восточного склона Южного Урала. - В сб. "Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала" (Труды I Уральск. петрограф. сов.), Свердловск, 1963.
- Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород, т. 1,2. Гостоптехиздат, 1940.
- Рахманов В.П. Марганцевые руды. - В сб. "Успехи в изучении главнейших осадочных полезных ископаемых в СССР". Изд-во "Наука", 1967.
- Сергиевский В.М. Среднепалеозойский вулканизм и история формирования тектонической структуры восточного склона Урала. - Материалы ВСЕГЕИ, 1948, вып. 8.
- Соколова Е.А. Закономерности образования вулканогенно-осадочных марганцевых руд. - В сб. "Осадкообразование и полезные ископаемые вулканогенных областей прошлого". Изд-во "Наука", 1968.
- Суслов А.Т. Марганец. - В сб. "Металлы в осадочных толщах". Изд-во "Наука", 1964.
- Фролов В.Т., Фролова Т.И. Соотношение эффузивного, пирокластического и осадочного вещества в формациях эвгеосинклиналии Южного Урала. - В сб. "Труды сов. по вулканогенно-осадочным формациям". Изд-во "Наука", 1966.
- Фролова Т.И., Нестоянова О.А., Рудник Г.В., Шарфман В.С. Магматизм зеленокаменных толщ Магнитогорского мегасинклинория. - В кн. "Геология СССР", т. 13. Изд-во "Недра", 1964.
- Хворова И.В., Ильинская М.Н. Сравнительная характеристика двух вулканогенно-осадочных формаций Южного Урала. - В сб. "Вулканогенно-осадочные и терригенные формации". Изд-во АН СССР, 1963.
- Херасков Н.П. Геология и генезис восточнобашкирских марганцевых месторождений. - В сб. "Памяти акад. А.Д.Архангельского". Изд-во АН СССР, 1951.
- Ходак Ю.А. Структурно-генетические особенности железно-марганцевого оруднения каракальского типа (Центральный Казахстан). - Труды СНИИГГИМС, 1964, вып. 35.
- Ходак Ю.А. Формирование Никопольского марганцевого месторождения. - В сб. "Металлогения осадочных и осадочно-метаморф. пород". Изд-во "Наука", 1973.
- Ходак Ю.А., Грибов Е.М., Сынгаевский Е.Д., Гуревич М.А., Ерощев-Шак В.А. Марганцевые и железорудные концентрации Джайльминской мульды. Изд-во "Наука", 1966.
- Шарфман В.С. Признаки жерловых и прижерловых зон на эродированных вулканах. - Сов. геология, 1969, № 4.
- Шерба Г.Н. Геотектоны и рудные пояса. Алма-Ата, изд-во "Наука", 1970.
- Чайковский В.К., Рахманов В.П., Ходак Ю.А. Принципы составления прогнозно-металлогенических карт марганценосных формаций. Изд-во "Недра", 1972.
- Amstutz G. Spilites rocks and mineral deposits. - Buu.Sch. of Miest. Metall, Mis-sorri, 1958, N 96.
- Reichstein M. Zur frühvariszischen Reliefentwicklung in Mittelharz. - Ber.Geolog., 1964, 9, h.1/5.
- Takeo B., Toshiaki S. Spilite and associated manganiferous hematite deposits of the Tokoro district, Hokkaido, Japan. Rept.Geol.surv.Japan, 1967, N 221.

О РУДОВМЕЩАЮЩИХ ПОРОДАХ ОЛДАКИТСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ
МАРГАНЦЕВЫХ РУД

Олдакитское месторождение марганца расположено на северо-восточной оконечности Верхне-Ангарского хребта в бассейне р. Олдакита. Район месторождения сложен осадочными слабо метаморфизованными породами холоднинской, олдакитской и туколамийской свит нижнего кембрия.

Холоднинская свита сложена зеленовато-серыми средне- и крупнозернистыми аркозовыми песчаниками с тонкими прослоями зеленых алевролитов. Гравелиты и известняки образуют маломощные и невыдержанные по простиранию линзы и прослои протяженностью до 1 км. Суммарная мощность отложений холоднинской свиты более 2000 м. Породы холоднинской свиты образуют антиклинальную складку. Олдакитская свита является марганценосной и сложена переслаивающимися аркозовыми и субграувакковыми песчаниками, алевролитами, аспидными сланцами, терригенно-карбонатными породами и марганцевыми рудами. Мощность свиты в пределах месторождения оценивается в 1700 м.

Породы, слагающие туколамийскую свиту, простираются в субширотном направлении по правому берегу р. Олдакита. Они представлены серыми, темно-серыми аркозовыми и субграувакковыми песчаниками с прослоями и линзами гравелитов, алевролитов, известняков. Спорадически встречаются прослои туффитов, быстро выклинивающиеся по простиранию.

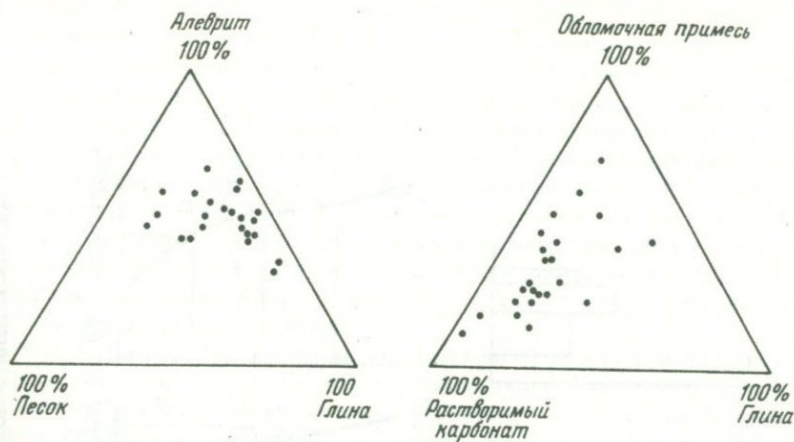
Отложения четвертичной системы представлены речным аллювием, ледниковыми и водноледниковыми отложениями мощностью от 0,5 до 6 м, что затрудняет прослеживание и вскрытие рудоносных горизонтов.

Породы названных свит простираются в субширотном направлении и характеризуются крутыми углами падения, колеблющимися от 40 до 70°.

На месторождении установлено четыре горизонта марганцевых руд. Основной рудный горизонт 1, прослеженный по простиранию канавами на 250 м, имеет мощность 65 м. На обоих флангах горизонт перекрыт мощным чехлом водноледниковых отложений. Горизонт 1 представлен переслаиванием карбонатных марганцевых руд с марганцевистыми алевролитами, песчаниками и аспидными сланцами.

Содержание металлического марганца колеблется от 4,23 до 23,63% и вызвано чередованием рудных и нерудных прослоев. Наиболее продуктивной является верхняя часть горизонта мощностью 6 м, где при среднем содержании марганца 16,5% количество фосфора снижается до 0,038%.

На месторождении пройден ряд разведочных скважин колонкового бурения. По данным разведочных работ, проведенных под руководством А.Г.Юдовского и А.Д.Дарихапова (1970), первичные руды Олдакитского месторождения имеют карбонатный состав. Верхняя часть



Фиг. 1. Треугольная диаграмма состава пород и руд Олдакитского месторождения

Фиг. 2. Треугольная диаграмма состава нерастворимого остатка пород и руд Олдакитского месторождения

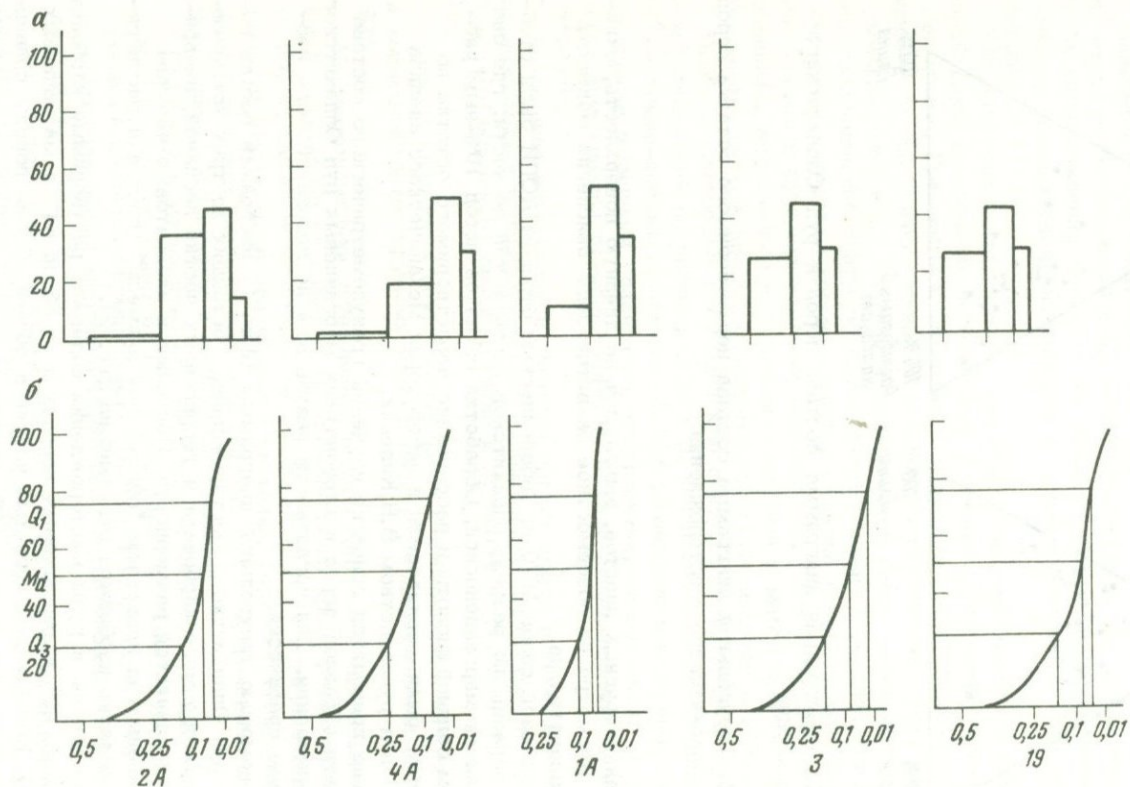
марганцеворудных пластов, выходящая на дневную поверхность, окислена. Несмотря на повсеместное развитие зоны окисления мощность ее незначительна.

В полевой сезон 1970 г. Забайкальским отрядом ЛОПИ были отобраны образцы по разрезу олдакитской свиты в той ее части, где она становится марганценосной. Обработка образцов пород 10%-ным раствором соляной кислоты и рассеивание нерастворимого остатка по фракциям были произведены в лаборатории механического анализа ЛОПИ под руководством В.Н.Каленик.

Ниже приводится описание изучения гранулометрического состава двадцати образцов пород и карбонатных марганцевых руд Олдакитского месторождения. Для наглядности результаты исследований были изображены графически.

С помощью треугольной диаграммы (фиг. 1) изображен состав пород и руд Олдакитского месторождения, состоящих из трех компонентов: растворимого карбоната и терригенных частиц песчаной, алевритовой и глинистой размерности. Песчаные и алевритовые частицы объединены под названием "обломочная примесь" (состав нерастворимого остатка изображен отдельно на фиг. 2).

Все породы и руды месторождения содержат растворимый карбонат (от 11 до 46% в терригенных породах и от 63 до 84% в марганцевых рудах). Количество глинистых частиц в общем объеме породы сравнительно невелико: от 6 до 16%, исключая глинистые сланцы, в которых содержание глинистых частиц составляет 35–42%. Обломочная примесь составляет 25–70% в породах и 10–20% в рудах.



Фиг. 3. Диаграмма гранулометрического состава пород Олдакитского месторождения
 а - гистограммы, б - кумулятивные кривые

Таким образом, породы месторождения являются обломочными, существенно известковистыми, а руды – карбонатными с небольшой примесью обломочных частиц песчано-алевритовой размерности.

На треугольной диаграмме (фиг. 2) изображен состав нерастворимого остатка пород. В вершинах треугольника помещены песок, алеврит и глина. Из диаграммы следует, что содержание фракций песчаной размерности (т.е. 0,1–0,25, 0,25–0,5 и более крупных) в породах Олдакитского месторождения очень незначительно (от 5–6 до 30–37% в единичных образцах). В существенных количествах обнаружены алевритовые и глинистые частицы. Так, содержание алевритистых частиц колеблется от 32 до 65%, а глинистых – от 15 до 45% в породах и до 60% – в глинистых сланцах.

Как видим, на Олдакитском месторождении рудовмещающий комплекс пород представлен песчанисто-глинистыми алевролитами.

Состав нерастворимого остатка (по величине зерен) изображен также графически с помощью гистограмм (фиг. 3,а), где по оси абсцисс отложены конечные размеры фракций, а по оси ординат – содержание этих фракций в процентах.

Гистограммы, помимо процентного изображения состава образца, дают также некоторое представление о степени сортировки породы. По классификации МГУ степень сортировки пород средняя (преобладающая фракция содержится в количествах от 50 до 65%). В некоторых случаях породу можно назвать хорошо сортированной. Гистограммы подтверждают также данные треугольной диаграммы о присутствии в породе двух преобладающих фракций: алевритовой (0,1–0,01) и глинистой (0,01) при подчиненном количестве песчаной фракции (0,25–0,1 и 0,5–0,25).

Были построены также суммарные (кумулятивные) кривые (фиг. 3,б). По оси абсцисс здесь также откладывали конечные размеры фракций, а по оси ординат – процентное содержание всех фракций, больших данного размера. При помощи кумулятивных кривых определяли коэффициент сортировки породы (S_o) и средний диаметр составляющих ее частиц (Md).

Первый вычисляли по формуле Траска $S_o = \frac{Q_3}{Q_1}$, где Q_3 – диаметры частиц с ординатами 25 и 75%.

По классификации Траска в хорошо отсортированных породах S_o меньше 2,5. Полученные в нашем случае величины коэффициента сортировки колеблются от 1,6 до 2,1, что свидетельствует о хорошей сортировке пород Олдакитского месторождения. С помощью кумулятивных кривых устанавливается также средний диаметр частиц (Md), т.е. тот размер частиц, относительно которого половина зерен крупнее, а половина – мельче. Величина Md в нашем случае колеблется от 0,06 до 0,13 мм (преобладают частицы с размером 0,07–0,10 мм). Следовательно, изученные породы месторождения правильнее всего назвать известковистыми песчанисто-глинистыми крупнозернистыми алевролитами. В подчиненном количестве присутствуют мелкозернистые песчаники, глинистые сланцы, гравелиты.

Данные анализов песчанисто-алевритовых пород Олдакитского место-

рождения были нанесены на генетическую диаграмму песков. Все фигуративные точки попадают в поле нормальных данных морских песков, отложение которых происходило при слабых колебательных движениях воды в области умеренных глубин (100 - 500 м; Рухин, 1969).

Минеральный состав фракций

В легкой фракции изученных образцов пород и руд преобладает кварц; он присутствует в виде идиоморфных кристалликов или их обломков с преобладающим размером от 0,1 до 0,25 мм. Окатанность большинства обломков и зерен кварца плохая (чаще всего они неокатанные, или угловато-окатанные). Очень редко встречаются изометричные, хорошо окатанные обломки. Кварц обычно водяно-прозрачный, чистый, без посторонних включений.

Обломки полевого шпата в легкой фракции редки.

В тяжелой фракции преобладают хлорит и пирит; циркон, флюорит, гранат, гидроокислы железа присутствуют в очень малых количествах.

Хлорит серый, слюдоподобный. Обнаружен в виде обломков неправильной формы. Иногда отмечаются рубашки хлорита на обломках кварца.

Пирит образует правильные кристаллики кубической формы или их обломки. Имеет свежую, неокисленную поверхность.

Циркон очень редок. Единичные зерна имеют правильные кристаллографические очертания, очень слабо окатанные, бледно-розовые, с алмазным блеском.

Флюорит образует мелкие правильные полупрозрачные кристаллики кубического габитуса. Встречен в образцах руд.

Гранат довольно редок. Как правило, образует обломки неправильной формы, красновато-розового цвета. В иммерсионной жидкости изотропен.

Гидроокислы железа развиваются в очень небольших количествах по пириту.

В образцах руд основную часть фракции составляют окислы и гидроокислы марганца - черные, с матовым блеском или сажистые образования, дающие черную черту.

В зависимости от области сноса обломочного материала можно выделить ассоциации минералов в осадках для различных питающих провинций. Ниже приводятся породы питающих провинций и характерные минеральные ассоциации осадка (Батурин, 1947):

Породы питающих провинций

Характерные ассоциации минералов осадка

Обломочные породы (главным образом древние или формировавшиеся в обстановке интенсивного выветривания)

Кварц * Циркон, рутил, гранат, турмалин **

* В легкой фракции.

** В тяжелой фракции.

На Олдакитском марганцевом месторождении характерная парагенетическая ассоциация близка к таковой, выделенной В.П. Батуриным, что позволяет сделать следующие генетические выводы.

Источником сноса обломочного материала для района Олдакитского месторождения, по всей вероятности, служили верхнепротерозойские карбонатно-терригенные отложения, распространенные в юго-западной ветви Мамско-Бодайбинской зоны и слагающие линейно-вытянутые возвышенные участки в Байкало-Витимской горной области, сохранившиеся в начале ленского века от затопления их трансгрессирующим морем.

Заключение

Проведенные литологические исследования пород и карбонатных марганцевых руд Олдакитского месторождения позволяют сделать следующие выводы:

1. Породы Олдакитского месторождения являются нормальными донными терригенно-известковистыми осадками, отложение которых происходило в области умеренных глубин при слабых колебательных движениях морской воды.

2. Данные гранулометрического состава пород и руд свидетельствуют о том, что алевропесчаники и алевролиты месторождения хорошо или средне отсортированы и имеют небольшой медианный диаметр частиц (0,09–0,1 мм).

3. Анализ общегеологической позиции месторождения позволяет предположить, что областью питания нижнекембрийского морского бассейна терригенным материалом были докембрийские обломочные породы, располагающиеся несколько севернее Олдакитского месторождения.

Литература

- Бажин Ю.М., Дарижапов А.Д. Марганценозные нижнепалеозойские отложения Северо-Байкальского нагорья. – Труды отдела геологии Бурятского филиала СО АН СССР, 1970.
- Бажин Ю.М., Дарижапов А.Д., Сорокин В.А. О марганценозности нижнепалеозойских отложений Северо-Байкальского нагорья. – Докл. АН СССР, 1968, 183, № 1.
- Батурин В.П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М. –Л., 1947.
- Калинко М.К. Песчаные породы. – В кн. "Справочное руководство по петрографии осадочных пород", ч. II. Л., 1958.
- Рухин Л.Б. Гранулометрический метод изучения песков. Изд. ЛГУ, 1947.
- Рухин Л.Б. Основы литологии. Л., изд-во "Недра", 1969.
- Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области, т. I. Изд-во "Недра", 1964.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РАССЕЯННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ
В УГЛЯХ ОДНОГО ГЕРМАНИЙ-УГОЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Из всего комплекса рассеянных элементов, содержащихся в углях, должное внимание уделено исследователями лишь германию благодаря промышленному значению германий-угольных месторождений.

В настоящее время существует единодушное мнение о характере связи германия с веществом углей. Работами С.А.Гордон (1958), В.М.Ратынского (Ратынский, Глушнев, 1967), Ф.Я.Сапрыкина (1965) и других авторов убедительно доказано, что подавляющая часть германия связана с органической составляющей угля и лишь незначительная — с зольной.

Об ассоциациях других химических элементов, сродственных органическому веществу углей, в литературе имеются многочисленные, но противоречивые сведения. Степень сродства основывается, как правило, на изучении кривых распределения содержаний химических элементов во фракциях, полученных при разделении углей в тяжелых жидкостях. При разделении угольного вещества на фракции с различным удельным весом легкие фракции содержат наибольшее количество органики и характеризуются низкими величинами зольности. Тяжелые фракции (уд. вес $> 1,6-1,8$) обеднены органическим веществом, в них находится наибольшая часть минеральных примесей, содержащихся в исходном угле. В случае связи химического элемента с органической составляющей углей его содержание должно существенно увеличиваться в легких фракциях; в тяжелых фракциях увеличиваются содержания элементов, связанных с зольной составляющей. Эти положения применяются и к пробам углей одинакового петрографического состава, но разной зольности, отобранным в разрезе одного и того же пласта в непосредственной близости друг от друга.

Ассоциации химических элементов, сродственных органическому веществу углей, установленные по изложенной выше методике, приведены в работах Лейтвейна и Реслера (Leutwein, Rösler, 1956), Минчева и Эскенази (1959-1960), Л.С.Алексеева (1960), В.М.Ратынского и С.В.Глушнев (1967), Б.И.Смирнова (1966, 1969) и других авторов. Обобщенные данные этих работ сведены в табл. 1.

Работы ряда авторов посвящены более детальному исследованию форм нахождения в углях одного-двух химических элементов. С.А.Гордон с соавторами (1968), изучив распределение содержаний скандия во фракциях разного удельного веса углей нескольких месторождений, пришла к выводу, что основное количество скандия (до 90%) содержится в органической массе угольного вещества. Э.П.Николаева (1967) указывает на парагенетическую связь германия и вольфрама в бурых углях, на сходство распределения этих элементов во фракциях разного удельного веса и в углях различного петрографического состава. Л.П.Смолина с соавторами (1966) установила связь галлия с минеральной частью углей одного из забайкальских месторождений.

В.Ф.Раздорожный (1967), используя методы математической статистики, на примере одного из месторождений Донбасса однозначно доказывает связь бериллия с органическим веществом углей, а ванадия - с минеральными примесями.

Краткий анализ литературных данных показывает, что для большинства химических элементов данные об их сродстве с органическим веществом углей противоречивы. Только два элемента - германий и бериллий - отнесены всеми без исключения исследователями в группу элементов, связанных с органической составляющей углей. К минеральной составляющей почти во всех экспериментах тяготеют титан и марганец. Противоречивость сведений о других элементах объясняется, видимо, различием возможных форм их нахождения в ископаемых углях. Б.И.Смирнов (1969) полагает, что соотношение форм нахождения в углях рассеянных элементов зависит от особенностей геологической и палеогеографической обстановки в период угленакопления. Преобладание процессов химического выветривания в областях сноса ведет к сдвигу этого соотношения в сторону органической формы.

К сожалению, общим недостатком подавляющего большинства указанных работ является проведение химических или статистических исследований в отрыве от особенностей геологического строения и развития угленосных площадей.

При изучении содержаний в углях рассеянных элементов целесообразно подходить к вопросу с двух сторон:

- 1) потенциальной сорбиционной способности органического вещества углей к тому или иному элементу (изучение форм нахождения рассеянных элементов в углях);
- 2) возможного источника повышенных концентраций (изучение пространственного распределения концентрации элементов в угленосных толщах).

Решение первого вопроса существенно для оценки принципиальной возможности образования в углях уникально высоких концентраций определенных элементов за счет либо химических свойств макромолекулы углей, либо геохимической обстановки торфонакопления и углеобразования.

Решение вопроса о возможных источниках поступления рассеянных элементов в уголь необходимо для оценки перспектив металлоносности углей конкретных угленосных площадей.

Авторами настоящей статьи сделана попытка подойти с указанных позиций к изучению закономерностей распределения рассеянных элементов в углях одного германий-угольного месторождения, расположенного на востоке страны.

Месторождение расположено в структуре типа грабена, выполненного угленосными кайнозойскими отложениями. Угленосная толща мощностью до 200 м в низах разреза содержит несколько пластов бурых углей (B_2). Угли месторождения полублестящие, полуматовые, полосчатые, линзовидно-полосчатые, линзовидно-штриховатые. Полосчатость и штриховатость обуславливаются чередованием в разрезе пласта углей различных макролитотипов. Угли сложены на 75,0-83,5% микрокомпонентами группы витринита, в основном теллинитом, микрокомпо-

Таблица 1

Степень сродства некоторых химических элементов с веществом

Химические элементы	Лейтвейн, Реслер (Leutwein, Rosler, 1956)	Алексеев (1960)
Связанные с органической составляющей углей	Ge, Be, Zr, Cr	Be
Связанные как с органической, так и с неорганической составляющими углей	Ni, Mo, Sb, Cu, Pb, Zn, Ag, As,	Ga
Связанные с неорганической составляющей углей	Ga, Co, V Mn, Sr, Ba	V, Mn, Cu, Sr, Zr, Ba

ненты группы лейптинита составляют 5–7%, фюзинит присутствует в "следах". Зольность углей колеблется в пределах 20–35%.

Грабен заложен в гранитоидах палеозойского возраста и осложнен многочисленными разрывными нарушениями, синхронными угленакопленнию. Основную площадь обрамления структуры занимают порфиридные биотитовые граниты, фельзиты и фельзит-порфиры; те же породы вскрыты скважинами и в фундаменте депрессии. За счет блокового строения фундамента и дифференцированных подвижек отдельных блоков гранитоиды фундамента образуют ряд поднятий и местами обнажаются в современном рельефе. На большей части площади развития гранитоиды имеют кору выветривания мощностью до 20–35 м.

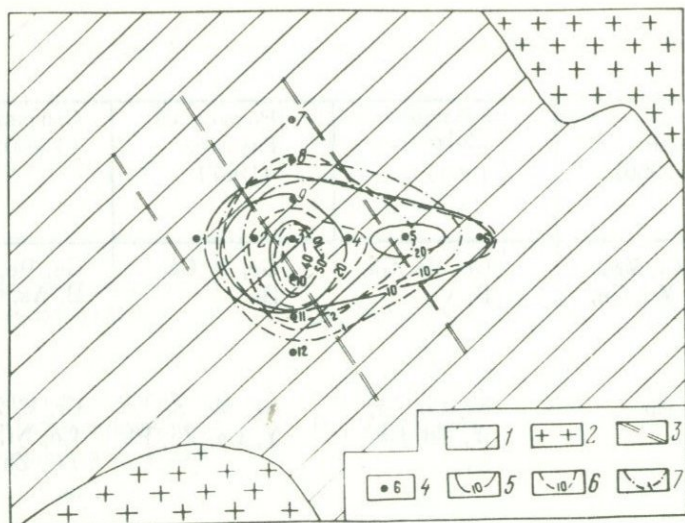
Наличие мощной коры выветривания гранитоидов, являющихся областью сноса при формировании угленосной толщи и расположенных непосредственно в обрамлении депрессии, определяет наивыгоднейшие условия привноса в угленосные отложения подвижных соединений многих химических элементов.

Уникальное высокое германиевое оруденение углей установлено в центральной части одной из структур в пределах депрессии. Германиевое оруденение наблюдается в углях нескольких пластов, имеет концентрический характер, причем площади максимального оруденения во всех пластах пространственно совпадают. Указанные закономерности герма-

Минчев, Эскенази (1959-1960)	Зубовик (Zubovic, 1960)	Ратынский, Глушнев (1967)	Смирнов (1969)
Be, V, Cr, Mn, Co, Cu, Mo, Ge, Ba	Ge, Be, Ga, B, V	Ge, W, Ga, Be	Ge, Be, Mo, B, As, Ag
Ga, As, Pb	Ni, Co, Cr, Y, Mo, Cu, Sn	Nb, Mo, Sc, Y, La, Zn, Pb	Cr, V, Zr, Co, Ni, Cu, Tr, Zn, Pb, Sn
Ti, Sr, Sn	La, Zn		Ti, Ga, Ba, Sr, Mn

нивого оруденения углей невозможно объяснить, исходя из предпосылок поступления подвижных соединений германия с поверхностными водами из областей сноса. В этом случае правомерно ожидать обогащения германием углей в прибортовых частях структуры, учитывая достаточно одинаковую геохимическую обстановку торфонакопления по всей площади, что подтверждается выдержанностью петрографического состава углей. Влияние коры выветривания гранитоидов обрамления сказывается на общем повышенном фоне германиевого оруденения углей на всей площади депрессии, превышающем кларковое значение для осадочных пород в несколько раз. Уровень же локального германиевого оруденения углей (германий-угольное месторождение) превышает кларковое значение на два порядка и более.

Закономерности локального уникально высокого германиевого оруденения углей объясняются с позиций эксгальационно-осадочного генезиса германий-угольных месторождений (Костин, Мейтов, 1972). Согласно предложенному механизму образования германий-угольных месторождений, германий поступает в угли на стадии торфонакопления с низкотемпературными термальными водами. Особенности геологического развития рассматриваемого региона в период торфонакопления вполне благоприятны для формирования водозных термальных вод, обогащенных, в частности, германием за счет магматических эксгальаций. Доказатель-



Фиг. 1. Распределение по площади месторождения содержаний в углях бериллия, германия и вольфрама

1 - площадь развития угленосных отложений; 2 - площади развития гранитоидов; 3 - линии предполагаемых тектонических нарушений; 4 - скважины разведочного бурения и их номера; 5 - изолинии содержаний вольфрама; 6 - изолинии содержания германия; 7 - изолинии содержаний бериллия

ствами разгрузки таких терм на площади максимальных концентраций германия являются следы гидротермального низкотемпературного изменения вмещающих пород и наличие зон разрывных нарушений, подвижки по которым происходили синхронно накоплению угленосной толщи. Последнее предполагается по резкому пропорциональному изменению мощности всех компонентов разреза угленосной толщи и смене их фациального состава. Площадь высокого германиевого оруденения углей расположена на борту одного из поднятий как следствие дифференцированных подвижек соседних блоков фундамента в период осадконакопления.

Для изучения распределения по площади месторождения содержаний в углях рассеянных элементов опробован керн 12 скважин, расположенных по кресту с центром на участке максимального германиевого оруденения углей (фиг. 1-3). По каждой скважине дифференцированно опробованы угольные пласты, все разновидности пород междупластий, а также граниты фундамента угленосной толщи. В общей сложности отобрано 312 проб углей, 243 - пород (песчаников, алевролитов, аргиллитов) и 32 - гранитов фундамента. По всем пробам проведен полуколичественный спектральный анализ. Средние содержания рассеянных элементов в углях по скважинам приведены в табл. 2.

Таблица 2

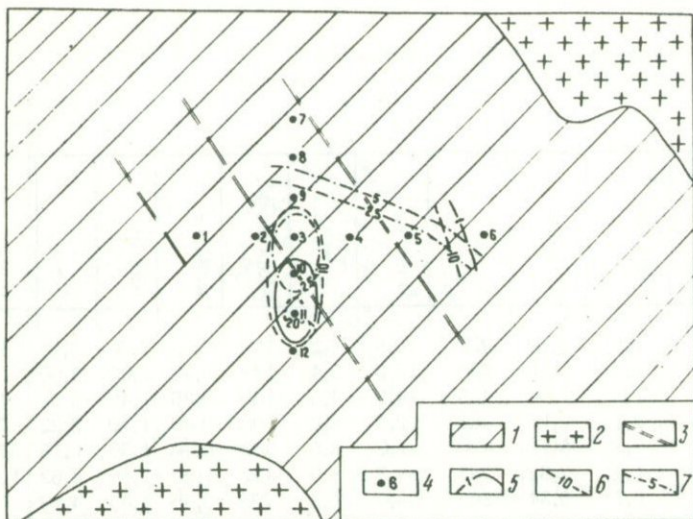
Средние содержания рассеянных элементов
в углях одного германий-угольного месторождения
(в г/т)

№ скв.	Число проб	* Бериллий	Скандий	Титан	Ванадий	Хром	Марганец	Кобальт	Никель	Медь	Цинк
1	22	0,6	2,50	228	16,8	6,2	175	0,80	1,70	3,75	1,84
2	38	2,5	1,10	530	10,5	3,4	172	0,45	1,35	3,00	0,35
3	26	11,0	1,54	425	14,0	4,5	150	0,35	1,45	3,18	4,53
4	31	2,7	2,16	282	22,5	4,2	109	0,40	1,70	3,22	0,48
5	21	2,2	3,10	370	21,0	6,5	352	0,70	1,50	6,15	37,0
6	24	1,2	3,32	233	38,5	8,9	432	1,20	1,60	4,52	10,4
7	20	0,7	3,34	362	34,0	9,2	238	0,45	1,45	4,16	0,75
8	27	1,2	2,40	250	17,2	4,4	138	0,60	1,65	3,55	0,28
9	36	2,6	3,40	475	35,0	8,0	125	0,80	2,00	3,20	4,85
10	23	13,4	1,75	364	17,0	6,3	112	1,50	4,10	2,90	0,06
11	14	2,6	3,82	435	55,2	7,9	160	1,90	1,23	4,94	2,90
12	30	0,9	4,10	790	48,0	9,3	132	0,70	1,60	5,75	1,00

Продолжение табл. 2

№ скв.	Число проб	Галлий	* Германий	Иттрий	Цирконий	Ниобий	Молибден	Олово	Лантан	Иттербий	* Вольфрам	Свинец
1	22	16,8	3,6	5,2	38,8	0,35	0,55	0,92	10,4	0,70	5,2	4,37
2	38	11,5	47	6,0	35,5	1,58	1,05	0,13	5,73	0,81	21,4	1,44
3	26	20,2	194	13,0	38,4	2,22	3,50	0,95	3,42	1,37	42,0	3,08
4	31	13,0	17	5,5	43,4	1,96	0,82	0,65	5,90	0,60	27,6	4,05
5	21	18,0	27	7,5	41,0	1,30	1,22	1,19	5,62	0,72	11,2	4,15
6	24	14,8	14	12,0	53,1	0,73	6,80	1,98	10,05	1,08	10,8	4,70
7	20	11,0	7,6	6,9	80,0	2,42	5,52	0,38	11,12	1,94	5,0	6,37
8	27	14,0	1,6	5,5	41,5	0,74	6,40	0,18	10,2	0,59	12,8	3,24
9	36	19,9	25	8,5	45,0	2,76	1,65	0,90	7,5	0,84	17,0	8,05
10	23	13,0	210	13,0	35,3	1,30	2,90	0,22	4,15	1,26	43,6	2,30
11	14	13,5	8,0	26,1	47,5	0,60	1,30	0,08	8,88	1,29	10,4	3,92
12	30	15,8	2,6	7,5	54,2	2,26	1,18	1,00	7,95	0,83	4,6	5,75

*Содержания химических элементов даны в условных единицах.



Фиг. 2. Распределение по площади месторождения содержания в углях кобальта, иттрия, молибдена

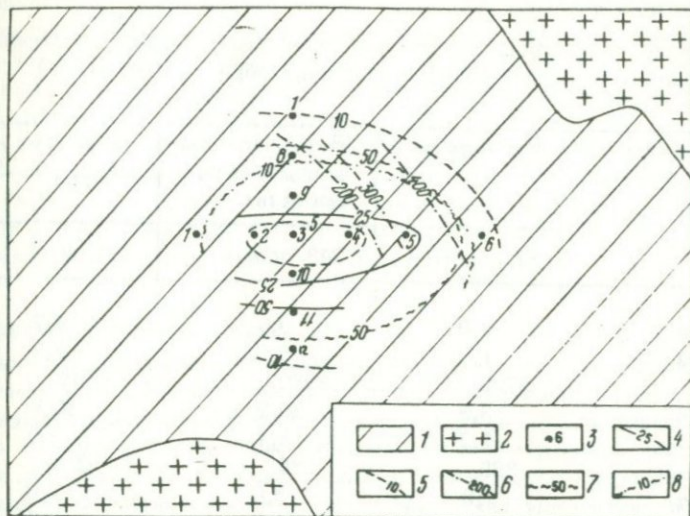
1 - площадь развития угленосных отложений, 2 - площади развития гранитоидов; 3 - линии предполагаемых тектонических нарушений; 4 - скважины разведочного бурения и их номера; 5 - изолинии содержания кобальта; 6 - изолинии содержания иттрия; 7 - изолинии содержания молибдена

Анализ распределения по изученной площади содержания в углях химических элементов позволяет выделить четыре группы.

К первой относятся бериллий, германий, вольфрам. Яркой особенностью распределения этих элементов является полное совпадение площадей высоких концентраций (фиг. 1), причем намечается коррелятивная зависимость их содержания в углях, выражающаяся ориентировочно 1:10:5. Содержание в углях элементов первой группы на один-два порядка и более превышают кларковые значения.

Ко второй группе относятся кобальт, никель, иттрий, молибден. Содержания этих элементов ненамного превышают кларковые. Их распределение по площади месторождения характеризуется, с одной стороны, повышением концентрации в центре германиевого оруденения углей, а с другой - к площади развития гранитоидов обрамления (фиг. 2).

Наиболее многочисленна третья группа элементов. К ней отнесены скандий, ванадий, хром, марганец, медь, цинк, цирконий, олово и лантан. Содержания в углях перечисленных элементов близко к кларковым, а их концентрации закономерно увеличиваются по мере приближения к окраинным частям структуры (фиг. 3).



Фиг. 3. Распределение по площади месторождения содержания в углях ванадия, хрома, марганца циркония и лантана
 1 - площадь развития угленосных отложений; 2 - площадь развития гранитоидов; 3 - скважины разведочного бурения и их номера; 4 - изолинии содержаний ванадия; 5 - изолинии содержаний хрома; 6 - изолинии содержаний марганца; 7 - изолинии содержаний циркония; 8 - изолинии содержаний лантана .

К четвертой группе относятся: титан, галлий, ниобий, иттербий и свинец. Содержания этих элементов в углях равны кларковым и распределены по площади месторождения практически равномерно.

Для определения сродства рассеянных элементов с органическим веществом углей результаты всех анализов усреднены отдельно для пород и углей и приведены в табл. 3. При определении степени сродства авторы исходили из предпосылок, изложенных в начале статьи. За коэффициент сродства принималось отношение содержания элемента в углях (в г/т) к содержанию в породах угленосной толщи. В случае связи элемента с золейной составляющей углей (минеральными примесями) коэффициент сродства не должен превышать отношения значения зольности углей ($A_{\text{сред}}^{\text{С}} = 29,5\%$) к зольности пород (95-100%), т.е. не превышать значения 0,3. В случае связи элемента с органической составляющей углей коэффициент сродства должен приближаться к отношению содержания элемента в угле к его кларковому значению. Естественно, что приведенные положения содержат некоторый элемент условности хотя бы потому, что в большинстве проб пород угленосной толщи присутствует органика.

Таблица 3

Среднее содержание химических элементов в углях месторождения, породах угленосной толщи и гранитах обрамления (в г/т)

Химические элементы	В гранитах	В песчаниках, алевролитах, аргиллитах	В углях ($A_{\text{сред}} = 29,5$)
	32 пробы	243 пробы	312 проб
Бериллий *	0,9	0,6	4,7
Скандий	1,5	5,9	3,3
Титан	3720	3950	390
Ванадий	13,8	30,2	30,1
Хром	1,7	15,4	7,5
Марганец	385	185	243
Кобальт	1,2	5,0	1,0
Никель	0,2	2,5	2,3
Медь	3,3	5,1	4,4
Цинк	32,8	24,0	1,8
Галлий	62,5	49,0	24,8
Германий *	1,5	5,0	60,4
Иттрий	6,5	19,0	7,9
Цирконий	376	315	50,8
Ниобий	17,4	5,7	1,1
Молибден	1,1	2,0	3,1
Олово	15,0	2,7	0,6
Лантан	49,2	32,2	9,0
Иттербий	8,2	2,8	1,2
Вольфрам *	3,0	5,5	22,6
Свинец	45,5	25,0	4,7

* Содержание элементов даны в условных единицах.

Приведенные расчеты позволили выделить следующий ряд сродства рассеянных элементов с органическим веществом углей: германий (коэффициент сродства - 30,2), бериллий (7,4), вольфрам (6,5), молибден (1,6), марганец (1,3), ванадий (1,0), никель (1,0), медь (0,9), скандий (0,6), хром (0,5), галлий (0,5), иттрий (0,4), иттербий (0,4), лантан (0,3), кобальт (0,2), цирконий (0,2), ниобий (0,2), олово (0,2), свинец (0,2), титан (0,1), цинк (0,1).

Исходя из вычисленных коэффициентов сродства, пользуясь классификацией Лейтвейна и Реслера (Leutwein, Rösler, 1956), представляется возможным расчленить перечисленные элементы на четыре группы:

1) связанные почти исключительно с органической составляющей углей: германий, бериллий, вольфрам; 2) связанные преимущественно

с органической составляющей углей: молибден, марганец, ванадий, никель, медь; 3) связанные преимущественно с зольной составляющей углей: скандий, хром, галлий, иттрий, иттербий, лантан; 4) связанные почти исключительно с зольной составляющей углей: кобальт, цирконий, ниобий, олово, свинец, титан, цинк.

Сопоставление площадного распространения содержаний в углях рассеянных элементов и степени их родства с органическим веществом углей (табл. 4), а также анализ распределения содержаний в ряду граниты - осадочные породы - угли позволяет выделить пять парагенетических групп элементов.

Бериллий, германий, вольфрам

Элементы обнаруживают наиболее тесную связь с органическим веществом углей. Их содержания в углях на один-два порядка и более превышают кларковые. Площади оруденения углей для элементов этой группы совпадают, оруденение наблюдается в центральной части структуры и имеет концентрический характер. Намечается коррелятивная зависимость их содержаний в углях. Содержания элементов увеличиваются в ряду граниты - осадочные породы - угли, причем наиболее резкий скачок содержаний наблюдается в углях. Видимо, повышенные содержания элементов в породах угленосной толщи также обусловлены наличием органики.

Общность перечисленных закономерностей позволяет предположить парагенезис германия, бериллия и вольфрама в углях месторождения. Привнос элементов в образующиеся торфяники обусловлен разгрузкой подземных вод, возможно, низкотемпературных гидротерм. Концентрация элементов в углях - за счет сорбционной способности органического вещества.

Никель, молибден

Содержания этих элементов в углях незначительно превышают кларковые значения и увеличиваются, с одной стороны, на площади германиевого оруденения углей, а с другой - в прибортовых частях депрессии. Элементы обнаруживают преимущественную связь с органическим веществом углей. Содержания элементов в ряду граниты - осадочные породы - угли увеличиваются незначительно.

Указанные закономерности позволяют предположить привнос элементов второй группы как термальными водами, так и водами поверхностных водотоков (в виде подвижных соединений) из областей сноса. Концентрация элементов происходит за счет сорбционной способности органического вещества.

Кобальт, иттрий

Закономерности распределения содержаний этих элементов в углях по площади месторождения аналогичны элементам второй группы. Однако они обнаруживают преимущественную связь с зольной составляющей углей. Наблюдается увеличение содержаний элементов в осадочных

Таблица 4

Сопоставление площадного распространения содержаний рассеянных элементов в углях месторождения и степени их сродства с органическим веществом углей

Распределение содержаний по площади месторождения	Рассеянные элементы		Характер связи с веществом углей
Локальное оруденение в центральной части депрессии	Be, Ge, W	Be, Ge, W	Почти исключительно с органической составляющей
Увеличение содержаний как в центральной части, так и в прибортовых частях депрессии	Co, Ni, Y, Mo	V, Mn, Ni, Cu, Mo	Преимущественно с органической составляющей
Увеличение содержаний в прибортовых частях депрессии	Sc, V, Cr, Mn, Cu, Zn, Zr, Sn, La	Se, Cr, Ga, Y, La, Yb	Преимущественно с зольной составляющей
Достаточно равномерное	Ti, Ga, Nb, Yb, Pb	Ti, Co, Zn, Zr, Nb, Sn, Pb	Почти исключительно с зольной составляющей

породах по отношению к гранитам и уменьшение содержаний в углях по отношению к осадочным породам.

Эти закономерности позволяют источники привноса рассеянных элементов второй и третьей групп в угли считать едиными. Однако в концентрации в углях элементов третьей группы решающую роль, видимо, играла смена геохимической обстановки (восстановительная среда торфяного болота). Элементы, скорее всего, присутствуют в углях в виде вторичных минеральных компонентов.

Скандий, ванадий, хром, марганец, медь

Содержания в углях элементов четвертой группы соответствуют кларковым значениям и постепенно увеличиваются в прибортовых частях структуры. Элементы обнаруживают связь как с органической, так и зольной составляющей углей. Как правило, их содержания в осадочных породах и в углях (особенно в окраинных частях месторождения) превышают содержания в гранитах.

Можно предположить, что привнос этих элементов в угленосную толщу происходил целиком за счет поверхностных водотоков в виде подвижных соединений из областей сноса. Концентрация элементов в углях обусловлена сорбционной способностью органики, хотя и не исключена роль торфяного болота как геохимического барьера. Элементы присутствуют в углях как в органической, так и в минеральной форме.

Титан, цинк, галлий, цирконий, ниобий, олово, лантан, иттербий, свинец

Элементы обнаруживают тесную связь с зольной составляющей углей. Их содержания в углях не превышают кларковых значений и достаточно равномерно распределяются по площади месторождения. Содержания в углях цинка, циркония, олова и лантана увеличиваются лишь в прибортовых частях депрессии. Содержания всех элементов пятой группы закономерно уменьшаются в ряду граниты — осадочные породы — угли.

Привнос элементов в угленосную толщу, видимо, обусловлен поступлением из областей сноса обломочного материала. Увеличение содержаний в углях цинка, циркония, олова и лантана, скорее всего, имеет механическую природу.

Проведенный анализ распределения рассеянных элементов в углях германий-угольного месторождения еще раз показывает возможное многообразие уровней и форм их концентрации в углях. В настоящее время невозможно дать единую классификацию процессов концентрации в углях рассеянных элементов. Для этого требуется проведение дополнительных широких исследований.

На данной стадии изученности вопроса можно сделать вывод о возможности образования в углях высоких концентраций и парагенезисе бериллия, германия и вольфрама.

- Алексеев Л.С. К вопросу о распределении химических элементов-примесей в углях Урчалского месторождения. Геол. и геофиз., 1960, № 10.
- Гордон С.А., Волков К.Ю., Менковский М.А. О формах содержания германия в угле. - Геохимия, 1958, № 4.
- Гордон С.А., Гурен Г.Ф., Комиссарова Л.Н., Шацкий В.М. О характере распределения скандия в угле. Изд-во "Недра", 1968.
- Костин Ю.П., Мейтов Е.С. К генезису месторождений высокогерманиеносных углей и критериям их поисков. - Изв. АН СССР, серия геол., 1972, № 1.
- Николаева Э.П. О парагенезисе германия и вольфрама в буром угле. - Узб. геол. ж., 1967, № 1.
- Раздорожный В.Ф. О корреляционной связи акцессорного бериллия и ванадия с минеральной частью углей. - Геохимия, 1967, № 4.
- Ратынский В.М., Глушнев С.В. Закономерности распределения ряда элементов в ископаемых углях. - Докл. АН СССР, серия геол., 1967, 177, № 5.
- Сапрыкин Ф.Я. Формы нахождения германия в углях. - Материалы к IX сов. работ. Лаб. геол. организаций, 1965, вып. 7.
- Смирнов Б.И. Редкие элементы в бурых углях. - В сб. "Материалы научной конференции выпускников геологического факультета Львовского университета". Изд-во Львовс. ун-та, 1966.
- Смирнов Б.И. О формах нахождения химических элементов в бурых углях Беганьского месторождения (Закарпатье). Изв. ВУЗов, Геол. и разв., 1969, № 9.
- Смолина Л.П., Базарова Ж.Г., Уланов Н.Н., Дариев А.Д. Распределение германия и галлия в одном из углей Забайкалья. - Труды Бурятского комплексного н.-и. ин-та, 1966, вып. 20.
- Минчев Д., Эскенази Г. Германий и другие редкие элементы в пепелата на чукуровските въглища. - Годишник Софийск. ун-та, биол.-геол.-геогр. фак., 1959-1960, 54, № 2.
- Leutwein F., Rösler H. J. Geochemische Unter-Suchungen an paläozoischen Kohlen Mittel- und Ostdeutschland (Trieberger Torschegs, C., N 19). Berlin, Akad. Verl., 1956.
- Zubovic P., Stadnichenko T., Sheffey N. The association of Some minor elements with organic and inorganic phases of coal. - Geol. Surv. Res., 1960, N 400 B.
- Zubovic P. Physicochemical properties of certain minor elements as controlling factors in their distribution in coal. "Coal Sci." Washington. D.S. Amer. Chem. Soc., 1966.

ЗАВИСИМОСТЬ ХАРАКТЕРА МЕТАЛЛОНОСНОСТИ УГЛЕЙ ОТ ОБЩЕЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ УГЛЕНОСНЫХ ПРОВИНЦИЙ

Известно, что ископаемые угли являются своеобразным концентратом целого ряда редких, рассеянных элементов, цветных, благородных и других металлов.

Целый ряд элементов образуют в углях и осадочных породах — преимущественно в глинах и сланцах — повышенные по сравнению с кларковыми содержания или по крайней мере равные кларковым.

Обладея способностью концентрировать многие элементы, ископаемые угли и в целом угленосные толши должны отражать общие черты металлогенической провинции, в пределах которой расположены определенные бассейны и месторождения.

Примеры, подтверждающие высказанное положение, известны в литературе.

Так, по данным Ю.Е.Баранова (1966), в мезозойских углях Забайкалья известны повышенные содержания бериллия, который характерен для широко развитых здесь интрузий, рудопоявлений.

На северо-западе Подмосковского бассейна установлены относительно повышенные содержания скандия в углях и в то же время в областях сноса для данного региона развиты ультраосновные пегматиты с высокими содержаниями скандия.

В Средней Азии, которая является таллиеносной провинцией, в юрских углях установлены содержания таллия до десятых долей процента на золу.

В настоящее время имеются новые данные, подтверждающие тесную взаимосвязь характера металлоносности углей с общим металлогеническим обликом провинции.

Такой материал получен на основании массового опробования товарной продукции шахт и углеразрезов подавляющего большинства месторождений и бассейнов Союза.

Пробы товарной продукции всюду отбирали по единой методике; единообразна также методика аналитических работ и расчета средних содержаний элементов. Таким образом, данные опробования вполне сопоставимы между собой для разных бассейнов и месторождений.

Для выявления зависимости между характером металлоносности углей и обликом металлогенической провинции основные бассейны и месторождения распределены по ведущим металлогеническим провинциям.

В отечественной литературе известно немало различных точек зрения как на понятие "металлогеническая провинция", так и на выделение ее на основании многообразных геолого-тектонических, возрастных и других принципов.

Здесь приняты представления В.И.Смирнова (1969), согласно которым выделяются следующие провинции по металлогеническим эпохам: 1) альпийские — Северо-Восток, Кавказ, Карпаты; 2) киммерийские — Забайкальско-Приморская; 3) герцинские — Урал, Казахстан, Средняя

Таблица 1

Содержание элементов в углях по данным опробования товарной продукции

Металлогенетические провинции	Германий	Бериллий	Скандий	Ванадий	Цирконий	Молибден	Олово	Свинец	Цинк	Медь
Среднее содержание в углях Союза	1	2	2	24 42	42	2	1	8	57	11
Кавказская	<u>4-8</u>	<u>4-6</u>	<u>9-11</u>	<u>90-140</u>	<u>140</u>	<u>3-8</u>	<u>1-4</u>	<u>28-56</u>	<u>80-98</u>	<u>30-36</u>
Забайкальская	<u>2-70</u>	<u>2-6</u>	<u>1-2</u>	<u>10-108</u>	<u>15-108</u>	<u>4-10</u>	<u>1-6</u>	<u>1-8</u>	<u>3-76</u>	<u>2-25</u>
Приморская	<u>1-100</u>	<u>3-5</u>	<u>2-5</u>	<u>20-65</u>	<u>30-50</u>	<u>1-4</u>	<u>1-8</u>	<u>1-20</u>	<u>10-63</u>	<u>2-9</u>
Уральская	1	<u>2-4</u>	<u>3-8</u>	<u>40-88</u>	<u>30-107</u>	<u>1-2</u>	1	<u>1-13</u>	<u>17-</u>	<u>15-60</u>
Казахстанская	0,2	<u>2-4</u>	<u>3-10</u>	<u>26-80</u>	<u>25-100</u>	<u>1-2</u>	0,1	<u>4-32</u>	<u>26-</u>	<u>17-32</u>
Среднеазиатская	<u>2-21</u>	<u>1-3</u>	<u>2-14</u>	<u>4-95</u>	<u>10-69</u>	<u>1-77</u>	<u>1-11</u>	<u>10-</u>	<u>11-</u>	<u>5-33</u>
Алтае-Саянская	<u>0,3-5</u>	<u>1-2</u>	<u>1-3</u>	<u>6-15</u>	<u>10-46</u>	<u>1-2</u>	<u>0,3-6</u>	<u>1-7</u>	<u>12-</u>	<u>2-5</u>
Балтийская	<u>3</u>	<u>6</u>	<u>8</u>	<u>36</u>	<u>181</u>	<u>2</u>	<u>2</u>	<u>39</u>	<u>213</u>	<u>30</u>
Украинская	<u>4</u>	<u>5</u>	<u>4</u>	<u>29</u>	<u>110</u>	<u>5</u>	<u>2</u>	<u>38</u>	<u>627</u>	<u>13</u>

Азия и др.; 4) каледонские - Алтае-Саянская область; 5) байкальские и протерозойские - Сибирская платформа, Русская платформа с Балтийским и Украинским щитами.

Схема В.И.Смирнова использована с небольшими изменениями, что вызвано объективными причинами.

Так, не все металлогенетические провинции могут быть охарактеризованы комплексом элементов в углях. Например, нет данных по металлоносности товарных углей Северо-Востока, Карпат, Копетдага, Донбасса, Таймыра и др.

С другой стороны, выделенная В.И.Смирновым киммерийская Забайкальско-Приморская провинция разделена здесь на две - Забайкальскую и Приморскую - в связи с разнообразием угольных месторождений в этих провинциях и названа более общим по возрасту определением: "мезозойская провинция".

Для металлогенетических провинций, выделенных по В.И.Смирнову, с учетом указанных небольших отступлений, характерны следующие (наиболее типичные) элементы, которые в общих чертах дают представление об облике провинции: 1) Кавказская - Pb, Zn, Cu, Co, Mo, Ag; 2) Забайкальская - W, Sn, Pb, Zn, Mo, Be, Au, Ag; 3) Приморская - Sn, W, Pb, Zn, Au, Ag; 4) Уральская - Cr, Ni, Co, Fe, Ti, Cu, Au; 5) Казахстанская - Cu, Pb, Zn, W, Mo, Au; 6) Средне-Ази-

Хром	Никель	Кобальт	Титан	Марганец	Ниобий	Лантан	Серебро	Иттрий	Золото	Вольфрам	Галлий
8	11	4	910	92	1	2	0,2	6			10
13-42	<u>36-42</u>	<u>10-14</u>	800-4200	80-150	-	-	<u>0,6</u>	4-13	-	-	<u>24-46</u>
1-7	2-16	2-5	200-1300	60-130	<u>3</u>	<u>1-8</u>	<u>0,6</u>	1-5	-	<u>4-120</u>	11-20
3-13	4-12	2-4	100-1600	3-60	1-2	4	0,5- <u>2,0</u>	2-10	-	<u>10</u>	8-17
<u>20-56</u>	<u>20-60</u>	<u>3-12</u>	700-1500	40-210	-	1-5	0,2- <u>0,6</u>	3-12	<u>Общ.</u>	-	10-16
2-5	3-18	2-7	1200-4400	63-320	0,1	0,1	<u>1-3</u>	4-22	<u>Общ.</u>	-	<u>13-40</u>
<u>1-41</u>	<u>1-28</u>	<u>2-9</u>	400-1200	50-260	0,1	1-12	0,1- <u>1,1</u>	2-12	<u>Общ.</u>	<u>35</u>	3-13
1-6	5-20	2-6	108-606	100-235	0,1- 0,8	2	<u>3-6</u>	1-6	-	-	3-11
<u>18</u>	<u>32</u>	<u>15</u>	1506	14	<u>6</u>	<u>6</u>	<u>1</u>	13	-	-	22
11	<u>43</u>	<u>9</u>	1284	40	-	<u>8</u>	<u>1</u>	<u>20</u>	-	-	15

атская - Pb, Zn, W, Sn, Mo, Cu, Au, Ag; 7) Алтае-Саянская - Pb, Zn, Cu, Fe, Au; 8) Балтийская - Cu, Ni, Nb, Sc, Be, Ti, Zr, 9) Украинская - Fe, Mn, Ni, Co.

Помимо перечисленных ведущих металлов, для каждой провинции существует целый комплекс сопутствующих элементов, которые обычно в литературе конкретно не расшифровываются, а объединяются под общим названием "редкие" или "элементы-примеси".

В этом отношении возможность характеризовать металлоносность углей значительно шире, так как мы располагаем данными анализа углей на комплекс разнообразных элементов, в том числе редких, рассеянных и пр.

В табл. 1 приведены данные по содержанию элементов в углях, определенные по результатам опробования товарной продукции (даются пределы изменения содержаний по месторождениям, бассейнам, в условных единицах).

Месторождения и бассейны распределены по территориальной принадлежности их к тем или иным металлогеническим провинциям, которые могли являться областями сноса в процессе угленакопления.

С целью определения комплекса как бы ведущих, характеризующих картину металлоносности углей, элементов, за повышенные условно приняты содержания, в 2,5-3 раза превышающие средние содержания

Таблица 2

Схема сопоставления комплексов элементов, характерных для металлогенических провинций и сопряженных с ними угленосных областей

Металлогеническая эпоха	Металлогеническая провинция	Комплекс основных элементов	
		характеризующих металлогеническую провинцию	установлены повышенные содержания в углях
Алпийская	Кавказская	<u>Pb, Zn, Cu, Co,</u> <u>Mo, Ag</u>	<u>Pb, Zn, Cu, Co,</u> <u>Mo, Ag, Sc, Be, V,</u> <u>Zr, Ni, Sn, Ge</u>
	Забайкальская	<u>W, Sn, Pb, Zn,</u> <u>Mo, Be, Au, Ag,</u>	<u>W, Sn, Mo, Nb,</u> <u>La, Ag, Ge</u>
Мезозойская	Приморская	<u>Sn, W, Pb, Zn,</u> <u>Au, Ag</u>	<u>Sn, W, Pb, Mo,</u> <u>Nb, La, Ag, Ge</u>
	Уральская	<u>Cr, Ni, Co, Fe,</u> <u>Ti, Cu, Au</u>	<u>Cr, Ni, Co, Cu,</u> <u>Sc, V, La, Au, Ag</u>
Герцинская	Казахстанская	<u>Cu, Pb, Zn, W,</u> <u>Mo, Au</u>	<u>Cu, Pb, Zn, Ti,</u> <u>V, Zr, Mn, Au, Ag</u>
	Средне-Азиатская	<u>Pb, Zn, W, Sn,</u> <u>Mo, Cu, Au, Ag</u>	<u>Pb, Zn, W, Sn, Mo,</u> <u>La, Ge, Au, Ag</u>
Каледонская	Алтае-Саянская	Pb, Zn, Cu, Fe, Au	Sn, Mn, Ge, Ag
Протерозойская	Балтийская	<u>Cu, Ni, Nb, Sc,</u> <u>Be, Ti, Zr</u>	<u>Cu, Ni, Co, Nb,</u> <u>Pb, Sc, Be, Zr,</u> <u>La, Ag</u>
	Украинская	Fe, Mn, <u>Ni, Co</u>	<u>Ni, Co, Zn, Zr,</u> <u>Be, Pb, Mo, Sn,</u> <u>La, Ag</u>

в углях Союза (в таблице подчеркнуты). Последние определены также по данным опробования товарной продукции.

Золото и вольфрам в углях подавляющего большинства бассейнов и месторождений отсутствуют, в связи с чем средние содержания их по Союзу не вычислялись. Само присутствие золота, вольфрама в углях тех или иных месторождений при их редкой встречаемости в углях служит достаточно показательным фактом для облика металлогенических провинций.

В табл. 2 дается сравнение комплексов элементов, характерных для определенных металлогенических провинций и установленных в углях соответствующих бассейнов и месторождений в повышенных содержаниях. Подчеркнуты элементы, типичные как для металлогенической провинции, так и для сопряженных с ней угленосных площадей.

Приведенные данные показывают отчетливую зависимость характера металлоносности углей от общей металлогении провинции.

Лишь в одном случае — для Алтае-Саянской провинции — такой аналогии не установлено, что объясняется, по-видимому, слишком широко объединенным понятием этой провинции (Салаир, Кузнецкий Алатау, Алтай, Саяны). При более детальном анализе связь редкометального оруденения углей с конкретными рудными областями, очевидно, может быть установлена.

Ярко выраженная связь металлоносности углей с характером металлогении провинции еще раз подтверждает своеобразную геохимическую особенность ископаемых углей как концентраторов целого комплекса элементов.

Литература

- Баранов Ю.Е. Редкие элементы в угленосных формациях. — В сб. "Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов", т. VIII. Изд-во "Наука", 1966.
- Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. Изд-во "Недра", 1969.

ПРИМЕНЕНИЕ МАТЕМАТИЧЕСКОЙ СТАТИСТИКИ
 ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ ОБРАБОТКИ ПРОБ
 УГЛЯ И ГОРЮЧИХ СЛАНЦЕВ.

Одной из основных проблем обработки проб является определение величин минимально необходимых весов проб при сокращении. Разработке методов определения надежного веса проб посвящены многочисленные работы. В СССР для определения надежных весов наибольшее распространение получила формула Ричардса-Чечотта:

$$q = Kd^2 \quad (1)$$

и более общая формула Демонда и Хальфердаля

$$q = Kd^a, \quad (2)$$

где q — надежный вес проб, кг; K — коэффициент неравномерности; d — диаметр наибольших частиц в пробе.

Теоретически значительно более обоснована предложенная Д.А.Красновым (1956, 1963 гг.) формула для определения достоверного веса химических проб

$$q = \frac{d^3 \sqrt{Kt^2}}{p^2 \alpha} \left[\frac{z^{k\beta}}{z^k - (1-\beta)} - \alpha \right], \quad (3)$$

где α — максимальный размер минеральных зерен, мм; K — показатель степени уравнения кумулятивной характеристики гранулометрического анализа (0,5–3,0); α — ориентировочное содержание минерала в сокращаемом материале; β — максимальное содержание минерала в наиболее крупных сростках; z — отношение α к вкрапленности минерала; p — заданная точность сокращения, %; t — параметр вероятности, определяющий степень достоверности полученной пробы с заданной точностью, и формула, предложенная Пьером Жи (1954 г.):

$$q = \frac{cd^3}{m^2},$$

где q — надежный вес пробы; d^3 — диаметр сит, через которые проходит 90–95% пробы; m — статистическая ошибка опробования (допустимая); c — постоянная опробования для конкретного материала, рассчитываемая на основе физических свойств материала.

Перечисленные выше формулы и методы определения, необходимые для расчета параметров, разработаны и апробированы почти исключительно на рудных месторождениях. При применении этих формул к угольным месторождениям приходится сталкиваться с рядом трудностей:

1. Угли по сравнению с рудами — весьма равномерный вид сырья, и при пользовании формулами (1,2) приходится иметь дело с малыми значениями коэффициента K (0,1–0,001). Достаточно точное определение таких значений коэффициента технически крайне трудно, так как приходится статистически оценивать малые погрешности на фоне больших ошибок анализов и определение K не дает четких результатов.

2. Применяемая на практике формула (1) исходит из освобождения при дроблении рудных зерен и увеличения неравномерности распределения компонента в зернах пробы по мере их измельчения. Полезные или вредные компоненты угля (за исключением колчеданной серы) распределены во всем объеме горной массы, и при их дроблении неравномерность распределения компонента изменяется в незначительной степени.

3. Существующие формулы не учитывают влияние на величину надежных весов таких факторов, как степень сокращения, число ступеней обработки при сокращении, объемного веса угля, ситового состава проб, необходимой точности обработки проб и др.

4. В связи со сравнительно легкой дробимостью угля обработку проб обычно ведут в один-два этапа, доводя пробу сразу до лабораторной. Кроме того, пробы обычно сильно переизмельчены и зерна наиболее крупного класса не превышают обычно 10% пробы, в связи с чем оценка надежных весов по максимальному размеру приводит к завышенным их значениям.

В связи со сказанным в практике разведки и эксплуатации угольных месторождений рекомендуемые надежные веса не соответствуют формуле Ричардса-Чечотта (табл. 1).

Действующим ГОСТом 10742-64 установлены минимальные веса для лабораторных проб (дроблением — 3 мм) — 0,5 кг, для аналитических проб (0,2 мм) — 0,125 кг.

Приведенные выше веса применяются к пробам всех типов углей независимо от равномерности их состава и в большинстве случаев являются завышенными. При колоссальном объеме эксплуатационного и разведочного опробования (4–6 млн. проб в год) завышение весов приводит к нерациональным затратам труда на обработку, затрудняет хранение и транспортировку проб и дубликатов. Кроме того, использование завышенных весов порождает небрежность в обработке, иногда приводящую к увеличению случайных погрешностей опробования.

Сказанное обуславливает необходимость разработки для углей практически применимого и теоретически обоснованного метода определения надежных весов, обеспечивающего дифференциальный подход в зависимости от выдержанности их состава проб, требуемой точности и конкретных условий сокращения.

Автором рассмотрена возможность применения для оценки надежных весов проб угля методов математической статистики. Обработка проб с этой точки зрения представляет случайную выборку, и задача определения надежных весов сокращенных проб является задачей оценки точности выборочной средней по сравнению с генеральной средней. Определить надежный вес — значит найти представительную (репрезентивную) выборку. Выборка (сокращенная проба) считается представительной, если интересующие нас параметры выборочной характеристики отличаются от генеральной (первичной пробы) в пределах заданной величины. Поскольку размер сокращаемой в один прием пробы отличается от размера первичной пробы не более чем в 20 раз, выборка должна рассматриваться по законам большой безвозвратной выборки.

В соответствии с формулами математической статистики предельная ошибка выборочной средней по сравнению с генеральной средней при большой безвозвратной выборке составляет

$$m = \pm \frac{\delta}{\sqrt{n}} \sqrt{\frac{N-n}{N-1}} t, \quad (4)$$

где δ — среднеквадратическое значение отклонения состава отдельных зерен от среднего по пробе; n — объем выборки — число зерен в сокращенной пробе; N — объем генеральной совокупности — число зерен в исходной пробе; t — коэффициент, учитывающий заданный уровень доверительной вероятности того, что ошибка не будет превышать предел m .

При близком весе зерен их число в сокращенной и первоначальной пробе может быть выражено через вес сокращенной пробы (q), средний вес зерна (a) и коэффициент сокращения K ; при этом формула (4) приобретает вид:

$$m = \pm \frac{\delta}{\sqrt{n}} t \sqrt{\frac{nK-n}{nK-1}} = \pm \frac{\delta \sqrt{a}}{\sqrt{q}} t \sqrt{\frac{\frac{q}{a}(K-1)}{\frac{q}{a} \cdot K - 1}}. \quad (5)$$

Учитывая, что число зерен в пробе всегда достаточно велико, в пределах точности расчетов может быть принято $N-1 = N$, при этом формула (5) принимает более удобный для пользования вид:

$$m \approx \pm \frac{\delta}{\sqrt{n}} t \sqrt{\frac{K-1}{K}} = \pm \frac{\delta \sqrt{a}}{\sqrt{q}} t \sqrt{\frac{K-1}{K}}. \quad (6)$$

Формула (6) относится к обработке проб, состоящих из зерен одинакового размера. Практически пробы включают в себя зерна различных размеров. Такие пробы путем рассева могут быть разбиты на i

классов крупности с выходом классов $\beta_1, \beta_2, \beta_3, \dots, \beta_i$ и значением изучаемого параметра $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3, \dots, \lambda_i$.

При достаточно узком интервале выделенных классов каждый из них со сравнительно небольшой погрешностью может рассматриваться как проба, состоящая из одного размера с ошибками сокращения в классе $m_1, m_2, m_3, \dots, m_i$, определенными по формуле (6). Значение показателя качества по пробе в целом определяется как средневзвешенное из значений по классам:

$$\lambda = \beta_1 \lambda_1 + \beta_2 \lambda_2 + \beta_3 \lambda_3 + \dots + \beta_i \lambda_i.$$

Общая ошибка из параметра λ за счет обработки проб составит

$$m = \pm \sqrt{\left(\frac{\partial \lambda}{\partial \lambda_1}\right)^2 m_1^2 + \left(\frac{\partial \lambda}{\partial \lambda_2}\right)^2 m_2^2 + \dots + \left(\frac{\partial \lambda}{\partial \lambda_i}\right)^2 m_i^2} = \pm \sqrt{\beta_1^2 m_1^2 + \beta_2^2 m_2^2 + \dots + \beta_i^2 m_i^2} =$$

$$= \frac{\sqrt{\beta_1^2 \alpha_1^2 + \beta_2^2 \alpha_2^2 + \dots + \beta_i^2 \alpha_i^2}}{\sqrt{q}} \pm \sqrt{\frac{K-1}{K}}. \quad (7)$$

Подставляя в формулу (7) вместо фактической погрешности значение максимально допустимой погрешности обработки, нетрудно получить расчетную величину минимального надежного веса. При многоступенчатом сокращении допустимая величина погрешности отдельного этапа обработки m_p зависит от требований к точности обработки пробы в целом (m) от первичной до лабораторной (или аналитической) пробы и числа этапов сокращения (p):

$$m = \pm \sqrt{m_1^2 + m_2^2 + \dots + m_p^2},$$

где m — максимально допустимая общая погрешность сокращения; m_1, m_2, \dots, m_p — погрешности сокращения по отдельным этапам сокращения; p — число этапов сокращения.

Поскольку наименьшее значение общей ошибки будет при равноточной обработке на отдельных этапах, допустимая величина погрешности отдельного этапа (m_p) будет

$$m_p = \frac{m}{\sqrt{p}}.$$

Таким образом, теоретически минимальный надежный вес сокращенных проб, состоящих из зерен i классов, будет:

$$q = \frac{\sum \alpha_i^2 \beta_i}{m^2} \pm \frac{K-1}{K} p. \quad (8)$$

Выразив средний вес зерен в классе a_i через их объем ($d_i^3 \eta$) и объемный вес, получим:

$$q = \frac{\sum \delta_i^2 d_i^3 \eta_i \beta_i}{m^2} \gamma t^2 \frac{K-1}{K} P. \quad (9)$$

Для исследований, требования к точности которых выражаются относительной величиной погрешности $\alpha = \frac{m}{A}$, формула (9) имеет вид:

$$q = \frac{\sum \omega_i^2 d_i^3 \eta_i \beta_i}{\alpha} t^2 \gamma \frac{K-1}{K} P. \quad (10)$$

Для практического использования удобнее несколько иная форма формул (8-10):

$$q = \frac{\delta^2 \sum a_i \beta_i \frac{\delta_i^2}{\delta^2}}{m^2} t^2 \frac{K-1}{K} P, \quad (8a)$$

$$q = \frac{\delta^2 \sum d_i^3 \beta_i \eta_i \frac{\delta_i^2}{\delta^2}}{m^2} \gamma t^2 \frac{K-1}{K} P, \quad (9a)$$

$$q = \frac{\omega^2 \sum d_i^3 \beta_i \eta_i \frac{\omega_i^2}{\omega^2}}{\alpha} \gamma t^2 \frac{K-1}{K} P, \quad (10a)$$

где q – минимально допустимый вес сокращенной пробы на данном этапе сокращения; δ_i – среднеквадратическое значение отклонения изучаемого показателя качества в зернах класса от среднего по классу (δ^2 – дисперсия); δ^2 – максимальное значение дисперсии; ω – коэффициент вариаций показателя качества в зернах пробы; m – максимально допустимая общая абсолютная погрешность обработки пробы; α – максимально общая допустимая относительная погрешность обработки пробы; $\alpha_1, \alpha_2, \dots, \alpha_i$ – средние значения диаметров зерен в классах (средние значения диаметров сит); η – коэффициент, учитывающий отклонение фактического объема зерен от куба диаметра; a_1, a_2, \dots, a_i – средние веса зерен в последовательно выделенных классах; $\beta_1, \beta_2, \dots, \beta_i$ – весовой выход классов (в долях единицы) по данным расситовки проб; K – кратность сокращения проб; P – число ступеней сокращений; γ – объемный вес угля; t – гарантийный коэффициент, учитывающий заданную доверительную вероятность результатов.

Приведенные выше формулы рассматривают только статистические ошибки сокращения проб, обусловленные представительностью выборки, и не учитывают ошибки, связанные с неправильным делением проб: погрешности перемешивания, квартования. Величины этих погрешностей могут пока быть учтены только практически применением соответствующих повышающих коэффициентов.

Экспериментальное определение параметров, предопределяющих минимально допустимый вес проб

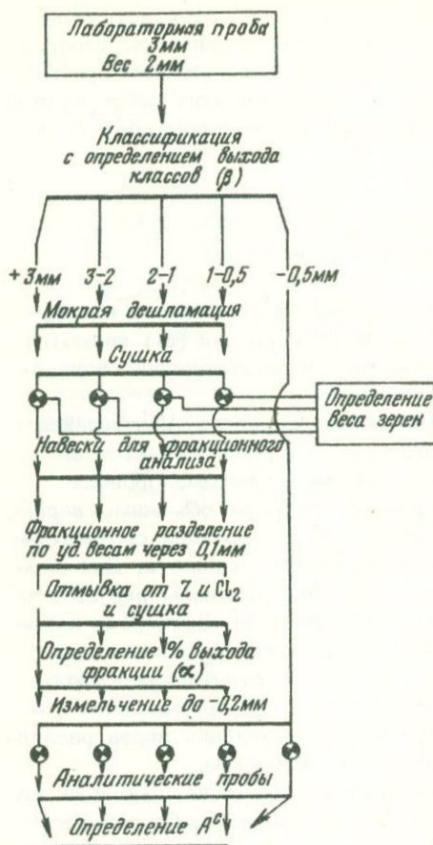
1. Дисперсия свойств в зернах пробы (δ^2), а также средне-квадратическое отклонение (δ) и коэффициент вариации (ω) являются количественной характеристикой равномерности распределения изучаемого показателя в зернах проб.

Экспериментальное определение дисперсии зольности, являющейся наиболее изменчивым показателем качества угля, основывается на тесной корреляции между зольностью и объемным весом. Проводя фракционное разделение классифицированных проб по объемным весам, получаем разделение зерен по зольности, и выход фракции соответствует частости зерен соответствующего интервала зольности. Для расчета дисперсии крупных классов могут быть использованы результаты стандартных фракционных анализов по ГОСТ 2093-59. Дисперсия лабораторных проб может быть рассчитана по результатам специальных лабораторных исследований по схеме фиг. 1. При отсутствии избирательного дробления зерна одного диаметра могут быть выделены путем расситовки проб, в противном случае для выделения зерен различных диаметров необходимо последовательное дробление.

Проведенное специальное экспериментальное изучение проб и анализ данных фракционного анализа для углей Подмосковского, Горловского и Кузнецкого бассейнов, Экибастузского, Бейского, Подгородненского, Бикинского месторождений, включающих угли от Б1 до А, а также горючих сланцев Прибалтики, позволяет сделать следующие выводы о величине и закономерностях изменения дисперсии:

1. В большинстве случаев наиболее изменчивым показателем качества является зольность. Более изменчиво распределение в углях колчеданной серы при наличии конкреций, а также редких элементов при высоком уровне их содержаний. В отдельных случаях для низкозольных углей менее равномерно распределенными могут быть также выход летучих (например, гуммусо-сапропелевые низкозольные угли), однако такие угли крайне редки. В связи с этим надежные веса, определенные по зольности, могут считаться достаточными для определения других показателей.

2. С увеличением степени измельчения дисперсия зольности в зернах пробы закономерно увеличивается, достигая максимальной величины при глубине дробления 1-3 мм (фиг. 2), что является следствием раскрытия при дроблении сростков и высвобождения зерен, состоящих из чистых литотипов. Однако возрастание дисперсии в интервале размеров зерен бороздовых и керновых проб 25-0,25 мм незначительно



Фиг. 1. Схема экспериментального определения дисперсии зольности угольных проб

и во много раз меньше, чем в рудах, что обусловлено сравнительно небольшими колебаниями зольности в литотипах угля.

3. На величине дисперсии зольности наиболее сильно сказывается содержание в угле породы (фиг. 3). Теоретически влияние содержания породы на величину дисперсии может быть оценено по формуле:

$$\sigma^2 = \beta_n \sigma_n^2 + \beta_y \sigma_y^2 + \beta_y \beta_n (\bar{A}_n - \bar{A}_y)^2,$$

где σ^2 — дисперсия для горной массы; σ_y^2, σ_n^2 — дисперсия для угля и породы; β_y, β_n — содержание в пробе угля и породы; \bar{A}_y, \bar{A}_n — среднее значение показателя качества для угля и породы.

Наиболее сильно на величине дисперсии сказывается влияние примеси породы в малозольных углях.

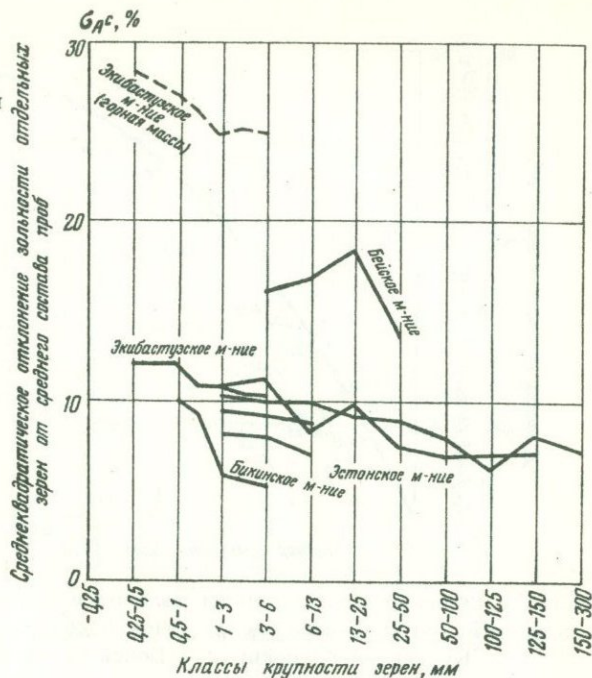
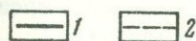
4. Дисперсия зольности в зернах пробы возрастает с увеличением зольности угля (фиг. 4), что является следствием увеличения размаха колебаний зольности в зернах угля и увеличения содержания зерен породы.

5. Распределение зерен по зольности в угольных пробах близко к нормальному закону. Пробы, состоящие из угля и породы, могут рассматриваться как две совокупности, распределение в каждой из которых близко к нормальному (фиг. 5).

6. Кроме экспериментального способа ориентировочно значение дисперсии может быть определено на основании размаха колебания показателя в зернах (R). В большинстве случаев размах хорошо известен или легко может быть оценен экспериментально на основе небольшого числа (5-10) анализов отдельных зерен (малая выборка). Определение дисперсии показателей качества в зернах пробы по величине размаха колебаний целесообразно для показателей, не зависящих от объемного

Фиг. 2. Влияние размера зерен на величину дисперсии зольности

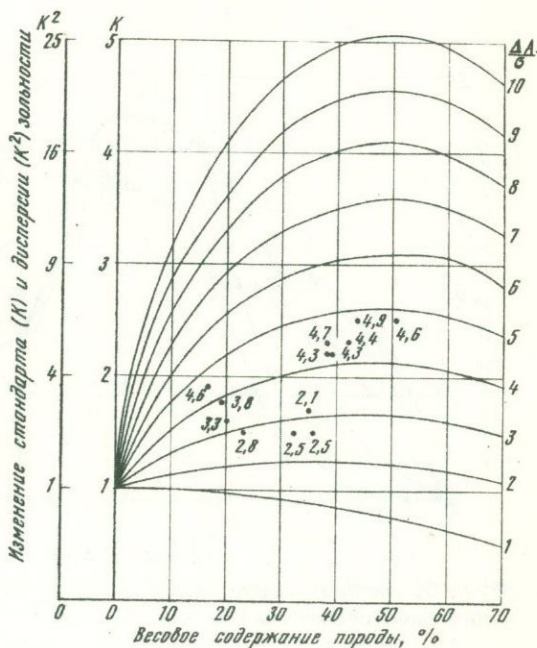
1 - беспородные угли; 2 - угли с породой

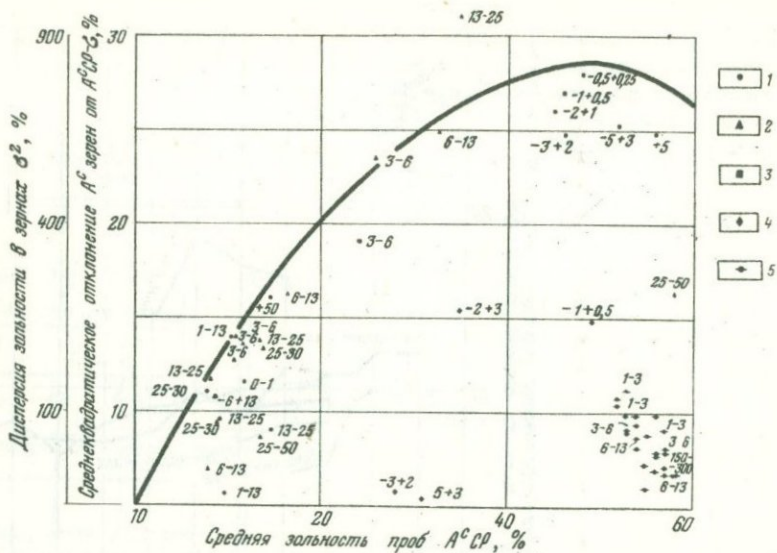


Фиг. 3. Относительное изменение среднеквадратического отклонения (стандарта) и дисперсии зольности в зернах пробы

$$K = \frac{\sigma_{\Gamma}}{\sigma_y} = (1 - \beta) \left(1 + \beta \frac{\Delta A^2}{\sigma^2} \right),$$

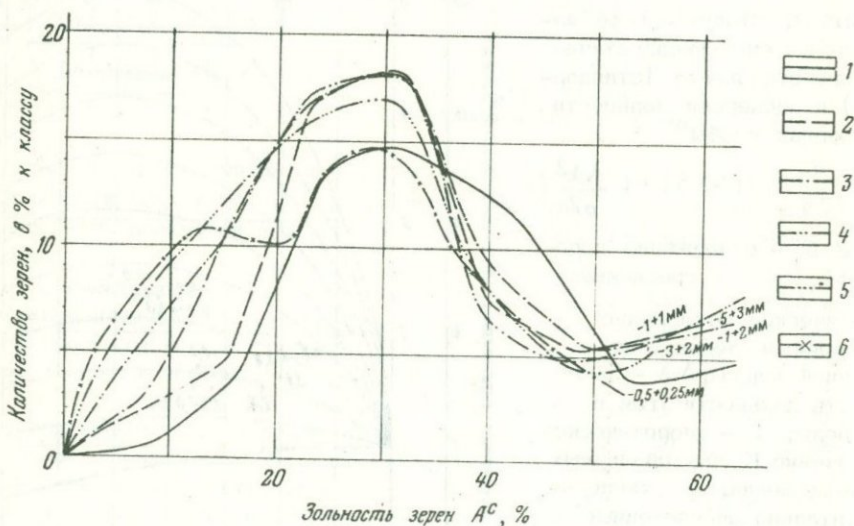
где β - содержание породы; $\sigma_y, \sigma_{\Gamma}$ - среднеквадратическое отклонение зольности зерен угля и горной массы; ΔA - разность зольности угля и породы; 1 - теоретическое значение K для различных соотношений; 2 - экспериментально определенные значения (цифра показывает $\frac{\Delta A}{\sigma}$)





Фиг. 4. Зависимость дисперсии зольности зерен в пробе от средней зольности угля (цифра около точек показывает размер зерен)

1 - Кузнецкий бассейн; 2 - Бейское месторождение; 3 - Экибастузское месторождение; 4 - Бикинское месторождение; 5 - прибалтийские горючие сланцы



Фиг. 5. Распределение зерен в пробе по зольности : (угли Экибастузского месторождения) (в мм)

1 - 5; 2 - 3-5; 3 - 2-3; 4 - 1-2; 5 - 0,5-1; 6 - 0,25-0,5

Таблица 1

Надежные веса проб, применяемые в практике опробования угля

Наибольшая крупность кусков, мм	Наимень- ший вес пробы, кг	К	Наиболь- шая круп- ность кус- ков, мм	Наимень- ший вес пробы, кг	К
Рядовой уголь	400		6	6	0,17
100	250	0,02	3	3	0,33
50	100	0,04	2	2	0,5
25	60	0,09	1	1	1,0
13	15	0,08	0,2-0,15	0,3-0,1	

Таблица 2

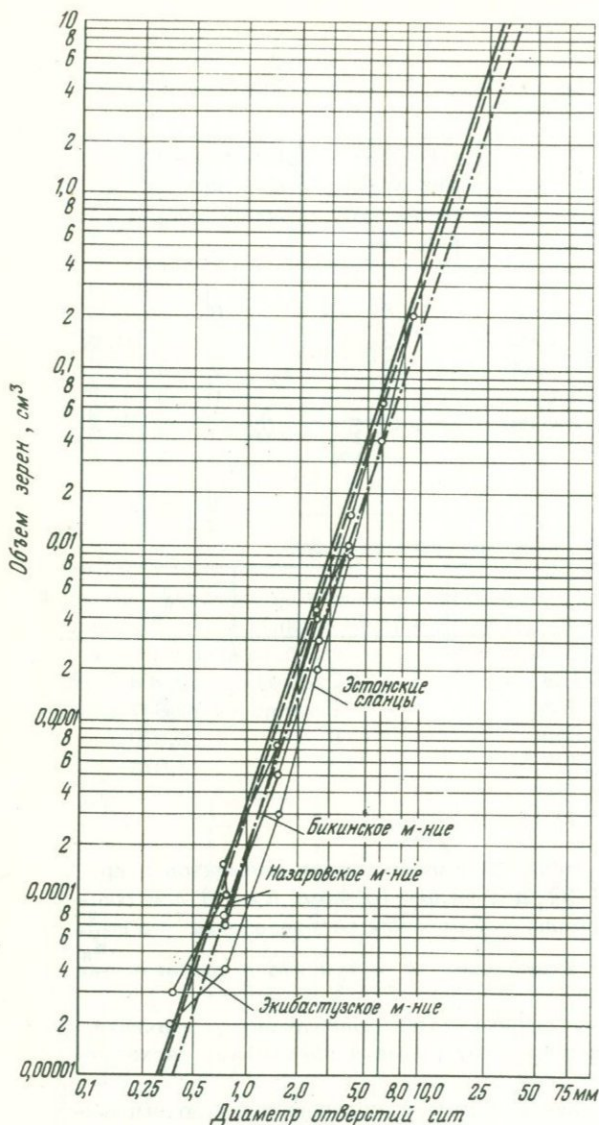
Объем выборки, n	d_n	n	d_n
2	1,128	7	2,704
3	1,693	8	2,847
4	2,059	9	2,970
5	2,326	10	3,073
6	2,534		

веса, например выхода летучих, содержания редких элементов и др. Для больших выборок $\delta \approx 1/3R$; для малых (объема $n \leq 10$) для совокупностей с близким к нормальному закону распределения $\delta = \frac{R}{d_n}$, где R — размах колебаний в выборке, d_n — принято в соответствии с табл. 2.

Проведенное сравнение экспериментально определенных значений δ с рассчитанными по теоретическому размаху показывает расхождение в допустимых пределах.

7. Ориентировочно значение δ может быть определено по эмпирическому графику зависимости δ от зольности проб.

П. Средневзвешенный (действующий) вес зерен в соответствии с формулой [5] предопределяется выражением $\sum \alpha_i \beta_i \frac{\delta_i^2}{\delta^2}$ или $\gamma \sum d_i^3 \beta_i \eta_i \frac{\delta_i^2}{\delta^2}$ и для его определения необходимо знать ситовой состав пробы, средние значения весов или диаметров зерен по классам и закономерность изменения дисперсии показателя качества при дроблении проб.



Фиг. 6. Результаты экспериментального определения объема зерен угольных проб

1 — расчетный объем шарообразных зерен, 2 — расчетный объем кубических зерен с диагональю, равной диаметру отверстий сит; 3 — экспериментально определенный объем; 4 — точки экспериментального определения для различных месторождений

Проведенное экспериментальное изучение ситового состава проб, весов и объемов зерен различных углей, а также анализ этих материалов показал:

1. Средний объем зерен в узких классах, выделенных при расситовке угольных проб, пропорционален объему куба с диаметром, равным полусумме диаметров отверстий сит, на которых выделена проба. Практически объем зерен с достаточной точностью может быть принят:

$0,2 \left(\frac{d_i + d_{i+1}}{2} \right)^3$. Фактический средний вес зерен легко определяется

экспериментально взвешиванием 100 зерен и расчетом среднего веса (фиг. 6).

2. Ситовой состав проб изменяется в широких пределах, зависит от механических свойств угля, метода и конкретных условий дробления и подлежит экспериментальному определению по пяти-восьми пробам.

В связи с легкой дробимостью угля угольные пробы практически всегда сильно переизмельчены. Наиболее переизмельчены пробы при дроблении в молотковых, более равномерны в шековых, валковых и конических дробилках. Содержание наивысшего класса при механическом дроблении в молотковых дробилках обычно не превышает 10%. В связи с этим практически для большинства углей действующий вес всегда менее 1/3 веса наиболее крупных зерен.

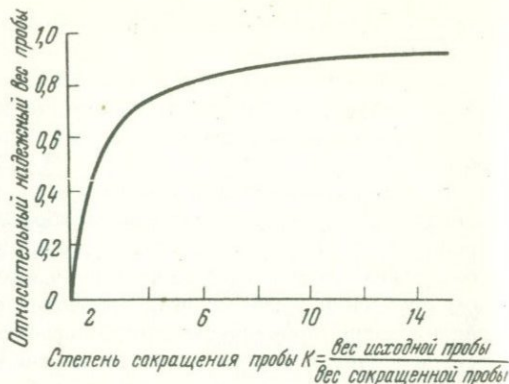
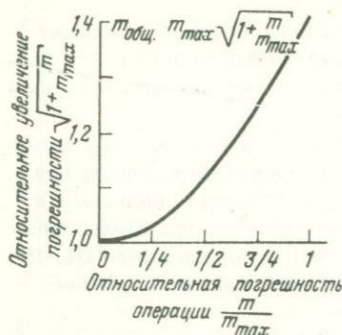
3. Поскольку вес зерен пропорционален кубу их линейных размеров, практическое влияние на действующий вес зерна, а следовательно, и на надежный вес сокращенных проб оказывают только три наиболее крупных класса зерен. Влияние мелких классов при их содержании, не превышающем 50%, незначительно. В связи с этим при экспериментальном определении действующего веса достаточно определить содержание и вес зерен только трех наиболее крупных классов.

III. Допустимые пределы погрешности сокращения проб (m) предопределяются точностью применяемых методов анализа и представительностью первичных проб. Обработка пробы должна обеспечить погрешности не выше 1/4 погрешности наименее точных других операций. Дальнейшее ее уменьшение практически бесполезно, так как общая случайная погрешность изучения качества угля равна среднеквадратической величине погрешностей отдельных операций $m_{\text{общ}} =$

$$= \pm \sqrt{m^2_{\text{анализа}} + m^2_{\text{обработки}} + m^2_{\text{отбора}}}$$
 и предопределяется в основном низкоточными операциями. Влияние ошибки операции в размере 1/4 наименее точной операции на общую точность изучения качества угля не превышает 3% от общей погрешности (фиг. 7). При ведении разведочных работ наибольшая погрешность имеет место при отборе проб, что обусловлено низкой представительностью керновых проб. Однако фактические величины погрешности отбора проб выявляются только после окончания разведки. С другой стороны, погрешность обработки не должна превышать погрешности анализов.

Поскольку погрешности опробования трудно поддаются оценке, требования к погрешностям обработки могут исходить из известных фактических величин точности анализов или из общих требований промышленности к точности изучения качества угля.

При многоступенчатой обработке допустимая погрешность отдельных операций (m_p) должна исходить из обеспечения общей погрешности обработки (m_{max}) в заданных пределах: $m_p = \frac{m_{\text{max}}}{\sqrt{P}}$, где P - число ступеней обработки. Таким образом, минимальный надежный вес пробы на отдельных ступенях сокращения должен быть увеличен по сравнению с одноступенчатым сокращением в число раз, равное количеству



Фиг. 7. Влияние частных погрешностей определений на общую погрешность

$m_{\text{общ}}$ — общая суммарная погрешность; m — погрешность оцениваемой операции; m_{max} — суммарная погрешность прочих операций

Фиг. 8. Влияние степени сокращения проб на надежный вес сокращенной пробы

ступеней, сокращения, и значительное увеличение числа ступеней сокращения является нежелательным и не дает существенной экономии. Кроме того, усложнение схем обработки порождает увеличение технических погрешностей (перепутывание проб, описки и т.д.).

Степень сокращения (K) практически оказывает влияние на надежный вес только при менее чем десятикратном сокращении (фиг. 8). При сокращении пробы в десять и более раз надежный вес остается практически постоянным, влияние степени сокращения на величину надежного веса определяется коэффициентом $\frac{K-1}{K}$, значение которого при $K=10$ близко к единице. С уменьшением степени сокращения менее 10 минимальные надежные веса проб уменьшаются и при сокращении небольших проб надежные веса при той же величине дробления меньше, чем при сокращении больших проб.

Практическое определение минимальных весов проб угля и горючих сланцев

В процессе отбора и разделки проб по степени обработки различают (ГОСТ 10742-64) первичные пробы, составляемые из всего количества отобранного при опробовании материала; лабораторные пробы, получаемые при разделке первичной пробы и направляемые в лаборатории для испытаний (крупность зерен — 3 или —1 мм; аналитические пробы, получаемые в результате разделки первичной

или лабораторной пробы и предназначенные для взятия навески для химических анализов (крупность зерен $-0,2$ мм). Надежные веса лабораторных и промежуточных проб при сокращении проб на этапе первичная – лабораторная в основном предопределяются необходимостью обеспечения представительности при данной глубине дробления, т.е. рассчитываются, исходя из изложенных выше принципов. Веса аналитических проб обуславливаются необходимым для выполнения комплекса исследований навесками с учетом повторных определений и контрольных анализов, поскольку при глубине измельчения аналитических проб ($-0,2$ мм) надежными являются пробы весом уже 1 г (за исключением отдельных случаев).

Минимальный вес аналитической пробы должен обеспечить выполнение основных анализов в двух параллельных навесках, выполнение в случае необходимости повторных определений, внешнего и внутреннего лабораторного контроля, сохранение дубликатов аналитических порошков. В среднем вес аналитической пробы должен быть в десять раз больше веса необходимой для анализа навески.

Минимальный вес лабораторных проб может быть рассчитан по формулам (5). Однако указанные формулы для практического использования излишне сложны и поэтому едва ли смогут получить широкое применение в практике несмотря на то, что все параметры, заложенные в этих формулах, достаточно легко оцениваются в конкретных условиях разведки. Обязательным условием реального широкого использования того или иного метода являются его простота и доступность для широкого, в основном недостаточно подготовленного круга исполнителей. Поэтому упрощение следует считать необходимым, хотя оно и сопровождается потерей детальности.

Приняв наиболее распространенные значения параметров в формулах (5) и упростив их для практического использования, можно рекомендовать следующие формулы определения надежного веса проб для технических анализов:

$$q = 10^{-4} \delta^2 d^3 M, \quad q = 10^{-5} R^2 d^3 M,$$

где q – надежный вес проб, кг; δ^2 , R – дисперсия и размах колебаний зольности в зернах пробы, %; d – диаметр наибольших зерен в пробе, мм; M – коэффициент, учитывающий переизмельчение

($0,3-0,01$), определяемый по ситовому составу проб: $M = \sum \beta_i \left(\frac{d_i}{d}\right)^3$.

С точки зрения равномерности состава проб в части зольности все угли Союза могут быть разбиты на шесть групп:

Весьма равномерные – угли с колебаниями зольности в зернах -3 мм не более 15% ($\delta < 5\%$). К числу таких углей могут быть отнесены однородные и тонкоштриховатые низкозольные угли с A^C , не превышающей 15% , не содержащие породных прослоев и минеральных включений (например, угли Канско-Ачинского бассейна).

Равномерные – угли с колебаниями зольности в зернах $15-25\%$ ($\delta \approx 5-8\%$). К их числу относятся средnezольные однородные и тонко-

Таблица 3

Рекомендуемые величины надежных весов проб угля

Характер распределения золообразующих компонентов в угольных пробах			Надежные веса проб, кг					
			большевесные пробы			лабораторные пробы		
тип распределения	размах колебания зольности в зернах пробы, % абс. R	дисперсия зольности в зернах, σ^2	-25 мм	-13 мм	-10 мм	-6 мм	-3 мм	-1 мм
Весьма равномерное	До 15	До 25	3	0,6	0,3	0,1	0,02	0,001
Равномерное	15-25	25-65	8	1,5	1,0	0,3	0,04	0,002
Относительно равномерное	25-30	65-100	12	2,4	1,4	0,4	0,06	0,003
Относительно неравномерное	30-45	100-225	28	5,0	3,0	1,0	0,15	0,005
Неравномерное	45-60	225-400	50	10,0	6,0	1,6	0,25	0,008
Весьма неравномерное	> 60	> 400	80	15,0	9,0	2,5	0,40	0,015

штриховатые угли, не содержащие значительного количества породных прослоев.

Относительно равномерные - угли с колебаниями зольности в зернах -3 мм 25-30% ($\sigma = 8-10\%$).

Относительно неравномерные - угли с колебаниями зольности в зернах 30-45% ($\sigma = 10-15\%$).

Неравномерные - угли с колебаниями зольности в зернах 3 мм 45-60% ($\sigma = 15-20\%$).

Весьма неравномерные - угли с колебаниями зольности в зернах -3 мм более 60% ($\sigma > 20\%$). К их числу относятся высокозольные угли, представляющие собой переслаивание угольных породных пачек. Например, угли Экибастузского месторождения, Челябинского бассейна и многих других месторождений.

Рекомендуемые ориентировочные значения надежных весов разведочных проб угля для перечисленных выше групп приведены в табл. 3. Указанные в таблице веса, рассчитанные для проб механического дробления, содержащих не более 15% зерен наиболее крупного класса, обеспечивают погрешность зольности не более 0,1% при доверительной вероятности 95%. При допустимой погрешности обработки 0,2% приведенные в таблице веса могут быть уменьшены в четыре раза.

1. В настоящее время для всех типов углей приняты одинаковые надежные веса, хотя угли резко различаются по равномерности распределения зольности и другим показателям. Проведенные исследования показали, что надежные веса углей в зависимости от равномерности распределения компонентов в пробах колеблются более чем в 30 раз и использование единого веса нецелесообразно, так как приводит в большинстве случаев к резкому завышению весов проб, в отдельных же случаях — к потере их представительности.

2. Минимальные надежные веса проб углей и горючих сланцев предопределяются равномерностью распределения компонента в пробе и ее ситовым составом. Кроме того, надежный вес зависит от требуемой точности определения компонента, объемного веса, степени сокращения пробы, числа этапов сокращения. Для количественной оценки степени равномерности с успехом может быть использована дисперсия (σ^2) или размах колебаний состава (R) зерен пробы. Количественным показателем ситового состава пробы служит действующий диаметр пробы.

Проведенные работы впервые показали влияние на надежный вес степени и числа этапов сокращения проб и позволили обосновать целесообразность применяемого иногда многоступенчатого сокращения.

3. В большинстве случаев надежные веса углей имеют параболическую зависимость от зольности с максимальным значением веса при $A^C = 45-50\%$.

При уменьшении и возрастании зольности величины надежных весов уменьшаются.

4. Распределение зольности в зернах угольных проб близко к нормальному закону, а обработка проб путем дробления и квартования соответствует всем требованиям случайной выборки. В связи с этим для оценки величин надежных весов с успехом могут использоваться формулы, основанные на законах математической статистики.

В результате теоретического обоснования и экспериментального изучения зависимости изменчивости состава проб от различных факторов в настоящей работе разработаны теоретические формулы (5) для определения надежных весов проб угля и методы практического определения необходимых для расчетов параметров. Для практического использования предложены также упрощенные формулы (6) и таблица надежных весов, дифференцированных по степени выдержанности.

5. Предлагаемая методика определения надежных весов проб распространяется на сокращение проб путем квартования, деления на делителях или вычерпывания, обеспечивающих случайность выборки при сокращении. Методика не применима к методам, не обеспечивающим случайность выборки: сокращения ядерных проб и путем деления по оси, методу фрезирования зерна или другим аналогичным методам.

6. Предлагаемые формулы могут быть применены к решению трех задач обработки: определению надежного веса проб при их фактическом ситовом составе, определению необходимой степени измельчения проб при дроблении и определению погрешностей обработки проб.

ВЫЯВЛЕНИЕ ПРИЧИН ПОГРЕШНОСТЕЙ ИЗУЧЕНИЯ КАЧЕСТВА УГЛЕЙ И ГОРЮЧИХ СЛАНЦЕВ ПО ДАННЫМ СТАТИСТИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ РЕЗУЛЬТАТОВ КОНТРОЛЯ

Технические ошибки оценки основных параметров качества угля¹ по керновым пробам допускаются при: 1) отборе проб в связи с недостаточным выходом керна или его загрязнением; 2) обработке и хранении проб; 3) в процессе анализов. На каждом из перечисленных этапов из общих ошибок могут быть выделены систематические ошибки, случайные ошибки и промахи.

Под систематическими ошибками подразумеваются ошибки однозначные и одинаковые для всех проб и исследований, проводящихся одним и тем же методом, одной и той же аппаратурой. Систематические ошибки могут быть различными при различных диаметрах керна, марок топлива, классов содержаний и методов опробования.

Под случайными ошибками понимаются ошибки отбора, обработки проб и исследований, обусловленные многочисленными случайными факторами, влияние которых невозможно учесть. Случайные ошибки разнозначны и при большом числе измерений не влияют на средние значения измеряемых показателей.

Под промахами понимаются случайные ошибки, обусловленные недостаточным вниманием экспериментаторов, – перепутывание проб, грубые просчеты и описки и т.д. К промахам следует относить погрешности, величина которых более чем в три раза превышает среднеквадратическое значение случайных погрешностей применяемого метода.

Для выявления погрешностей изучения качества угля используются различные методы контроля: повторное опробование (перебурка), сопоставление данных разведки и эксплуатации, внутренний и внешний лабораторный и геологический контроль достоверности анализов.

Повторное параллельное опробование осуществляется при разведке бурением – путем повторной перебурки пластов или опробованием расширителя, штанговыми и стреляющими грунтоносами; при опробовании горных выработок – параллельным отбором пластовых и дифференциальных проб, а также проведением параллельного опробования одним и тем же методом. Повторное опробование выявляет технические, систематические и случайные расхождения при отборе проб и проводится для контроля методики опробования (сечение борозд, диаметры прорезки, допустимый выход керна) и технического исполнения отбора проб.

Сопоставление данных разведки и эксплуатации осуществляется как сопоставлением данных кернового и бороздowego опробо-

¹ При проведении исследований рассматривали только технические ошибки опробования и анализов. Ошибки аналогии (или репрезентивности) не рассматривали.

вания в сопряженных пластопересечениях, так и сопоставлением средних данных по бурению и горным работам на подработанных площадях. Первое позволяет выявить как систематические, так и случайные расхождения, второе – только систематические.

Геологический контроль осуществляется повторным анализом по шифрованным дубликатам лабораторных проб, получаемых в результате разделки первичной пробы в геологоразведочных экспедициях (крупность дробления – 1 или 3 мм).

Объектом контроля является группа проб, принадлежащих одному геологическому объекту и имеющих одинаковый марочный состав. Организатор контроля – геологическая организация, ведущая разведку. Контроль выявляет погрешности анализов и частично погрешности обработки проб.

Лабораторный контроль осуществляется лабораториями повторным анализом дубликатов аналитических проб (обычно глубиной дробления – 0,2 мм) и имеет цель оценить достоверность аналитических работ.

Как геологический, так и лабораторный контроли могут быть внешним и внутренним.

Внутренний контроль имеет цель своевременно выявлять и устранять промахи и недопустимые случайные погрешности, связанные с обработкой проб и неудовлетворительной работой лабораторий, а также оценить точность (воспроизводимости) анализов. Контроль осуществляется повторными анализами дубликатов в той же лаборатории, в которой проводятся основные анализы проб.

Внешний контроль осуществляется путем повторного анализа части дубликатов проб в другой (контрольной) лаборатории. Его главной задачей является своевременное вскрытие и устранение возможных систематических погрешностей в работе основной лаборатории.

Любой вид контроля дает величины случайных или систематических расхождений, являющихся суммой погрешностей опробования, обработки и хранения проб и анализов.

Выявление на основе указанных расхождений величин погрешностей индивидуальных и средних значений по этапам опробования (отбор, обработка, хранение и анализ проб), а также причин этих погрешностей может быть выполнено путем статистической обработки данных.

В процессе работы по совершенствованию методики изучения качества углей и составления методики руководства по контролю лабораторных исследований для выявления величин погрешностей и анализа их причин авторами по ряду месторождений Союза проведена статистическая обработка результатов сопоставления изучения качества углей при разведке и эксплуатации, геологического и лабораторного контроля.

Для оценки величин погрешностей на отдельных этапах статистически выявлялись и сопоставлялись: общие случайные и систематические технические погрешности изучения качества угля ($M_{\text{общ}}$) – сопоставлением данных разведки и эксплуатации; погрешности обработки проб и анализов – по данным геологического контроля ($M_{\text{геол. контр}}$); погрешности анализов ($M_{\text{анал}}$) – по данным лабораторного контроля.

Раздельную оценку погрешностей на отдельных этапах проводили, исходя из независимости и случайных ошибок на отдельных этапах:

$$M_{\text{обр.контр.}} = \pm \sqrt{M_{\text{геол.контр.}}^2 - M_{\text{анал.}}^2} \quad (1)$$

$$M_{\text{опроб.}} = \pm \sqrt{M_{\text{общ.}}^2 - M_{\text{анал.}}^2 - M_{\text{обр.}}^2} \quad (2)$$

Расхождение между параллельными определениями разделяли на случайные, не отражающиеся на средних значениях основных и контрольных определений (при достаточно большом объеме контроля), и систематические, отражающиеся на величине средних значений. Случайные расхождения рассчитывали по абсолютным значениям как среднеарифметические и среднеквадратические:

$$m_{\delta} = \frac{\sum |\Delta|}{n}; \quad m_{\delta} = \pm \sqrt{\frac{\sum \Delta^2}{n}} \quad (3)$$

Оценка среднеквадратического значения случайной ошибки единичного определения по результатам двойных (параллельных) равнозначных определений производилась по формуле:

$$\delta = \pm \sqrt{\frac{\sum \Delta^2}{2n}} = 0,71 m_{\delta} \quad (4)$$

где Δ - расхождения между параллельными определениями, n - число контролируемых проб.

Выявление случайных погрешностей обработки проб производилось по разности средних значений: расхождений, полученных при геологическом и лабораторном контроле по формуле (1).

Оценка значимости полученной разницы производилась путем сравнения с возможными ошибками расчетных средних значений: по формуле:

$$m = \sqrt{m_1^2 + m_2^2} = \sqrt{\frac{\left(\frac{\sum \Delta_1^2}{n_1} - \bar{\Delta}_1^2\right)^2}{n_1} + \frac{\left(\frac{\sum \Delta_2^2}{n_2} - \bar{\Delta}_2^2\right)^2}{n_2}} \quad (5)$$

где m - возможные расхождения между средними результатами лабораторного и геологического контроля, обусловленные ошибками определения среднего арифметического; m_1 - погрешность определения среднего значения расхождений параллельных определений при лабораторном кон-

троле; m_2 — погрешность определения среднего значения при геологическом контроле; Δ_1 — расхождения между параллельными определениями при лабораторном контроле; Δ_2 — то же при геологическом контроле; $\bar{\Delta}_1$ — среднеарифметическое значение расхождений при лабораторном контроле; $\bar{\Delta}_2$ — то же при геологическом контроле; n_1 — число проконтролированных проб при лабораторном контроле; n_2 — то же при геологическом контроле.

Наличие расхождений между Δ_1 и Δ_2 , превышающих возможные погрешности определения среднего (m), свидетельствуют о погрешности обработки лабораторных или аналитических проб:

при $|\bar{\Delta}_1 - \Delta_2| < m$ погрешность обработки проб контролем не выявлена; при $m < |\bar{\Delta}_1 - \Delta_2| < 2m$ вероятность выявленной погрешности обработки 80–95%; $|\bar{\Delta}_1 - \Delta_2| > 2m$ свидетельствует о наличии погрешности с вероятностью более 95%.

Наряду с выяснением величин систематических и случайных технических ошибок на различных этапах в ряде случаев статистическая обработка позволяет выявлять также источники ошибок. Разделение ошибок по причинам при статистической обработке возможно на основе их специфических свойств: погрешности обработки, обусловленные дефектами дробления, квартования и недостаточным весом проб, имеют случайный характер, подчиняются нормальному закону распределения, и их величина не превышает более чем в три раза среднеквадратическое значение погрешностей; погрешности, обусловленные перепутыванием проб, не ограничены по величине, обычно весьма значительны, но не отражаются на средних значениях показателей; погрешности, обусловленные описками, также не ограничены, но вызывают значительные расхождения между средними значениями основных и контрольных определений; расхождения, обусловленные разрывом сроков отбора и анализов, невелики по величине, но имеют систематический характер в связи с изменением состава вследствие окисления.

Для выявления технических ошибок, изучения качества использованы данные сопоставления бурения и горных работ и геологического контроля, содержащиеся в многочисленных отчетах по разведке угля, и данные лабораторного контроля, представленные лабораториями при разработке инструкции по лабораторному и геологическому контролю.

Проведенная статистическая обработка около 1500 проб лабораторного контроля, 2000 проб внешнего и внутреннего геологического контроля и 800 сопоставлений пластопересечений по бурению и горным работам по описанной выше методике (см. таблицу) позволила сделать следующие выводы:

1. Расхождения между результатами параллельных определений зольности, влажности и выхода летучих для основных углехимических лабораторий в большинстве случаев не превышает удвоенных допусков, установленных ГОСТом. Распределение погрешностей по величинам и их встречаемости близко к нормальному закону, и для их обработки вполне могут быть использованы все формулы и законы вариационной статистики.

2. Случайные погрешности, устанавливаемые при геологическом контроле, в 1,5–3 раза превышают расхождения, выявляемые при лаборатор-

Среднеквадратические случайные расхождения внутреннего контроля

Основные показатели качества	Классы значений, %	Лабораторный контроль, %		Геологический контроль, %	
		от	до	от	до
Зольность, А ^с	До 12	0,09	0,15	0,20	0,81
	12-25	0,12	0,25	0,16	2,51
	25	0,15	0,38	0,28	1,76
Влажность, W ^д	До 20	0,10	0,20	0,94	1,14
Выход летучих, V ^г	18	0,15	0,20		
	18-35	0,19	0,25	0,56	2,66
	35	0,20	0,40		
Сера, S _{общ}	0,04	0,04	0,08	0,25	0,85

ном контроле, и в 28-90% превышают допустимые по ГОСТу расхождения. По значительному числу объектов количество расхождений свыше 2σ превышает 10% от общего числа проконтролированных проб, что свидетельствует о наличии промахов (при нормальном законе распределения ошибок вероятность расхождений более 2σ не превышает 5%).

Проведенный анализ причин расхождений показал, что наиболее существенными по значению и количеству являются ошибки, обусловленные перепутыванием проб, число которых в отдельных случаях превышает 5% от количества проконтролированных проб. При этом необходимо иметь в виду, что геологический контроль не выявляет всех промахов, так как перепутывание проб до разделения на пробу и дубликат геологическим контролем не улавливается. Из ошибок, подчиняющихся нормальному закону распределения, наиболее существенны ошибки обработки, обусловленные недостаточным весом проб или их плохим делением.

3. Случайные расхождения, полученные при сопоставлении данных разведки и эксплуатации, в три-пять раз превышают расхождения геологического контроля, т.е. случайные погрешности обработки проб и анализов незначительны в общей величине случайных ошибок опробования.

4. Систематические расхождения, выявляемые по результатам внутреннего геологического контроля, по-видимому, связаны с разрывом сроков между выполнением основных и контрольных анализов.

5. Наибольшую опасность для оценки качества представляют "промахи". Поскольку ни геологический, ни лабораторный контроль не обеспечивают выявления всех "промахов", во всех случаях необходим оперативный контроль путем сопоставления между собой показателей и данных по соседним пластопересечениям.

6. На основании сопоставления случайных погрешностей при внутренних геологическом и лабораторном контроле можно судить о правильности применяемой системы обработки проб. Значительное превышение ошибок геологического контроля над ошибками лабораторного контроля

сигнализирует о наличии дефектов в обработке проб в ГРП. Для выявления ошибок обработки следует рекомендовать осуществлять систематическое сопоставление средних расхождений при лабораторном и геологическом контроле по указанной выше методике. В случае, когда разность между средними значениями случайных погрешностей анализов, выявленных при лабораторном и геологическом контроле, превышает 2σ , необходимо принять меры по увеличению надежности обработки проб.

7. Для уменьшения погрешностей обработки до уровня погрешностей анализов рекомендуется: а) устранение многоступенчатости обработки с передачей всей обработки керновых проб в лаборатории; б) уделение большего внимания геологическому контролю при одновременном уменьшении объема внутрिलाбораторного контроля; в) уменьшение сроков хранения проб; г) систематический контроль за соблюдением методики обработки — соблюдение надежных весов, контрольное просеивание; д) исключение одновременной параллельной обработки большого количества проб, при котором возможно их перепутывание, или применение организации работ, исключающей это перепутывание.

8. Значительное превышение ошибок опробования и обработки проб над ошибками анализов делает бесполезным предусматриваемые ГОСТом 100%-ные определения в параллельных навесках. Проведение 100%-ных параллельных определений практически не сказывается на точности оценки параметров, так как внутрिलाбораторный контроль не выявляет "промахов", а повышение точности за счет двукратного определения незначительно по сравнению с погрешностями опробования. Выявление достоверности работы лаборатории и величин случайных погрешностей возможно на основе выборочного контроля по принятой в других видах сырья методике. Сплошной контроль необходим для трудно воспроизводимых методов, для ответственных и особо ответственных проб, а также в случаях выявления выборочным контролем расхождений, превышающих допуски.

9. Поскольку внешний геологический и лабораторный контроль направлен на выявление систематических погрешностей анализов, для уменьшения случайных погрешностей на внешний контроль желательно направлять дубликаты аналитических порошков, а анализы проводить обязательно с 100%-ными параллельными определениями. В связи с тем, что геологический и лабораторный контроль преследуют одну и ту же цель, целесообразно внешний контроль сосредоточить в лабораториях и при наличии систематического внешнего лабораторного контроля отказаться от внешнего геологического.

10. При составлении геологических отчетов при изложении результатов контроля авторы часто прибегают к выбраковке результатов, превышающих допустимые стандартом пределы. Такая выбраковка недопустима, так как искажает действительные величины ошибок. Выбраковка "промахов" (по величине превышающих 3σ) необходима только при вычислении систематических ошибок анализов. Наличие выбраковки может быть выявлено на основе анализа средних значений расхождений: число расхождений, превышающих удвоенное значение σ (среднеквадратических расхождений), составляет 5-7%. Отсутствие таких расхождений — следствие подгонки материалов; превышения имеют место вследствие большого количества "промахов".

ДИАГНОСТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ СТРУКТУР ОСАДОЧНО-
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД И ИХ ГЕНЕЗИС
(на примере цементной, зубчатой и родственных им структур)

За последние десятилетия в соответствии с развитием смежных наук петрография (петрология) сделала огромные успехи в области различных методов диагностики минералов, анализов горных пород и пр. Наряду с этим методы обычной, но наиболее распространенной и повсюду применяемой микроскопии, использующей минеральный состав и расшифровку структур и текстур, совершенствуются медленно.

В последнее время появился новый раздел петрографии — петрография метаморфических (метасоматических) пород. И хотя этот раздел петрографии не менее важен, чем петрография осадочных и петрография магматических горных пород, он пользуется в значительной степени терминами, перешедшими ему "по наследству" от смежных разделов петрографии, и если для петрографии метаморфических горных пород все же есть какой-то минимум терминов, то в петрографии метасоматических горных пород дело обстоит хуже: она пользуется обычно чуждыми ей терминами.

Для исправления сложившегося положения необходимо 1) изучить процессы происхождения и развития основных структур метаморфических (особенно метасоматических) горных пород и дать их описание; 2) создать генетическую классификацию структур метаморфических горных пород и на этой основе пересмотреть старые и ввести недостающие термины в петрографию метаморфических (метасоматических) горных пород.

В качестве одного из небольших звеньев в работе над классификацией метаморфических горных пород автор решил дать описание происхождения группы родственных структур, наиболее распространенными из которых являются цементная и зубчатая.

Цементная (бетонная) структура

Под цементной структурой, согласно Ю.Ир. Половинкиной со ссылкой на Тёрнебома (1881 г.), понимается "структура подвергшихся давлению зернистых пород, при которой уцелевшие от раздробления зерна как бы сцементированы мелкозернистым агрегатом давления".

Для иллюстрации процесса образования цементной структуры приведены микрофотографии шлифов карбонатных пород Турбинского скарново-рудного месторождения на Урале, любезно предоставленные В.Ф. Чернышевым, а также шлифы из пород Иртышской зоны смятия коллекции автора статьи.

Как известно и видно из приведенного выше определения, цементная структура относится к группе катакластических структур — таких, как кластогранитовая, кластогаббровая и т.д.

При наблюдении значительного количества шлифов пород с катакластическими структурами устанавливается следующее.

1. Представители отдельных разновидностей этой группы структур различаются между собой по различному соотношению уцелевших от раздробления фрагментов и цементирующей ткани и различной форме этих фрагментов.

2. Чем больше цементирующей ткани и чем меньше фрагментов, тем больше форма этих фрагментов приближается к округлой или овальной.

Структуру принято называть цементной в том случае, когда количество цементирующей ткани не превышает 50%. При большом количестве цементирующей ткани ее обычно называют порфирокластической (табл. I, 1).

Округлая форма фрагментов в породах с катакластическими структурами говорит в значительной степени сама за себя. В настоящее время почти ни у кого не возникает сомнения в том, что округлая форма возникла в результате вращения фрагментов в процессе формирования (перемещения) пород.

Иллюстрацией вращения фрагментов может служить ряд шлифов карбонатных пород Турьинского месторождения. Наиболее яркий из них представлен на микрофотографии (табл. I, 2).

Само собой разумеется, что на перемещение и на вращение фрагментов требуется какое-то время. Округлые фрагменты требовали для своего образования больше времени, чем остроугольные. Следовательно, породы с цементной, а тем более порфирокластической структурой не могли возникнуть внезапно. Наблюдения шлифов показывают, что цементная структура развилась из структуры межзернового дробления — межзерновой грануляции (табл. I, 3), которая в свою очередь развилась из трещиноватой структуры.

Таким образом, структура межзерновой грануляции, по мнению автора, должна быть введена в петрографический лексикон на равных правах с цементной и порфирокластической структурами.

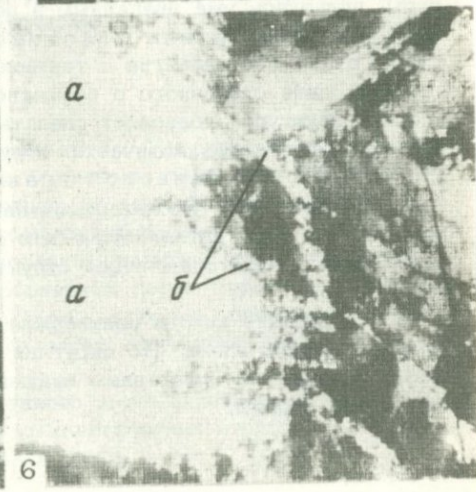
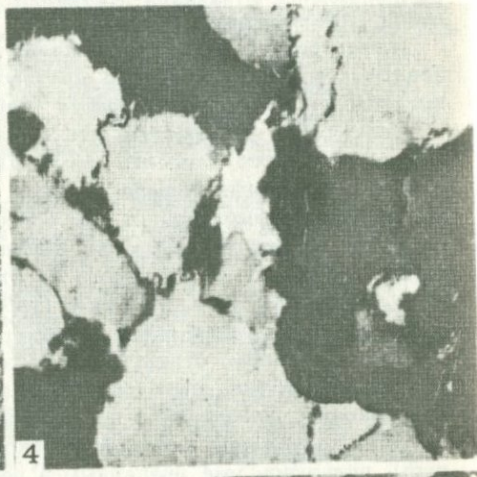
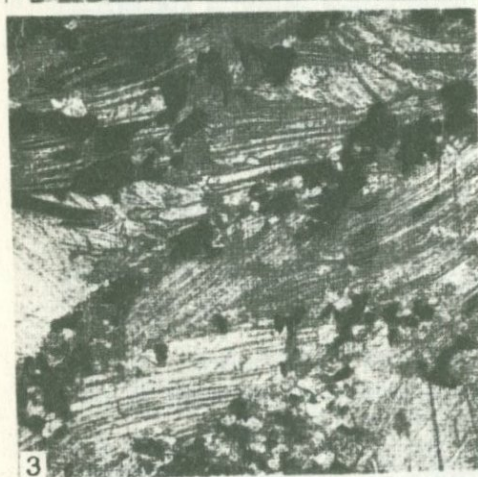
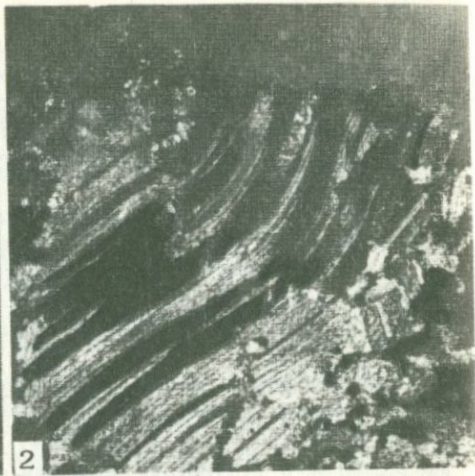
Для отображения катакластического происхождения цементной структуры, пользуясь уже введенным в петрографию способом словообразования, ее лучше назвать кластоцементной или цементокластической (по аналогии с термином порфирокластическая).

Обобщение сказанного о цементной и родственных ей катакластических структурах позволяет сделать следующие выводы.

1. В группу катакластических структур следует ввести новый термин — структуру межзерновой грануляции.

2. Цементная (кластоцементная) структура занимает определенное место в ряду катакластических структур: структура межзерновой грануляции — кластоцементная структура — порфирокластическая структура.

3. Наблюдения автора подтверждают выводы, сделанные ранее другими исследователями, что округлая форма в группе катакластических структур является следствием вращения фрагментов при перемещении материала породы.



Зубчатая (сутурная, амебоидная) структура

В петрографическом словаре Ф.Ю. Левинсон-Лессинга и З.А. Струве говорится: "Зубчатая структура - структура кристаллических известняков, в которых отдельные зерна не представляются плавно очерченными, а имеют зубчатые очертания. Свойственна, по Фогту (1898), преимущественно мраморам, образовавшимся путем регионального метаморфизма. Противоположная ей незубчатая структура характерна для контактно-метаморфических мраморов. По Линдеману (1904), обе структуры могут встречаться одновременно в одном и том же мраморе. Эта структура характерна также для контактных роговиков".

Согласно Ю.Ир. Половинкиной (1966), "Зубчатая структура - разновидность гранобластовой структуры, характеризующаяся неправильными зубчатыми ограничениями зерен породы. Свойственна кварцитам, мраморам, контактовым и другим метаморфическим породам" (табл. I, 4).

Из приведенного текста видно, что по мере развития геологических знаний представление о зубчатой структуре все более расширяется. Но наряду с тем, что морфологическое понятие и связь зубчатой структуры с определенными группами пород общеизвестны, расшифровки происхождения этой структуры в литературе пока нет, не считая упоминания И.М. Симановича (1966), в котором он, рассматривая процесс образования зубчатой структуры, называет ее структурой "бластической рекристаллизации".

Установление процесса формирования зубчатой структуры несомненно имело бы значение для понимания генезиса некоторых метаморфических и метаморфизованных пород.

Характерны определенные закономерности в распределении пород с зубчатой структурой.

Во-первых, эта структура встречена преимущественно в породах метаморфических толщ различных регионов страны.

Во-вторых, в породах чехла зубчатая структура практически не была встречена. Структуры, напоминающие зубчатую (стилолитовые), бы-

Таблица I

1 - милонит диабаз, видна округлая форма фрагментов плагиоклаза, Иртышская зона смятия (увел. 10, николи +), коллекция Ю.С. Куцева; 2 - S-образный изгиб двойников в зерне кальцита, мраморизованный известняк, Турьинское скарново-рудное месторождение (увел. 20, николи +), коллекция В.Ф. Чернышева; 3 - грануляция на границах зерен кальцита, мраморизованный известняк, Турьинское скарново-рудное месторождение (увел. 10, николи +), коллекция В.Ф. Чернышева; 4 - зубчатозернистая структура кварцита, Центральный Казахстан (увел. 20, николи +), коллекция кафедры петрографии МГРИ; 5 - образование зубчатых границ на контактах регенерированных зерен кварца, кварцито-песчаник, Центральный Казахстан (увел. 10, николи +), коллекция кафедры петрографии МГРИ; 6 - процесс образования структуры межзерновой грануляции (а) и зубчатозернистой структуры (б) в кварцевом прожилке, Иртышская зона смятия (увел. 10, николи x)

ли описаны (Копелиович, 1965; Симанович, 1966) как результат роста и переотложения минералов под давлением вышележащих толщ.

Согласно имеющимся у автора статьи данным, зубчатая структура более или менее часто встречается в регионально или локально метаморфизованных породах довольно разнообразного состава. В наиболее совершенном виде зубчатая структура была встречена в кварцитах; с меньшей степенью совершенства зубчатая структура встречается в метаморфизованных карбонатных породах и эпидозитах; в существенно полевощатовых породах она встречается редко и не отличается совершенством.

Иллюстрацию процесса образования зубчатой структуры начнем шлифами кварцитов одного из районов Центрального Казахстана (табл. I, 5).

В шлифах видно, что зубчатая структура появляется лишь в тех местах, где обломочные зерна кварца разрослись в такой степени, что непосредственно соприкасаются друг с другом.

Из этого следует, что зубчатая структура может развиваться лишь в полнокристаллически зернистых горных породах.

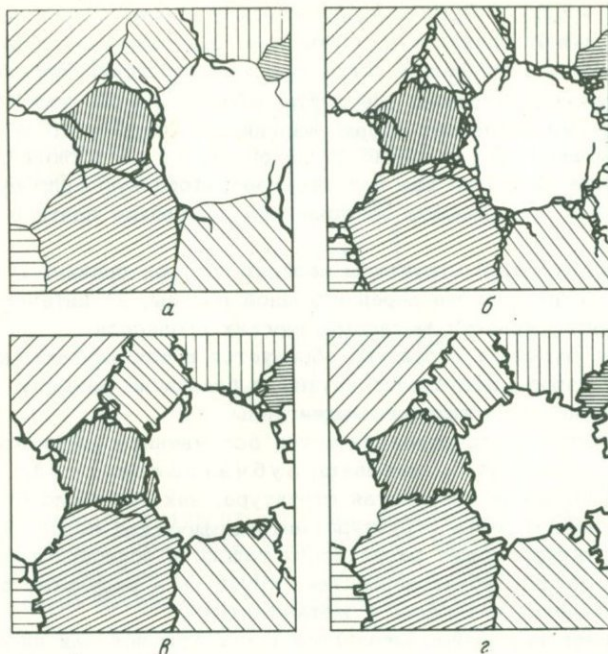
Как видно на микрофотографии, контакты между зубчатыми зернами в ряде мест сопровождаются большим или меньшим количеством сравнительно мелких зерен. В одних случаях эти мелкие зерна уже слились с основным, более крупным зерном, в других — представляют собою изолированные образования. Видно, что это не реликтовые зерна, перешедшие из цемента, а новообразования стадии межзерновой грануляции. Эти новообразованные зерна прирастают затем к соседним более крупным зернам, создавая со временем ту сутурную линию, которая так характерна для зубчатой структуры. Для доказательства того, что зубчатая структура является чисто метаморфическим образованием, нами было прослежено ее возникновение в катаклазированном кварцевом прожилке.

На микрофотографии видно, что прожилок разбит катаклизом на отдельные фрагменты, которые в свою очередь обладают мозаичным угасанием.

Границы участков кварца с различной кристаллографической ориентировкой (с различным угасанием) контактируют между собою различным способом. В одних случаях это более мелкозернистые агрегаты, несомненно образовавшиеся в процессе перемещения одного участка (зерна) относительно другого, в других — неровная, часто причудливая линия с едва различимыми контурами ранее существовавших, а теперь почти совершенно слившихся мелких зерен, в третьих — просто извилистая, сутурная линия между смежными зернами.

Явление катаклаза зерен в их краевых частях известно и понятно. Оно происходит при динамометаморфизме в результате вращательных движений зерен относительно друг друга. Это можно наблюдать на приложенной фотографии. В начальные стадии процесс ограничивается появлением более или менее протяженных трещинок, ориентированных под различными углами по отношению к границам зерен и слепо оканчивающихся в направлении центров зерен.

При продолжающемся напряжении от материнского большого зерна отрываются более мелкие зерна — сателлиты, образующие венчики различной ширины возле материнских зерен.



Фиг. 1. Схема развития зубчатозернистой структуры
 а - стадия трещиноватой структуры; б - стадия структуры межзерновой грануляции; в - стадия, переходная от структуры межзерновой грануляции к зубчатозернистой; г - стадия зубчатозернистой структуры

При более продолжительном катаклазе и вращении зерен сателлитов образуется так много, что они по площади начинают превосходить материнское зерно, и структура переходит в кластоцементную, описанную выше.

На микрофотографии имеет место тот случай, когда от материнских зерен (1) оторвались узкие каемки мелких зерен (2). В одних местах шлифа эти зерна четко очерчены, в других - имеют расплывчатые очертания или только угадываются. В тех случаях, когда мелкие зерна имеют расплывчатые очертания, можно думать, что они начали срастаться между собою в результате метасоматического воздействия растворов. Предположить обратное, что здесь мы имеем дело с началом катаклаза, нельзя, потому что не видно четких трещинок.

Там, где имеет место неправильная, зубчатая граница между зернами, по-видимому, мелкие зерна приросли к крупным, но возобновившееся напряжение восстановило шов между теми мелкими зернами, которые не успели еще плотно прирасти друг к другу.

Поскольку и крупные зерна и зубцы угасают одновременно, несомненно, что они имеют одинаковую оптическую ориентировку. Можно предположить, что с наибольшей легкостью к материнским зернам прирастают те сателлиты, которые повернуты таким образом, что их оптическая ориентировка совпадает с ориентировкой материнского зерна.

Автор статьи наблюдал развитие зубчатой структуры в окварцованном плагнограните. Это еще раз подтверждает вторичную природу зубчатой структуры и возможность ее локального развития почти в любых породах.

Совершенство зубчатой структуры зависит от трех причин: 1) величины и механических свойств зерен исходной породы, 2) интенсивности катаклаза, 3) интенсивности метасоматических процессов.

Идеальная зубчатая структура образуется в тех случаях, когда зерна исходной породы достаточно крупны и близки по размеру, а катаклиз и метасоматоз не слишком интенсивны.

Поскольку зубчатая структура является осложнением зернистой структуры, ее правильнее было бы называть зубчатозернистой.

Таким образом, зубчатозернистая структура, как уже было отмечено у Ю.Ир. Половинкиной, есть структура метаморфических пород. Зубчатозернистая структура может развиваться только в полнокристаллически зернистых породах. Зубчатозернистая структура — результат одновременного проявления катаклаза и метасоматоза.

Процесс образования зубчатозернистой структуры показан на фиг. 1.

Причудливозернистая структура

Ни в петрографическом словаре Ф.Ю. Левинсон-Лессинга, ни в "Структурах и текстах горных пород" различных годов издания такая структура описана не была. Между тем она имеет широкое распространение в метасоматически измененных породах рудных полей, чтобы иметь право на самостоятельный термин.

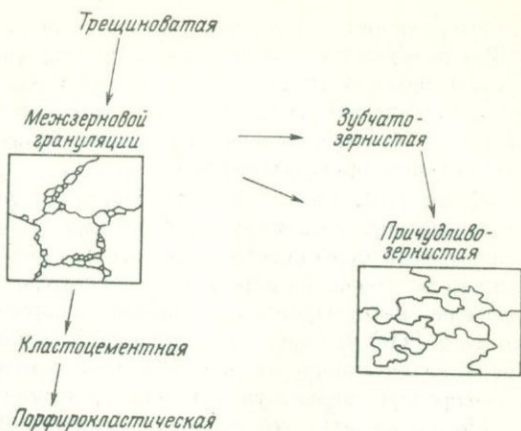
В шлифах с зубчатозернистой структурой часто можно наблюдать, как заливы сутурной линии настолько глубоко вдаются в сечения зерен, что последние по этой причине совершенно утрачивают изометричные формы и приобретают причудливые очертания.

Зубчатозернистые минеральные агрегаты почти всегда содержат небольшое количество таких зерен причудливой формы. Иногда в какой-то части шлифа наблюдается полный переход зубчатозернистого агрегата в агрегат с зернами причудливой формы.

Все это говорит о том, что между породами с зубчатозернистой и причудливозернистой структурой и между самими структурами существуют более или менее постепенные переходы, указывающие на их генетическое родство.

В шлифах видно, что при образовании причудливозернистой структуры происходит дробление не только внешней части зерен, но и внутренней. В дальнейшем при метасоматическом слиянии различных фрагментов одного и того же зерна или различных зерен возникают причудливые контуры, характерные для этой структуры.

Фиг. 2. Схема соотношений и развития кластоцементной, зубчатозернистой и родственных им структур



Из сказанного вытекает, что для образования зубчатозернистой структуры необходимо дробление лишь внешней части зерен. Для образования причудливозернистой структуры необходимо более глубокое дробление зерен и более интенсивное их изменение метасоматическими процессами.

Место причудливозернистой структуры в ряду других родственных ей структур показано на фиг. 2.

Данные экспериментов

Многочисленные геологические наблюдения (Елисеев, 1959), подтвержденные данными экспериментов (Шрейнер и др., 1968; Розанов, Делицин, 1960), приводят к выводу, что катакластические структуры развиваются в верхних частях земной коры (до глубины 15–20 км), преимущественно в зонах дизъюнктивных нарушений. Они образуются в условиях относительно низких температур при преобладании одностороннего давления над гидростатическим.

Наряду с этим склонность к хрупким деформациям зависит от петрографических особенностей породы (в первую очередь, по-видимому, их минерального состава), количества поровых растворов различного состава и происхождения, скорости и продолжительности деформации. Эти закономерности известны и не требуют доказательства. Что же касается развития некоторых затронутых автором катакластических структур, в частности структуры межзерновой грануляции, то здесь следует отметить следующее.

Н.Н. Павлова и Б.В. Байдюк (Шрейнер и др., 1968) пишут: "Изучение микроструктуры мрамора, испытанного на ползучесть, и сравнение ее с микроструктурой мрамора, деформированного при той же температуре, но при обычной скорости деформации, показало, что в первом случае деформация по границам зерен имеет значительно большее развитие, чем во втором".

Это говорит о том, что межзерновая грануляция происходит тогда, когда деформация (по-видимому, сравнительно медленная) породы достигает предела упругости, а ее пластическая деформация еще не наступает. Отсутствие существенных пластических деформаций в породах со структурой межзерновой грануляции микроскопически подтверждается отсутствием ориентированных текстур.

Далее Б.В. Байдюк пишет: "Наряду с развитием микротрещинок, которые обычно соизмеримы или незначительно превышают размеры зерен, характерной особенностью микроразрушений является своеобразный катаклаз по границам зерен. При рассмотрении под микроскопом шлифа мрамора, деформированного внешне однородно при всестороннем сжатии до 1500-2000 кг/см², очень отчетливо наблюдаются мучнистые пленки катаклазированного материала вокруг зерен, появление которых связано с поворотами зерен относительно друг друга при такой деформации".

Можно думать, что процесс межзерновой грануляции может быть затруднен увеличением сил трения по границам зерен, вызванным повышением гидростатического давления и температуры (в связи с погружением пород на большую глубину), а также деятельностью поровых, метаморфогенных и гидротермальных растворов, спаивающих между собой отдельные зерна. Срастание отдельных зерен между собой при одновременных поворотах зерен относительно друг друга должно являться началом образования зубчатозернистой структуры.

Как можно было понять из предыдущего изложения, и структура межзерновой грануляции и зубчатозернистая структура возникают в результате вращательных движений зерен; первая - без участия растворов различного происхождения, вторая - при их участии. Расколы зерен, захватывающие не только краевые, но и центральные их части, могут происходить при условии достаточного межзернового сцепления, не допускающего вращения зерен, и сильного одностороннего давления, обеспечивающего внутризерновой катаклаз. Первое условие существует в магматических породах и может быть достигнуто при участии метаморфизирующих растворов или повышении гидростатического давления. Второе условие достигается в обстановке подвижных зон. Таким образом, можно думать, что причудливозернистая структура, связанная с дроблением, а затем с метасоматическим слиянием зерен, может проявляться в породах любого происхождения, но при участии метаморфизирующих растворов и одностороннего давления. Повышение гидростатического давления в определенных условиях также, по-видимому, должно способствовать образованию причудливозернистой структуры.

Выводы

Как видно, для каждой из описанных выше структур характерны свои физико-механические условия образования. Пока еще в предварительном, а отчасти предположительном виде они могут быть изложены следующим образом.

Для кластоцементной и порфирикластической структур характерны условия, типичные для условий образования катакластических структур вообще.

Структура межзерновой грануляции – структура пород, преимущественно осадочных (со слабыми силами межзернового сцепления), образующихся в условиях медленно проявляющегося относительно слабого одностороннего давления.

Зубчатозернистая структура развивается из структуры межзерновой грануляции в условиях, близких к условиям образования структуры межзерновой грануляции, но при участии растворов различного происхождения и, возможно, при увеличении гидростатического давления и температуры. Как наложенная структура она может встречаться в различных породах, но обычно место ее проявления – толщи слабо метаморфизованных песчаников.

Причудливозернистая структура может развиваться в породах любого состава и происхождения в условиях интенсивного проявления метаморфизирующих растворов и значительного воздействия одностороннего давления. Повышение гидростатического давления также, по-видимому, должно способствовать образованию причудливозернистой структуры.

Литература

- Аникеева Н.Ф., Кушев Ю.С. Проявления магматизма и метаморфизма на Березовском полиметаллическом месторождении (Восточный Казахстан). – В сб. "Вопросы магматической геологии". Изд-во "Наука", 1969.
- Елиссеев Н.А. Метаморфизм. Изд-во ЛГУ, 1959.
- Копелиович А.В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. Изд-во "Наука", 1965.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю., Струве Э.А. Петрографический словарь. Госгеолтехиздат, 1963.
- Половинкина Ю. Ир. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород, ч. 1. Изд-во "Недра", 1966.
- Половинкина Ю.Ир., Викулова М.Ф., Разумовская Э.З., Аникеева Н.Ф., Соловьева Е.В., Комарова А.Е. Структуры горных пород, т. II. Ослабленные породы, М., 1948.
- Половинкина Ю.Ир., Аникеева Н.Ф., Комарова А.Е. Структуры горных пород, т. III. Метаморфические породы, М., 1948.
- Розанов Ю.А., Делицин И.С. Некоторые результаты исследования влияния высоких давлений на структуру горных пород. – В кн.: "Магматизм и связь с ним полезных ископаемых". Госгеолтехиздат, 1960.
- Симанович И.М. Эпигенез и начальный метаморфизм шокшинских кварцито-песчаников, М., 1966.
- Шрейнер Л.А. и др. Деформационные свойства горных пород при высоких давлениях и температурах. Изд-во "Недра", 1968.

А.Н.СОЛОВКИН

(некролог)

22 мая 1972 г. после непродолжительной тяжелой болезни скончался Андрей Николаевич Соловкин, доктор геолого-минералогических наук, член КПСС с 1948 г., ученый и педагог, один из старейших работников геологической службы, крупный специалист в области петрографии и региональной геологии Азербайджана, отдавший много сил и энергии советской науке, развитию минерально-сырьевой базы страны, воспитанию молодых геологов и ученых.

А.Н.Соловкин родился в марте 1909 г. в Петербурге в семье врача. После смерти отца, погибшего в 1914 г. в действующей армии, семья переехала в г.Баку, где Андрей Николаевич закончил среднюю школу. Трудовая деятельность А.Н.Соловкина началась рано, с шестнадцатилетнего возраста. В 18 лет Андрей Николаевич продолжил образование в горном отделении Азербайджанского политехнического института, совмещая обучение с работой чертежника, коллектора, а затем — прораба геологической партии.

После окончания института А.Н.Соловкин работал начальником геологических партий Закавказского геологического управления (в дальнейшем — Азербайджанского геологического управления). Одновременно — с 1932 по 1938 г. — Андрей Николаевич читал студентам Азербайджанского индустриального института курсы петрографии, кристаллографии, рудных месторождений, а с 1933 г. участвовал в тематических исследованиях созданного в Баку Азербайджанского отделения Закавказского филиала АН СССР — Института геологии АН АзССР, куда перешел впоследствии на основную работу в должности старшего научного сотрудника.

В 1934 г. А.Н.Соловкин был принят во Всесоюзное минералогическое общество в качестве действительного члена.

Посвятив себя научной работе, Андрей Николаевич не терял связи с производственной деятельностью, совмещая ее с работой консультанта и старшего геолога геологических партий Азгеолуправления. Геолог широкого профиля, А.Н.Соловкин участвовал в эти же годы в работах Армянского института минерального сырья и Азербайджанской экспедиции СОПСА АН СССР.

В 1960 г. А.Н.Соловкин переехал в г.Москву, где работал в Институте геологии и разработки горючих ископаемых АН СССР, а с 1965 г. в Лаборатории осадочных полезных ископаемых Министерства геологии СССР, заведывая отделом кристаллического фундамента Русской платформы.

Многогранная и плодотворная деятельность Андрея Николаевича проявлялась в различных областях прикладной и теоретической геологии: в глубоком петрографическом изучении осадочных, метаморфических и магматических комплексов, литологических и металлогенических исследованиях районов Закавказья и Русской платформы, в первых регионально-геологических исследованиях районов Азербайджана, Армении, Даге-

стана и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты СССР этих районов, в подготовке научных кадров, тщательной редакторской работе, многочисленных рецензиях на диссертационные работы, в составлении научных и производственных отчетов, участиях на всесоюзных совещаниях по различным проблемам геологических наук.

За время производственной и научной деятельности А.Н.Соловкиным опубликовано более 80 научных работ – статей и монографий по вопросам региональной геологии, тектоники, петрографии магматических и осадочных пород, минералогии, литологии и полезным ископаемым, методикам исследований горных пород.

Многочисленные заслуги А.Н.Соловкина высоко оценены партией и правительством: он награжден орденом Трудового Красного Знамени, тремя медалями СССР, двумя похвальными листами и почетной грамотой Министерства геологии.

Из жизни ушел многогранный талантливый ученый, патриот, коммунист, человек большой культуры. Память о нем навсегда сохранится в сердцах его друзей, сотрудников и учеников.

Коллектив сотрудников Лаборатории
осадочных полезных ископаемых

Г. А. Беллер. К проблеме формационного анализа глубоко метаморфизованных толщ	3
И. П. Новицкий. Осадочные и осадочно-метаморфогенные концентрации титана в рифейских толщах северо-западной оконечности п-ова Канин	9
Е. М. Гурвич. Некоторые особенности аксессуариев пород нижней курской свиты ряда месторождений КМА	16
Б. Н. Соколов. Структуры палеозойского основания как фактор распределения алмазов в уральских россыпях	38
Ф. Я. Волочаев. Палеорельеф и его роль в накоплении и захоронении осадков	46
Е. Т. Бобров, С. В. Левченко, В. М. Чайка. О признаках бокситоносности в архее КМА	56
М. И. Грайзер, Л. А. Игнатьева, С. В. Левченко, К. Н. Трубина, Ф. С. Ульмасвай. Оценка перспектив бокситоносности нижнекаменноугольных отложений русской платформы	62
М. М. Ипатов. Перспективы бокситоносности среднеюрских отложений северной части Московской синеклизы	72
К. Н. Трубина. Латеритная кора выветривания серпентинитов Ветреного пояса и ее значение в рудной формации	76
В. Х. Наседкина. О вещественном составе пестроцветных континентальных отложений триаса Припятского прогиба	86
Ю. Р. Ручкина, И. С. Кудьяров. Вещественный состав фосфоритов хребта Джагды	93
В. И. Фоминский. О трех функциях затопленных палеорусел в формировании сеноманских фосфоритовых залежей Воронежской антеклизы	103
Н. И. Юдин, Ю. М. Красотов. Фосфоритоносность рифейских отложений Енисейского кряжа	112
Н. Э. Гернгардт. Некоторые особенности распределения халькофильных элементов в терригенных породах среднего девона на северо-восточном склоне Воронежской антеклизы	126
Е. Д. Надеждина. Полиметаллическая минерализация терригенных пород осадочного чехла Воронежской антеклизы	137
Ю. А. Ходак. Вулканогенно-осадочный тип девонского марганцевого оруденения на Южном Урале.	156
Е. М. Харлова. О рудовмещающих породах Олдакитского месторождения марганцевых руд	176
Ю. П. Костин, И. Г. Шарова, А. В. Бурьянов. Закономерности распределения рассеянных элементов в углях одного германий-угольного месторождения	182
Н. В. Ольховик. Зависимость характера металлоносности углей от общей металлогении угленосных провинций	195
В. Р. Клер. Применение математической статистики для определения параметров обработки проб угля и горючих сланцев.	200
В. Р. Клер, В. Ф. Ненахова. Выявление причин погрешностей изучения качества углей и горючих сланцев по данным статистической обработки результатов контроля	216
Ю. С. Куцев. Диагностическое значение структур осадочно-метаморфических горных пород и их генезис (на примере цементной, зубчатой и родственных им структур)	222
А. Н. Соловкин (некролог)	232

К проблеме формационного анализа глубоко метаморфизованных толщ.
Г. А. Беллер. Полезные ископаемые в осадочных толщах. Изд-во "Наука", 1973.

На примере гнейсовых толщ кольской серии в статье приводятся результаты формационного анализа глубоко метаморфизованных толщ. Определение формационных особенностей гнейсовых толщ базируется на изучении текстурных особенностей пород, на исследовании их парагенетических сочетаний и колебаний мощностей по разрезам толщ в целом. Особое внимание при этом уделяется восстановлению первичного облика пород комплексным методом с учетом результатов геологического, литологического, минералогического и геохимического анализов, а также - анализу геологических карт мелкого масштаба.

В результате дается вывод о близости рассмотренных образований породам кремнисто-вулканогенной, нижней терригенной и флишевой формаций геосинклинальных зон неогена. Библ. 15 назв.

УДК 550.4.546.72/74. 551.72 (234.851)

Осадочные и осадочно-метаморфогенные концентрации титана в рифейских толщах северо-западной оконечности п-ова Канин. И. П. Новицкий. Полезные ископаемые в осадочных толщах. Изд-во "Наука", 1973.

В статье рассматриваются вопросы происхождения, минералогии и морфологии образований титана в рифейских толщах северо-западной оконечности п-ова Канин. На основании сопоставления имеющихся данных по содержанию титана в породах рифея Канино-Тиманской провинции делается вывод, позволяющий рассматривать район п-ова Канин как сравнительно благоприятную провинцию для поисков коренных и особенно россыпных месторождений этого сырья. Табл. 2. Илл. 3. Библ. 5 назв.

УДК 549.6 551.72 (470.32)

Некоторые особенности аксессуаров пород нижней курской свиты ряда месторождений КМА. Е. М. Гурвич. Полезные ископаемые в осадочных толщах. Изд-во "Наука", 1973.

В породах нижней курской серии (K_1) выделен циркон трех разновидностей: кластический, аутигенный, метаморфический. Изменение размера кластического циркона позволяет до известной степени восстановить первичную гранулометрию разреза, в частности по Чернянскому месторождению, где изменение размера кластического циркона прослеживается и в мигматитах, подстилающих K_1 . На этом основании предполагается, что часть разреза K_1 здесь мигматизирована. В разрезе Чернянского месторождения выделяется горизонт, обогащенный цирконом с размером 0,05 - 0,09 мм, аналогичный горизонту, установленному в песчаносланцевом комплексе юго-востока Воронежской антеклизы, сопоставляемом с K_1 . Табл. 1. Илл. 6. Библ. 30 назв.

Структуры палеозойского основания как фактор распределения алмазов в уральских россыпях. Б.Н.Соколов. Полезные ископаемые в осадочных толщах. Изд-во "Наука", 1973.

В статье приводятся данные о распределении алмазов в кайнозойских россыпях одной из алмазоносных рек Западного Урала, полученные с использованием ЭВМ.

Исследованиями устанавливается связь алмазоносности кайнозойских россыпей с элементами складчатых структур палеозойского основания, обусловленная последовательным влиянием тектоники на формирование рельефа и рельефа — на процессы образования россыпей.

С помощью статистических данных и некоторых приемов математического анализа выявляется природа миграции алмазов в пределах складчатых структур палеозойского основания.

Дальнейшее изучение этой связи может открыть более широкие возможности для понимания процессов "предыстории" формирования россыпей и решения ряда теоретических и практических вопросов алмазоносности Западного Урала. Табл. 2. Илл. 6.

УДК 551.8:551,41

Палеорельеф и его роль в накоплении и захоронении осадков. Ф.Я.Волочаев. Полезные ископаемые в осадочных толщах. Изд-во "Наука", 1973.

В статье рассматриваются основные формы довизейского рельефа северо-восточного крыла Воронежской антеклизы. Описаны карстовые и эрозийные формы, показано время их образования и залегание для локализации полезных ископаемых: бокситов, россыпей, Илл. 3. Библ. 4 назв.

УДК 553.492. I (471.324)

О признаках бокситоносности в архее КМА. Е.Т.Бобров, С.В.Левченко, В.М.Чайка. Полезные ископаемые в осадочных толщах. Изд-во "Наука", 1973.

Описываются породы древнейшей коры выветривания архейского возраста КМА, обнаруженные по стратиграфическому несогласию между михайловской и обоянской сериями верхнего-нижнего архея. Отмечается сохранность нематаморфизованной коры, обусловленная жесткостью субстрата и экранирующей способностью перекрывающих кору архейских лав.

Основными глинистыми минералами коры выветривания являются дик-кит, метагаллуазит, приводятся их химический анализ, оптические показатели, кривая нагревания и график I_K . В составе пород коры выветривания обнаружен диаспор, определенный по оптическим показателям и графику I_K . Отмечается развитие в архее тропического влажного климата и пресноводных лагунно-озерных бассейнов, в которых накапливались каолиновые глины и шло интенсивное преобразование пород. Илл. 2. Библ. 13 назв.

УДК 558.042.553.492.1.551.795,1(470.3)

Оценка перспектив бокситоносности нижнекаменноугольных отложений Русской платформы. М.И. Грайзер, Л.А. Игнатьева, С.В. Левченко, К.Н. Трубина, Ф.С. Ульмасвай. Полезные ископаемые в осадочных толщах. Изд-во "Наука", 1973.

В статье рассматриваются основные геологические факторы, влияющие на оценку перспектив бокситоносности нижнекаменноугольных отложений Русской платформы. Обосновывается перспективность на выявление крупных залежей бокситов в визейских отложениях структур первого порядка и их склонов, даются конкретные рекомендации по проведению поисковых и тематических работ в пределах этих структур. Библ. 7 назв.

УДК 553.042.553.492.551.762.2 (470.311)

Перспективы бокситоносности среднеюрских отложений северной части Московской синеклизы. М.М. Ипатов. Полезные ископаемые в осадочных толщах. Изд-во "Наука", 1973.

Рассматривается возможность развития среднеюрских и досреднеюрских кор выветривания в этом районе.

На основании литолого-минералогической характеристики среднеюрских отложений, сопровождаемой рентгеноструктурным анализом глинистых минералов, даются общие выводы о факторах, влияющих на формирование латеритных кор выветривания.

Статья рассчитана на геологов, работающих на Русской платформе. Илл. 1. Библ. 2 назв.

УДК 551.311.23(470.1)

Латеритная кора выветривания серпентинитов Ветреного пояса и ее значение в рудной формации. К.Н. Трубина. Полезные ископаемые в осадочных толщах. Изд-во "Наука", 1973.

В статье дается характеристика зональной коры выветривания, развитой на ультраосновных породах Ветреного пояса, и высказываются предположения о наличии в Северо-Онежском бокситоносном районе гипергенных рудопроявлений никеля. Илл. 4. Библ. 2 назв.

УДК 549.551.31.551.761 (477.8)

О вещественном составе пестроцветных континентальных отложений триаса Припятского прогиба. В.Х. Наседкина. Полезные ископаемые в осадочных толщах. Изд-во "Наука", 1973.

При изучении перспектив бокситоносности континентальных пестроцветных образований Припятского прогиба установлено: а) преобладание в разрезе доломитовых пород; б) закономерное изменение ассоци-

аций глинистых минералов вверх по разрезу от хлорит-гидрослюдистых, мономинеральных гидрослюдистых до монтмориллонитовых. На основании этих данных предполагается возможность постепенной аридизации климата в нижнетриасовую эпоху. Континентальные пестроцветные образования нижнего триаса рассматриваются как малоперспективные для поисков высокоглиноземистых пород. Табл. 1. Илл. 2. Библ. 4 назв.

УДК 553.64.549 (571.62)

Вещественный состав фосфоритов хребта Джагды. Ю.Р. Ручкина, И.С. Кудьяров. Полезные ископаемые в осадочных толщах. Изд-во "Наука", 1973.

В статье рассматривается вещественный состав фосфоритов хребта Джагды, относимых к разным типам по составу вмещающих пород, фосфатное вещество которых отличается по ряду характерных признаков. Тонкими методами (инфракрасная спектроскопия, рентгенофазовый анализ) установлено, что во всех типах фосфоритов фосфатное вещество представлено карбонат-фтор-апатитом, в отличие от контактово-метаморфизованных фосфатоносных пород, где фосфат представлен крупными кристаллами гидроксилapatита. С помощью электронного микроскопа выявлено различие в строении кристаллов фосфата разных типов. Табл. 3. Илл. 4. Библ. 3 назв.

УДК 553.641

О трех функциях затопленных палеорусел в формировании сеноманских фосфоритовых залежей Воронежской антеклизы. В.И. Фоминский. Полезные ископаемые в осадочных толщах. Изд-во "Наука", 1973.

На основании выделенных форм рельефа и приуроченных к ним литолого-фациальных комплексов показана роль затопленных палеорусел в формировании фосфоритового галечника и залежи желваковых фосфоритов. Илл. 3. Библ. 3 назв.

УДК 553.641.551.72 (571.5)

Фосфоритоносность рифейских отложений Енисейского края. Н.И. Юдин, Ю.М. Красотов. Полезные ископаемые в осадочных толщах. Изд-во "Наука", 1973.

В работе приводятся краткие сведения о стратиграфической приуроченности рифейских фосфоритоносных отложений Енисейского края. Отмечается, что фосфоритоносность развита по всему стратиграфическому разрезу рифейских отложений и приурочена к различным комплексам пород: терригенному и карбонатному.

В терригенном комплексе отложений развит желваковый тип фосфоритов, аналогичный для терригенных отложений некоторых других складчатых районов Сибири (мрасская свита Горной Шории и др.). Для отдельных фосфатопоявлений дается вещественный состав фосфоритов и вмещающих пород.

Полученные фактические данные о фосфоритонности карбонатных пород аладьинской, потоскуйской и киргитейской свит, обнаружение первичных и вторичных фосфоритов, связанных потоскуйской свитой, и вторичных фосфоритов в коре выветривания пород аладьинской свиты свидетельствуют о широкой региональной фосфатонности карбонатного комплекса отложений Енисейского кряжа.

На основании изучения предварительных результатов обработки собранного материала, анализа и обобщения литературных источников, общих геологических предпосылок высказывается мнение о перспективности карбонатного комплекса рифея Енисейского кряжа в отношении поисков в нем фосфоритов. Табл. 2. Илл. 2. Библ. 12 назв.

УДК 550.4.546.4/5.552.5.551.734.3 (470.324)

Некоторые особенности распределения халькофильных элементов в терригенных породах среднего девона на северо-восточном склоне Воронежской антеклизы. Н. Э. Гернгардт. Полезные ископаемые в осадочных толщах. Изд-во "Наука", 1973.

В статье рассматриваются особенности распределения меди, никеля, кобальта, свинца и цинка в терригенных породах среднедевонского возраста. В терригенных породах нижнеживетского возраста в пределах Лосево-Мамонской зоны разломов выделены аномально высокие содержания никеля и кобальта. Для меди и свинца отмечаются содержания в пределах кларковых и равномерное распределение по площади. Статья рассчитана на геологов, работающих на Русской платформе. Табл. 1. Библ. 9 назв.

УДК 553.43/44:549.552.5 (470.324)

Полиметаллическая минерализация терригенных пород осадочного чехла Воронежской антеклизы. Е. Д. Надеждина. Полезные ископаемые в осадочных толщах. Изд-во "Наука", 1973.

В статье приведен краткий обзор известных в пределах Воронежской антеклизы полиметаллических проявлений в породах кристаллического фундамента и осадочных породах девона. Описаны сульфиды тяжелых металлов (сфалерит, халькопирит и галенит), впервые выявленные в пробах из терригенных пород девона северо-восточного склона Воронежской антеклизы (Липецкая, Тамбовская и Воронежская области). Установлен широкий возрастной диапазон и региональное распространение полиметаллической минерализации. Приведены результаты спектрального и рентгеноструктурного анализов сфалерита. Сделан вывод о диагенетической природе сульфидов меди, цинка и свинца в терригенных породах девона северо-восточного склона Воронежской антеклизы. Табл. 3. Илл. 3. Библ. 28 назв.

Вулканоогенно-осадочный тип девонского марганцевого оруденения на Южном Урале. Ю. А. Ходак. Полезные ископаемые в осадочных толщах. Изд-во "Наука", 1973.

Дается описание типовых разрезов девонской марганцеворудной толщи западного борта Магнитогорского синклинория Южного Урала; выделяются три марганцеворудных горизонта, привязанных к площадям развитых здесь месторождений и рудопоявлений. Приводится характеристика пород и руд, иллюстрируемая микрофотографиями шлифов и аншлифов. Прилагаются структурно-фациальные схемы марганцевоносных отложений от района г. Учалы до г. Сибая. Освещаются представления по генезису руд, связанных, по автору, с периодами затухания вулканической деятельности и выносами при этом продуктов эксгалаций; учитывается и вынос материала продуктов выветривания с участков временной суши островов Палеоурала, а также с приподнятых вулканических построек. Илл. 5. Библ. 27 назв.

УДК 553.24.553.3 (571.5)

О рудовмещающих породах Олдакитского месторождения марганцевых руд. Е. М. Харлова. Полезные ископаемые в осадочных толщах. Изд-во "Наука", 1973.

В статье приведены данные по изучению гранулометрических анализов пород и руд Олдакитского месторождения марганцевых руд, расположенного в районе Верхне-Ангарского хребта (Восточное Забайкалье). Автор приходит к выводу о том, что область питания нижнекембрийского морского бассейна обломочным материалом были докембрийские обломочные породы, расположенные несколько севернее Олдакитского месторождения. Илл. 3. Библ. 7 назв.

УДК 550.4.546.6 + 546.75/78. 546.289.553.94

Закономерности распределения рассеянных элементов в углях одного германий-угольного месторождения. Ю. П. Костин, И. Г. Шарова, А. В. Бурьянов. Полезные ископаемые в осадочных толщах. Изд-во "Наука", 1973.

На основании анализа распределения содержаний в углях рассеянных элементов по площади одного германий-угольного месторождения, сродства элементов органическому веществу углей и изменения их содержаний в интрузивных и осадочных породах выделено пять парагенетических групп элементов. 1) бериллий, германий, вольфрам; 2) никель, молибден; 3) кобальт, иттрий; 4) скандий, ванадий, хром, марганец, медь; 5) титан, цинк, галлий, цирконий, ниобий, олово, лантан, иттербий, свинец. Табл. 4. Илл. 3. Библ. 15 назв.

Зависимость характера металлоносности углей от общей металлогении угленосных провинций. Н. В. Ольховик. Полезные ископаемые в осадочных толщах. Изд-во "Наука", 1973.

Ископаемые угли являются концентратором ряда редких рассеянных элементов, цветных, благородных и других металлов. Данными опробования товарной продукции угли большинства месторождений и бассейнов Союза охарактеризованы по содержанию комплекса элементов. Для выяснения зависимости металлоносности углей от общей металлогении основных металлогенических провинций Союза произведено распределение угольных бассейнов и месторождений по территориальной принадлежности их к определенным металлогеническим провинциям, которые могли являться областями сноса в процессе угленакопления. При сопоставлении набора элементов, создающих облик металлогенической провинции, с комплексом элементов, образующих повышенные содержания в углях сопряженных областей, выявляется прямая зависимость характера металлоносности углей от общей металлогении провинции; Табл. 2. Библ. 2 назв.

УДК 553.94:550.82

Применение математической статистики для определения параметров обработки проб угля и горючих сланцев. В. Р. Клер. Полезные ископаемые в осадочных толщах. Изд-во "Наука", 1973.

В статье изложены результаты применения методов математической статистики для обоснования надежных весов при обработке проб угля и горючих сланцев. Предложенная методика позволяет на основе сравнительно небольших экспериментальных данных рассчитать надежный вес проб для определения любых показателей качества. Для определения зольности (наиболее изменчивого показателя) дана таблица, обеспечивающая дифференцированный подход к углям в зависимости от их состава. Табл. 3. Илл. 8.

УДК 553.94:550.82

Выявление причин погрешностей изучения качества углей и горючих сланцев по данным статистической обработки результатов контроля. В. Р. Клер, В. Ф. Ненахова. Полезные ископаемые в осадочных толщах. Изд-во "Наука", 1973.

Изложена предложенная авторами методика выявления причин погрешности в определении показателя качества угля статистическим сравнением результатов внутреннего и внешнего геологического, лабораторного и других видов контроля. Предлагаемая методика позволяет дать анализ причин погрешности, выявить этапы изучения качества, на которых допущены погрешности и возможные их причины. Табл. 1.

Диагностическое значение структур осадочно-метаморфических горных пород и их генезис (на примере цементной, зубчатой и родственных им структур). Ю.С. Куцев. Полезные ископаемые в осадочных толщах. Изд-во "Наука", 1973.

Рассматриваются физико-механические условия образования зубчато-зернистой и родственных ей структур. Устанавливается, что зубчато-зернистая структура развивается, как правило, из структуры межзерновой грануляции в песчаниках с полностью перекристаллизованным цементом или известняках в условиях длительно действующего и слабо проявленного одностороннего давления и присутствия минерализующих растворов. Илл. 3. Библ. 10 назв.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ В ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩАХ

Утверждено к печати Лабораторией осадочных полезных ископаемых

Редактор издательства Ю.Г.Гордина
Художественный редактор С.А.Литвак
Технический редактор С.М.Бякерева

Подписано к печати 20/УИ-73 г. Формат 60x90 1/16 Усл. печ.л. 15,5

Уч.-изд. л. 17,39 Тираж 1100 экз. Т-10452 Бумага офсетная № 1

Цена 1р. 74к. Тип. зак. 484

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

823

1 р. 74 к.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»