

НОВЫЕ ДАННЫЕ
ПО ГЕОЛОГИИ
И ПОЛЕЗНЫМ
ИСКОПАЕМЫМ
ЗАПАДНОЙ
СИБИРИ

Томск — 1979 г.

ЗАПАДНОСИБИРСКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ
НОВОСИБИРСКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ
ТОМСКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

НОВЫЕ ДАННЫЕ
ПО ГЕОЛОГИИ
И ПОЛЕЗНЫМ
ИСКОПАЕМЫМ
ЗАПАДНОЙ
СИБИРИ

ВЫПУСК 14

ИЗДАТЕЛЬСТВО ТОМСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
Томск — 1979

Сборник содержит материалы, полученные в результате работ геологических управлений по изучению нефтегазоносности Томской области, кор выветривания пород Юго-Западного Присалаирья, полиметаллической минерализации Турунтаевской рудной зоны, угленосности Горловского каменноугольного бассейна, рудных тел Казского месторождения, стратиграфии отложений Рубцовского района Рудного Алтая.

Сборник рассчитан на геологов научных работников и студентов.

Редакционная коллегия:

Г. А. Селятицкий (отв. редактор), И. Д. Гурская, П. В. Ершов, И. А. Иванов, Н. П. Запивалов, И. М. Мягков (за м. отв. редактора), Ю. С. Надлер, Л. Д. Староверов.

О ГРАНИЦЕ ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ И НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В РУБЦОВСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ РУДНОГО АЛТАЯ

В. М. ЧЕКАЛИН

В Рудном Алтае большое практическое значение имеют вулканогенные и осадочные породы среднего и верхнего девона в связи с локализацией в них всех известных промышленных запасов полиметаллических руд. В нижнекаменноугольных отложениях только в юго-восточной части отмечаются единичные мелкие месторождения и рудопроявления [Вейц Б. И., 1959; Геология СССР..., 1974], которые, по замечанию Н. Л. Бубличенко (1977), относятся к малозначимым рудным объектам. В Рубцовском рудном районе, занимающем крайнюю северо-западную часть Рудного Алтая, как показали многолетние исследования, отсутствуют проявления полиметаллов. Поэтому вопрос об установлении точной границы между продуктивными породами девона и слабоперспективными, а также бесперспективными (Рубцовский район) нижнекаменноугольными отложениями является необходимым при проведении поисково-разведочных работ. Решению его посвящены труды Н. Л. Бубличенко (1951), В. П. Нехорошева (1952), Л. Н. Бельковой, В. Н. Огнева (1953), Г. П. Клейман (1956), И. А. Гречишниковой (1957) и других, основанные на материале, полученном при изучении юго-восточной части Рудного Алтая.

В результате многолетнего изучения геологического строения Рубцовского района установлено, что площади каменноугольных и девонских стратифицированных образований на древнем эрозионном срезе относятся как 1:4—5. Нижнекаменноугольные отложения здесь впервые отмечены в начале шестидесятых годов Ю. М. Крестовоздвиженским, Н. М. Кужельным, О. М. Адаменко, Ю. М. Колыхаловым в процессе геологических съемок. Позднее при более детальных поисково-съемочных работах они подробно были описаны А. Ф. Черных, В. М. Михайловым, Б. В. Сорокиным и В. М. Чекалиным. В восточной части района нами детально изучена нижняя часть разреза нижнекаменноугольных отложений и установлено взаимоотношение их с подстилающими девонскими стратифицированными породами (рис. 1).

Девонские вулканогенно-осадочные отложения по литологическому составу и многочисленным фаунистическим остаткам уверенно разделяются на следующие свиты (снизу вверх): березовскую, шипуновскую, давыдовскую и каменевскую, залегающие одна на другой без видимого углового несогласия [Чекалин В. М., 1974]. Березовская свита представлена вулканогенными породами кислого, основного, смешанного состава, а также глинистыми алевропелитами и базальными конгломератами.

Отложения шипуновской свиты состоят из трех подсвит. Нижняя подсвита сложена глинистыми алевропелитами с резко подчиненным количеством туфов кислого состава; средняя — туфами, туфопесчаниками кислого состава, меньше глинистыми и кремнисто-глинистыми алевропелитами; верхняя — глинистыми и глинисто-кремнистыми алевропелитами, туфами кислого (до 25% от объема свиты) и основного (до 4—5%) состава.

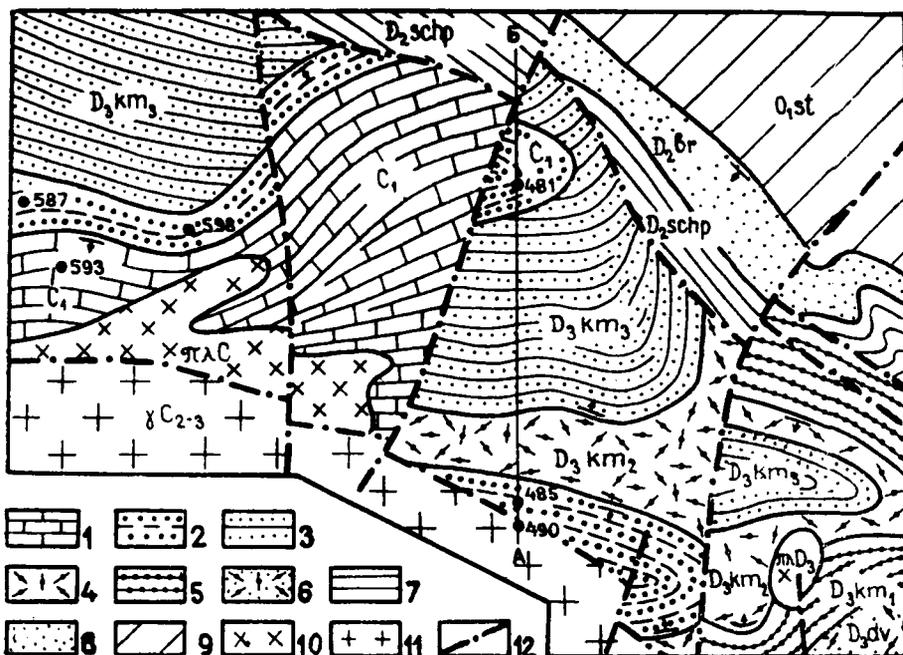


Рис. 1. Схематическая геологическая карта восточной части развития нижнекаменноугольных отложений Рубцовского рудного района: 1—2 — нижний карбон, нижний турне (1 — алевролиты, известняки; 2 — базальная пачка — конгломераты, полимиктовые песчаники, алевролиты); 3—5 — верхний девон, франкий ярус, каменевская свита (3 — верхняя подсвита — алевролиты, песчаники; 4 — лавы, лавобрекчии, туфы кислого состава; 5 — алевролиты, известняки); 6 — верхний девон, франкий ярус, давидовская свита — лавы, туфы кислого состава; 7 — средний девон, живетский ярус, шипуновская свита — алевролиты, песчаники, туфы кислого состава; 8 — средний девон, эйфельский ярус, березовская свита — туфы кислого и смешанного состава, песчаники, алевролиты, конгломераты; 9 — нижний ордовик, суеткинская свита — сланцы, песчаники; 10 — девон — карбон — порфиры, фельзит-порфиры, гранит-порфиры; 11 — средний — верхний карбон — гранитоиды змеиногорского комплекса; 12 — разрывные нарушения

В давидовской свите развиты вулканогенные породы кислого состава. Отмечено небольшое количество глинистых алевропелитов.

Каменевская свита, как и шипуновская, представлена тремя подсвитами: нижней, средней и верхней. В нижней части разреза нижней подсвиты залегает горизонт органогенных мраморизованных известняков, выше — мощная толща темно-серых глинистых алевропелитов. Средняя подсвита полностью состоит из лав, лавобрекчии и туфов кислого состава. Верхняя подсвита начинается иногда с маломощных мраморизованных известняков или известковистых туфов кислого состава, в которых известковистый материал выше по разрезу постепенно исчезает. Основная часть подсвиты сложена тонкослойными зе-

леновато-серыми алевропелитами, на отдельных участках залегающими непосредственно на вулканогенных породах среднекаменевской подсвиты. По всему разрезу алевропелитов отмечаются прослои разной мощности мелко- и тонкозернистых полимиктовых песчаников и песчаных алевропелитов. В алевропелитах встречается угнетенная фауна брахиопод, кораллов и редко аммонитов. Граница между отложениями девона и карбона устанавливается в верхней части разреза осадочных пород верхнекаменевской подсвиты в непосредственной близости от контакта с перекрывающими их нижнекаменноугольными породами. С. В. Чернышевой и В. А. Желтоноговой определены кораллы *Tabulophyllum* sp. ex gr. *macconnelli* (Whith.), *Alveolites spasskyi* Dubat., *Crassialveolites* cf. *obtusus* (Les.), *Scoliopora denticulata* Ed. et Haime. *Thamnopora strelinaensis* Dub. В Рудном Алтае они развиты в каменевской свите франского яруса верхнего девона.

Девонские образования с угловым и стратиграфическим несогласием перекрываются отложениями нижнекаменноугольного возраста. В восточной части района (рис. 1) последние залегают на алевропелитах и мелко- и тонкозернистых песчаниках верхней подсвиты, на лавах, лавобрекчиях и туфах кислого состава средней подсвиты каменевской свиты. Наблюдающееся несогласие указывает на перерыв в осадконакоплении, что подтверждает мнение Д. И. Горжевского (1955) и Е. Д. Василевской (1956) о крупных тектонических движениях, происходящих в предкаменноугольное время, в Рудном Алтае и смежных площадях. Они приводили к складкообразованию стратифицированных толщ и разрушению в приподнятых блоках значительных частей их разрезов.

В основании разреза нижнекаменноугольных отложений находится выдержанная по латерали пачка красноцветных неравномерно обломочных осадочных пород мощностью от 20—60 до 120 м и более. Среди этой пачки выделяются прослои разной мощности грубообломочных конгломератов, разнотонных полимиктовых песчаников, буровато-серых и зеленовато-серых алевропелитов. В обломках конгломератов преобладают фельзиты, фельзит-порфиры, порфиры, имеющие преимущественно бурую пятнистую окраску. По химическому составу, текстурно-структурным признакам и геохимической характеристике они отвечают породам субвулканических интрузий, внедрившихся в девонское время в средневерхнедевонские отложения.

Выше по разрезу развиты глинистые и известковисто-глинистые темно-серые алевропелиты с прослоями серых и светло-серых известняков. В известковисто-глинистых алевропелитах и известняках Л. Г. Севергиной определены брахиоподы: *Camarotoechia sobrina* Stainbr., *Fusella* cf. *biplicoides* (Weller.) *Imbrexia platunoi* Weller., *Imbrexia praeulbanensis* Bubl., *Leptogonia analoga* (Phillips.), *Mesoplica* cf. *simlicior* Whidb., *Rugosochonetes burbigstonensis* Weller., *Torynifer cooperensis* Swallow, *Plicochonetes glenparkensis* Well., *Schellwiennella planumbona* Weller., *Imbrexia ulbanensis* Bubl. По Н. Л. Бубличенко (1971) вышеприведенные формы характерны для стратотипа тарханской свиты нижнетурнейского подъяруса. Здесь же отмечаются и другие брахиоподы: *Beecheria* ex gr. *formosa* (Hall.), *Camarotoechia* cf. *kusbassica* Sok., *Camarotoechia* ex gr. *davidseni* (Tolm.), *Chonetes* sp. ind., *Composita* sp. ind., *Dielasma oliva* Tolm., *Dielasma* sp. ind., *Siringothyris* sp., *Schellwiennella* sp. ind. и табуляты (определения С. В. Чернышевой); *Michelinia jasciculata* Fomitch., *Michelinia megalis* Tolm., *Michelinia tenuisepta* (Phillips.), *Siringopora ramulosa* Goldf., широко распространенные в разрезе пород турней-

ского яруса Рудного Алтая, а также в других регионах Советского Союза и зарубежных стран. Мощность пачки пород турнейского яруса составляет не менее 300—400 м.

В северо-западной части района Б. В. Сорокиным выделяется слабоизученная панфиловская толща пород условно среднедевизейского подъяруса, сложенная грубозернистыми туфопесчаниками и среднеобломочными туфами дацитовых порфиров, а также туфами смешанного состава.

Разрез каменноугольных отложений венчается часто переслаивающимися разнозернистыми полимиктовыми песчаниками, углистыми алевролитами и аргиллитами с прослоями каменного угля, установленными и отнесенными В. Ф. Михайловым к малоульбинской свите (нижний — средний карбон). По данным В. Ф. Михайлова и Б. В. Сорокина, они залегают на размытой поверхности ниже-верхнетурнейских пород.

Граница между верхнедевонскими и нижнекаменноугольными отложениями в описываемом районе проводится по основанию красноцветной грубообломочной (базальной) пачки пород. Вместе с тем могут встретиться участки, где в разрезе нижнекаменноугольных отложений преобладают не вышеуказанные грубообломочные породы, а зеленовато-серые и серые алевропелиты, по внешнему виду не отличающиеся от подстилающих верхнедевонских и среднедевонских выветрелых пород, как на юго-востоке Рудного Алтая [Клейман Г. П., 1956; Гречишников И. А., 1957]. Определение границы между верхнедевонскими и нижнекаменноугольными отложениями в последнем случае затруднительно, а часто и невозможно. Однако этот вопрос можно успешно решать при помощи геохимических методов.

В исследуемом районе нами были опробованы тонкообломочные осадочные породы нижней и верхней подсвит шипуновской свиты среднего девона, нижней и верхней подсвит каменевской свиты верхнего девона и аналогичные отложения нижнего карбона. Пробы анализировались химическим путем для определения окиси кремния, алюминия, титана, железа, марганца, магния, кальция, фосфора, натрия, калия, закиси железа и подвергались полному спектральному полуколичественному анализу. Химические элементы (медь, цинк, свинец, никель, кобальт, хром, ванадий, молибден, серебро, олово, скандий, титан, литий, иттрий, цирконий, германий, галлий, фосфор) отмечались во всех анализируемых пробах, обработаны на ЭВМ.

В результате проведенных исследований установлено, что в алевропелитах нижнего карбона, развитых среди базальной пачки пород, по сравнению с девонскими алевропелитами всех свит (подсвит) отмечается низкое содержание меди, цинка, никеля, кобальта, хрома, марганца, олова, титана, фосфора, закиси железа, окиси магния и натрия и несколько повышенное — молибдена, скандия, циркона, а также окиси алюминия, титана, железа, калия. Кроме того, значимые парные коэффициенты корреляции, определенные в нижнекаменноугольных алевропелитах с вероятностью ошибки $P = 0,05$ (по Фишеру), наблюдаются между 14 парами элементов из 190 возможных коррелирующих пар (табл. 1). В девонских алевропелитах коррелирующихся пар колеблются от 60 до 90. В непосредственно подстилающих нижнекаменноугольные отложения верхнекаменевских алевропелитах количество коррелирующихся пар химических элементов составляет 76 (табл. 2).

Приведенные данные указывают на различные условия осадконакопления в девонское и нижнекаменноугольное время и должны использоваться как основные критерии при определении границы между сходными по литологическому составу немymi толщами осадочных пород верхнего и нижнего карбона.

Таблица 1

МАТРИЦА КОЭФФИЦИЕНТОВ КОРРЕЛЯЦИИ
между концентрациями химических элементов в алевропелитах нижнего карбона

| | Cu | Zn | Pb | Ni | Co | Cr | V | Mo | Ag | Mn | Sn | Sc | Ti | Li | Nb | Y | Zr | Ge | Ga | P |
|----|----|------|------|------|------|------|------|-------|-------|-------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Cu | 1 | 0,13 | 0,34 | 0,42 | 0,20 | 0,56 | 0,47 | -0,28 | 0,54 | -0,19 | 0,50 | -0,08 | 0,54 | -0,20 | 0,29 | 0,20 | -0,16 | 0,67 | 0,64 | 0,41 |
| Zn | | 1 | 0,21 | 0,36 | 0,61 | 0,26 | 0,48 | -0,03 | -0,14 | 0,13 | 0,38 | 0,14 | 0,50 | 0,28 | -0,04 | 0,17 | -0,26 | 0,38 | 0,37 | 0,41 |
| Pb | | | 1 | 0,41 | 0,18 | 0,14 | 0,12 | 0,39 | 0,36 | -0,31 | 0,70 | 0,03 | 0,67 | -0,33 | 0,30 | 0,12 | 0,00 | 0,50 | 0,62 | -0,05 |
| Ni | | | | 1 | 0,23 | 0,37 | 0,15 | 0,03 | -0,09 | -0,31 | 0,31 | 0,20 | 0,44 | 0,01 | 0,25 | -0,19 | -0,05 | 0,48 | 0,63 | 0,52 |
| Co | | | | | 1 | 0,39 | 0,63 | -0,01 | -0,06 | 0,27 | 0,45 | 0,07 | 0,31 | 0,30 | -0,19 | 0,28 | -0,11 | 0,20 | 0,28 | 0,16 |
| Cr | | | | | | 1 | 0,39 | 0,04 | 0,26 | 0,21 | 0,66 | 0,05 | 0,41 | 0,09 | 0,08 | 0,22 | -0,17 | 0,47 | 0,45 | 0,40 |
| V | | | | | | | 1 | -0,42 | 0,17 | -0,10 | 0,45 | -0,15 | 0,55 | 0,14 | 0,40 | 0,05 | 0,05 | 0,47 | 0,54 | 0,30 |
| Mo | | | | | | | | 1 | 0,10 | 0,11 | 0,19 | 0,18 | 0,13 | 0,00 | -0,21 | 0,21 | 0,01 | -0,30 | -0,22 | -0,24 |
| Ag | | | | | | | | | 1 | 0,02 | 0,44 | -0,05 | 0,32 | -0,36 | 0,24 | 0,30 | -0,11 | 0,18 | 0,12 | 0,05 |
| Mn | | | | | | | | | | 1 | 0,05 | 0,30 | -0,31 | 0,44 | -0,62 | 0,26 | -0,21 | -0,17 | -0,31 | -0,20 |
| Sn | | | | | | | | | | | 1 | -0,12 | 0,75 | 0,00 | 0,19 | 0,19 | -0,17 | 0,55 | 0,65 | 0,23 |
| Sc | | | | | | | | | | | | 1 | -0,03 | 0,04 | -0,05 | 0,12 | -0,04 | -0,02 | 0,00 | -0,17 |
| Ti | | | | | | | | | | | | | 1 | -0,05 | 0,50 | 0,19 | 0,01 | 0,54 | 0,71 | 0,36 |
| Li | | | | | | | | | | | | | | 1 | -0,30 | 0,08 | 0,09 | -0,01 | 0,00 | -0,17 |
| Nb | | | | | | | | | | | | | | | 1 | -0,06 | 0,32 | 0,31 | 0,42 | 0,31 |
| Y | | | | | | | | | | | | | | | | 1 | 0,06 | 0,03 | -0,05 | -0,13 |
| Zr | | | | | | | | | | | | | | | | | 1 | -0,19 | -0,01 | -0,33 |
| Ge | | | | | | | | | | | | | | | | | | 1 | 0,91 | 0,21 |
| Ga | | | | | | | | | | | | | | | | | | | 1 | 0,24 |
| P | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | 1 |

Примечание. Выделенные коэффициенты корреляции — значимые.

Таблица 2

МАТРИЦА КОЭФФИЦИЕНТОВ КОРРЕЛЯЦИИ

между концентрациями химических элементов в алевропелитах
верхнекаменевской подсистемы

| | Cu | Zn | Pb | Ni | Co | Cr | V | Mo | Ag | Mn | Sn | Sc | Ti | Li | Nb | Y | Zr | Ge | Ga | P |
|----|----|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|------|-------|-------|-------|------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Cu | 1 | 0,38 | 0,48 | 0,58 | 0,45 | 0,40 | 0,48 | 0,32 | 0,36 | 0,11 | 0,50 | -0,01 | 0,33 | 0,26 | 0,42 | 0,00 | 0,08 | 0,57 | 0,57 | 0,42 |
| Zn | | 1 | 0,26 | 0,30 | 0,04 | 0,00 | 0,23 | 0,20 | 0,41 | -0,15 | 0,21 | 0,04 | 0,20 | 0,18 | 0,18 | -0,01 | 0,22 | 0,46 | 0,39 | 0,41 |
| Pb | | | 1 | 0,37 | 0,66 | 0,19 | 0,35 | 0,48 | 0,65 | 0,02 | 0,63 | -0,16 | 0,62 | 0,58 | 0,48 | 0,16 | 0,09 | 0,58 | 0,59 | 0,23 |
| Ni | | | | 1 | 0,51 | 0,39 | 0,68 | 0,24 | 0,43 | 0,17 | 0,52 | 0,00 | 0,45 | 0,24 | 0,46 | -0,06 | 0,11 | 0,52 | 0,51 | 0,15 |
| Co | | | | | 1 | 0,31 | 0,51 | 0,22 | 0,40 | 0,12 | 0,66 | -0,05 | 0,62 | 0,39 | 0,49 | 0,05 | 0,14 | 0,50 | 0,51 | 0,13 |
| Cr | | | | | | 1 | 0,26 | 0,57 | 0,17 | 0,27 | 0,34 | 0,09 | 0,28 | 0,10 | 0,19 | 0,08 | 0,09 | 0,16 | 0,07 | 0,15 |
| V | | | | | | | 1 | 0,18 | 0,35 | 0,28 | 0,46 | 0,06 | 0,51 | 0,33 | 0,44 | -0,03 | 0,07 | 0,38 | 0,42 | 0,37 |
| Mo | | | | | | | | 1 | 0,29 | -0,08 | 0,56 | -0,13 | 0,43 | 0,24 | 0,22 | 0,01 | -0,01 | 0,33 | 0,22 | 0,30 |
| Ag | | | | | | | | | 1 | 0,18 | 0,59 | -0,14 | 0,48 | 0,49 | 0,40 | 0,11 | 0,10 | 0,49 | 0,35 | 0,19 |
| Mn | | | | | | | | | | 1 | 0,02 | 0,10 | 0,12 | 0,07 | 0,08 | 0,08 | 0,20 | -0,06 | -0,13 | -0,09 |
| Sn | | | | | | | | | | | 1 | -0,22 | 0,76 | 0,59 | 0,59 | 0,06 | -0,02 | 0,65 | 0,61 | -0,25 |
| Sc | | | | | | | | | | | | 1 | -0,15 | -0,08 | 0,01 | 0,14 | 0,01 | -0,09 | -0,16 | 0,10 |
| Ti | | | | | | | | | | | | | 1 | 0,42 | 0,48 | 0,06 | 0,08 | 0,46 | 0,53 | 0,20 |
| Li | | | | | | | | | | | | | | 1 | 0,37 | -0,01 | 0,07 | 0,31 | 0,36 | 0,27 |
| Nb | | | | | | | | | | | | | | | 1 | -0,04 | -0,11 | 0,45 | 0,42 | 0,13 |
| Y | | | | | | | | | | | | | | | | 1 | 0,02 | -0,02 | 0,20 | 0,00 |
| Zr | | | | | | | | | | | | | | | | | 1 | 0,01 | 0,19 | 0,07 |
| Ge | | | | | | | | | | | | | | | | | | 1 | 0,62 | 0,25 |
| Ga | | | | | | | | | | | | | | | | | | | 1 | 0,32 |
| P | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | 1 |

Примечание. Выделенные коэффициенты корреляции — значимые.

ЛИТЕРАТУРА

- Белькова Л. Н., Огнев В. Н. К стратиграфии палеозойских толщ Юго-Западного Алтая. — В сб.: ВСЕГЕИ в честь XIX съезда КПСС, 1953.
- Бубличенко Н. Л. Об одной крупной ошибке в стратиграфии Юго-Западного Алтая. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1951, № 15.
- Бубличенко Н. Л. Брахиоподы нижнего карбона Рудного Алтая (тарханская свита). Алма-Ата, Наука, 1971.
- Бубличенко Н. Л. Общая дискуссия. — В сб.: Проблемы генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Алма-Ата, Наука, 1977.
- Василевская Е. Д. Геологическое районирование Юго-Западного Алтая. — Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия. М., Госгеолтехиздат, 1956, вып. 19.
- Вейц Б. И. Минералогия полиметаллических месторождений Рудного Алтая, т. III. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1959.
- Геология СССР. Восточный Казахстан. Полезные ископаемые, т. 41. М., Наука, 1974.
- Горжевский Д. И. К вопросу о геологической истории Рудного Алтая в палеозое. — ДАН, 1955, т. 101, № 4.
- Гречишникова И. А. К стратиграфии нижнекаменноугольных отложений Рудного Алтая. — Тр. ВАГТа. М., Госгеолтехиздат, 1957, вып. 3.
- Клейн Г. П. К вопросу о границе верхнего девона и нижнего карбона в юго-западной части Рудного Алтая. — Материалы ВСЕГЕИ. Нов. серия. М., Госгеолтехиздат, 1956, вып. 19.
- Нехорошев В. П. О мнимой «крупной ошибке» в стратиграфии Юго-Западного Алтая. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 4.
- Чекалин В. М. Стратиграфия палеозойских отложений Таловского рудного поля. — В сб.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1974, вып. 9.
-

ПРОФИЛИ КОР ВывЕТРИВАНИЯ ПОРОД ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИСАЛАИРЬЯ

А. В. МАНАЕВА

На юго-востоке Западной Сибири широко развиты латеритные коры выветривания мел-палеогенового возраста линейного, площадного и смешанного типов, с которыми связаны остаточные месторождения и рудопроявления железа, никеля, кобальта, марганца, магнетита и бокситов.

Юго-Западное Присалаирье представляет собой область сочленения двух крупных структур: Салаирского выступа и Бийско-Барнаульской впадины. Фундаментом этих структур являются породы интрузивного и эффузивно-осадочного комплексов, на которых развита латеритная кора выветривания. Глубина выветривания колеблется от нескольких до 300 м.

В результате изучения коры выветривания на различных породах установлены полный, неполный и сокращенный профили, имеющие зональное строение. Сформированный профиль рассматривается как стадийное изменение минералов одной зоны во времени. Согласно классификации И. И. Гинзбурга (1963), в коре выветривания пород снизу вверх в полных разрезах выделены зоны по преобладающим процессам: 1) зона начального разложения силикатов (дезинтеграции, начала выщелачивания и гидратации); 2) зона выщелачивания и конечной гидратации; 3) зона гидролиза и начального окисления; 4) зона окисления. По развитию процесса все зоны являются общими для всех типов кор выветривания. Но по минералогическому составу зоны различаются в зависимости от состава пород, подвергшихся выветриванию. Поэтому наименование зон дается по преобладающим гипергенным минералам (см. таблицу).

Коры выветривания ультраосновных пород развиты на массивах Салаирского гипербазитового пояса, который прослеживается в субмеридиональном направлении на протяжении 200 км, и далее к югу он соединяется с гипербазитами северной части Горного Алтая [Пинус Г. В. и др., 1968]. Первичный состав массивов представлен дунитами, перидотитами и пироксенитами с преобладанием двух первых. На современном эрозионном срезе массивы почти нацело состоят из серпентинитов и апосерпентинитовых образований серпентин-карбонатного, талькового, тальк-карбонатного, тальк-амфиболового и другого составов.

Поисково-разведочными работами Западносибирского геологического управления на гипербазитах выделено три морфологических типа ни-

Средний химический состав кор выветривания пород Юго-Западного Присалаирья

| Коренная порода и продукты выветривания | Объемн. вес | Al ₂ O ₃ | Si O ₂ | Fe ₂ O ₃ | FeO | TiO ₂ | CaO | MgO | П.П.П. | K ₂ O | Na ₂ O | NiO | Сумма | Кол-во проб |
|---|-------------|--------------------------------|-------------------|--------------------------------|-------|------------------|------|-------|--------|------------------|-------------------|------|--------|-------------|
| | | | | | | | | | | | | | | |
| Структурные охры | 1,75 | 8,7 | 23,38 | 51,14 | — | 0,49 | 0,61 | 1,75 | 7,41 | 0,15 | 0,12 | 0,68 | 94,43 | 6 |
| Нонтрониты | 1,8 | 3,68 | 42,34 | 30,70 | 0,19 | 0,04 | 1,27 | 8,39 | 7,64 | 0,06 | 0,11 | 1,79 | 96,21 | 17 |
| Нонтронитизированные серпентиниты | 1,9 | 1,45 | 50,25 | 13,32 | 0,28 | 0,01 | 2,61 | 19,79 | 10,64 | 0,04 | 0,11 | 0,75 | 99,25 | 7 |
| Выщелоченные серпентиниты | 2,26 | 1,08 | 43,62 | 89,7 | 0,23 | 0,01 | 6,71 | 23,89 | 14,55 | 0,03 | 0,12 | 0,48 | 99,69 | 5 |
| Неизмененные серпентиниты | 2,56 | 0,98 | 35,22 | 5,54 | 1,49 | 0,08 | 0,41 | 40,74 | 14,3 | | 0,04 | 0,27 | 99,07 | 6 |
| Гетит-каолинитовая зона | 1,74 | 22,22 | 48,08 | 14,68 | 0,75 | 1,16 | 0,42 | 0,66 | 9,79 | 1,56 | 0,09 | | 99,41 | 19 |
| Гидрохлорит-гидрослюдистая зона | 1,88 | 20,64 | 50,77 | 12,27 | 2,09 | 1,31 | 0,39 | 0,89 | 10,44 | 0,49 | 0,12 | | 99,34 | 11 |
| Зона выщелачивания | 2,20 | 19,32 | 49,61 | 11,55 | 3,27 | 1,15 | 1,25 | 2,39 | 8,98 | 1,03 | 0,83 | | 99,38 | 4 |
| Эффузивы основного состава | 2,80 | 16,91 | 55,77 | 7,91 | 1,64 | 0,88 | 4,94 | 2,73 | 5,37 | 1,2 | 1,91 | | 99,26 | 32 |
| Гетит-каолинитовая зона | 1,78 | 22,37 | 49,51 | 0,35 | 12,92 | 1,80 | 0,33 | 0,45 | 11,29 | 0,8 | 0,12 | | 99,94 | 16 |
| Гидрохлорит-гидрослюдистая зона | 1,85 | 18,92 | 47,35 | 1,65 | 14,86 | 2,17 | 1,46 | 3,46 | 9,39 | 0,39 | 0,17 | | 99,74 | 2 |
| Зона выщелачивания | 2,36 | 16,81 | 52,12 | 2,52 | 9,02 | 1,65 | 5,89 | 3,80 | 5,59 | 0,41 | 1,84 | | 99,65 | 8 |
| Амфиболиты | 2,66 | 16,12 | 57,95 | 6,07 | 2,77 | 1,28 | 5,56 | 2,72 | 3,57 | 3,75 | 2,75 | | 99,51 | 17 |
| Гетит-каолинитовая зона | 1,68 | 27,4 | 45,34 | 12,52 | 0,51 | 1,9 | 0,28 | 0,30 | 11,46 | 0,80 | 0,05 | | 100,86 | 2 |
| Гидрохлорит-гидрослюдистая зона | 1,88 | 22,61 | 50,67 | 11,72 | | 1,07 | 0,28 | 0,93 | 9,14 | 3,07 | 0,11 | | 100,01 | 2 |
| Зона выщелачивания | 2,36 | 17,18 | 51,76 | 4,89 | 1,23 | 0,58 | 3,29 | 1,03 | 13,25 | 3,22 | 2,96 | | 99,75 | 2 |
| Гранодиориты | 2,66 | 18,41 | 58,6 | 2,69 | 4,46 | 0,75 | 3,84 | 1,28 | 2,96 | 2,77 | 3,63 | | 99,82 | 2 |
| Гетит-каолинитовая зона | 2,281 | 50,71 | 2,09 | 10,93 | 0,47 | 0,68 | 0,73 | 8,93 | 1,48 | 0,73 | | | 99,56 | 8 |
| Гидрохлорит-гидрослюдистая зона | 14,54 | 62,6 | 0,62 | 11,44 | 0,86 | 0,62 | 0,85 | 6,49 | 1,09 | 0,06 | | | 99,17 | 3 |
| Зона выщелачивания | 14,57 | 61,83 | 0,94 | 7,65 | 0,69 | 2,18 | 2,98 | 6,07 | 1,5 | 1,10 | | | 99,51 | 6 |
| Сланцы | 14,89 | 56,53 | 7,14 | 1,83 | 1,05 | 3,77 | 3,9 | 7,26 | 1,57 | 1,83 | | | 99,77 | 7 |
| Гетит-каолинитовая зона | 8,05 | 75,21 | 7,03 | 1,35 | 0,71 | 0,51 | 2,11 | 2,7 | 2,15 | 0,06 | | | 99,88 | 4 |
| Гидрохлорит-гидрослюдистая зона | 8,20 | 73,77 | 6,31 | 1,37 | 0,95 | 0,4 | 1,13 | 5,9 | 1,56 | 0,06 | | | 99,65 | 6 |
| Аргиллиты | | | | | | | | | | | | | | |

келеносных кор выветривания: линейный, площадной и смешанный. Пространственное размещение линейного типа коры определяется постмагматической разрывной тектоникой. Площадные коры выветривания развиты широко и характеризуются четкой вертикальной зональностью. Характеристика типов и зон коры выветривания гипербазитов приводится по наиболее изученному Белининскому массиву, расположенному в Мартыново-Шалапском рудном районе на юго-западных склонах Салаирского кряжа.

1. Зона свежих и дезинтегрированных пород сложена дунитами, перидотитами, пироксенитами и их серпентинизированными разновидностями. На основании петрохимических пересчетов 82 полных химических анализа породы массива отнесены к магнезиальной химической группе ультраосновных пород с величиной $m:f \geq 9$. Главными породообразующими минералами являются оливин, пироксен, серпентин и рудные — магнетит и хромит. Оливин представлен форстеритом с содержанием фаялитовой молекулы от 4,6 до 7,3%. Содержание NiO колеблется от 0,33 до 0,62%. Пироксен менее развит в породе и представлен энстатитом, гиперстеном и диопсидом. Серпентин представлен лизардитом, антигоритом и изотропным серпентином. Содержание NiO — 0,20—0,33%. Дезинтегрированные разновидности пород по минеральному составу практически не отличаются от свежих.

2. Зона выщелоченных серпентинитов развита широко. Переходы к свежим породам постепенные. Макроскопически от свежих пород отличаются более светлой окраской, меньшим объемным весом, наличием трещиноватости, пористости, буровато-зеленым цветом. Структура исходной породы сохраняется. Мощность зоны — 10—15 м. Содержание никеля обычно не превышает 0,5%. В выщелоченных серпентинитах выделяются горизонты обохренных, опализованных и карбонатизированных серпентинитов. Главными породообразующими минералами являются хризотил, антигорит, присутствуют реликтовые — оливин, магнетит, хромит и новообразованные — гетит-гидрогетит, халцедон, нонтронит, маггемит, карбонаты, керолит, редко — непуит и гарниерит. По мере выноса магния из серпентина и замещения его никелем происходит замещение серпентина непуитом, имеющим структуру лизардита.

3. Зона нонтронитов и нонтронитизированных серпентинитов в площадной коре является наиболее распространенной и представляет наибольшую практическую ценность. Средняя мощность ее — 12—15 м, редко в «карманах» достигает 50 м. Зона сложена нонтронитом с постепенным переходом с глубиной в нонтронитизированные серпентиниты. Среди нонтронитов часто наблюдаются реликтовые участки нонтронитизированного и выщелоченного серпентинита. Нонтронитизированные серпентиниты характеризуются светло-серой и зеленовато-серой окраской. Более плотные их разновидности несут реликтовые черты текстуры и структуры исходных серпентинитов. Новообразования, связанные с процессом выветривания, проявились в развитии нонтронита. В состав нонтронитизированных серпентинитов входит серпентин — 60%, нонтронит — 25%, кремнисто-кварцевые образования — 1—2%, карбонат — 1—2%, хромит — ед., магнетит — 10—15%, очень редко гарниерит, непуит и керолит.

Нонтронит представлен мягкой породой зеленой, зеленовато-бурой, иногда неравномерной окраски, мелкочешуйчатой структуры, сланцеватой, полосчатой и пятнистой текстуры. Кроме нонтронита (63—76%) и рудного вещества (магнетит-гематит-маггемит — 20—25%, хромит — 2%, псиломелан — от 1 до 10%) и незначительном количестве в зоне присутствуют серпентин — 2%, кремнисто-кварцевые образования — до

10%, гидрослюда железа — до 3%, гарниерит, непунит и керолит. Гарниерит и непунит находятся в тонкодисперсном сростании с нонтронитом. Магнетит, замещенный маггемитом и гематитом, концентрируется в виде полос, гнезд или равномерно распределен по породе. В отличие от зоны выщелачивания в зоне нонтронитов, кроме реликтового гидротермального и магматического магнетита, наблюдается гипергенный магнетит с повышенным содержанием никеля от 0,89 до 1,93%.

Особенностью химического состава нонтронитов являются высокие содержания Fe_2O_3 , (от 12,53 до 23,76%), низкие содержания окислов магния и алюминия (от 0,61 до 10,35% и от 0,89 до 10,06% соответственно). По содержанию никеля нонтронит является наиболее обогащенным минералом, так как содержит никеля от 0,5 до 2,28%, а кобальта — от 0,009 до 0,11% [Манаева А. В., 1974].

4. Зона охр развита слабо и обычно сильно разбита. Мощность ее колеблется от нескольких сантиметров до 10 м. Горизонт охр залегает непосредственно под отложениями аральской свиты. Самый верхний горизонт охр иногда представлен бесструктурными охристо-кремнистыми образованиями желтовато-бурого цвета, низкой прочности. Структурные охры отличаются от бесструктурных наличием реликтовой текстуры и более высоким удельным весом. Текстура структурных охр полосчатая, полосчато-плочатая, пятнистая. Полосчатость обусловлена чередованием различно окрашенных полос мощностью от 0,3 до 2,5 мм, пятнистость — наличием участков обохренного нонтронита или агрегатов талька, каолинита и монтмориллонита.

Микроскопическое изучение охр показало, что основными минералами являются гетит-гидрогетит — 30—60%, маггемит-гематит — 25—50%, иногда 85%, хромит — 5%, псиломелан — 3,5%. Остальные составляющие (кварц, халцедон, нонтронит, монтмориллонит, каолинит, тальк, гидрослюда) не превышают 10%. Присутствуют непунит и гарниерит. Гетит образует игольчатые агрегаты, гексагональные таблички, реже натечные и пластинчатые агрегаты. На кривых нагревания гетита фиксируется эндоэффект при 310—320°C, гидрогетита — два эффекта — при 110—140 и 27—360°C. Гранулометрический анализ показал, что главная масса гетита и гидрогетита концентрируется в классах + 0,01 (и — 0,01) мм. Содержание никеля по результатам 15 мономинеральных фракций — 0,38—2,28%.

Одним из основных минералов охр является маггемит [Кочеткова К. В., 1968], который развивается по гидротермальному и экзогенному магнетиту. Охра, содержащая значительное количество маггемита, обладает лиловым цветом и повышенной магнитоносностью [Манаева А. В., 1969].

Содержание минералов марганца в зоне охр колеблется от 1,5 до 15%, представлены они псиломеланом, литиофоритом, пиролюзитом и вудраффитом. Содержание никеля в минералах колеблется от 3,38 до 12,13% [Манаева А. В., Чубкова Т. П., 1973].

Кора выветривания пикритовых порфиритов. Дайковые тела пикритовых порфиритов приурочены к субмеридиональным зонам дробления серпентинитов Белининского массива.

1. Зона свежих и слабо дезинтегрированных пород сложена пикритовыми порфиритами миндалекаменной и сланцеватой текстуры, порфировой и призматически зернистой структуры. По минеральному составу (оливин, пироксен, хлорит) и содержанию главных и малых элементов (MgO , CaO , Al_2O_3 , SiO_2 , Cr_2O_3 , NiO) на основании петрохимических пересчетов пикритовые порфириты отнесены к ультраосновным породам перидотитового ряда.

2. Зона выщелачивания мало отличается от зоны дезинтеграции. Изменение минерального состава выражается в появлении нонтронита, гидробиотита и гидрохлорита.

3. Зона нонтронит-гидрохлоритовая сложена породой сланцевато-плотчатой текстуры. В плотных участках сохраняется миндалекаменная текстура и порфировая структура. От нонтронитов по серпентинитам отличается более светлой окраской и реликтовой структурой. Порфиновые выделения по форме соответствуют оливину, полностью замещены нонтронитизированным серпентином петельчатой структуры. Миндалины имеют радиально-лучистое зональное строение, подчеркивающееся различной степенью нонтронитизации. Основная масса имеет реликтовую микролитовую структуру. Продукты изменения представлены нонтронитом, монтмориллонитом, гидрохлоритом, гидрослюдой, лейкоксеном и частично каолинитом. Гидроокислы железа и марганца развиты по трещинам или образуют пятнистые скопления. Из первичных минералов сохраняется только хромпикотит.

4. Зона каолинит-гидрогетитовая представлена рыхлой породой пятнистой окраски. Пятнистость обусловлена неравномерным распределением главных составляющих — каолинита (25—50%) и гидрогетита (30—67%). В незначительном количестве присутствуют магнетит, гематит, хромит, кварц. Текстура реликтовая миндалекаменная, структура порфировая. Порфиновые выделения овальной и таблитчатой формы и основная масса породы с реликтовой призматически зернистой структурой замещены каолинитом, гетит-гидрогетитом, лейкоксеном и кварцем.

Кора выветривания пород основного состава. Породы основного состава — базальты, андезит-базальты, порфириты, диабазы, их туфы, габбро, амфиболиты в данном районе развиты широко. Эффузивы и их туфы входят в состав эффузивно-осадочных отложений кембрийской системы, образуют субвулканические и дайковые тела. Габброидные породы слагают массивы разных размеров. На породах основного состава развиты линейные и площадные коры преимущественно неполного, редко полного профилей выветривания. Полный гидрослюдисто-каолинит-гиббситовый профиль выветривания установлен на контакте алюмосиликатных пород с известняками и на Гришихинском, Красилловском и Левобехтимирском месторождениях бокситов [Ма-наева А. В., Быков А. С., 1974].

1. Зона дезинтеграции представлена зеленовато-серой мелкозернистой породой с большим количеством трещин, выполненных карбонатом или опалом. Стенки трещин покрыты гидроокислами железа и марганца. Минеральный состав: плагиоклаз — 40—45%, пироксен — 45—55%, магнетит, титаномагнетит — ед. з. Вторичные минералы: серицит, соссюрит, хлорит, амфибол, эпидот и цоизит. Структура порфировая с призматическо-зернистой диабазовой или вариолитовой структурой основной массы — в эффузивах, литокластическая, витрокластическая и брекчиевая — в туфах и габбровая, призматическо-зернистая — в габброидных породах.

2. Зона гидрослюдисто-гидрохлоритовая сложена глинистой породой зеленовато-бурого цвета с хорошо сохранившейся структурой исходных пород. Реликтовые минералы зоны: плагиоклаз, амфибол, цоизит и акцессорные минералы. Преобладающими гипергенными минералами зоны являются гидрослюда, гидрохлорит, редко монтмориллонит и сидерит. Гидрослюда развивается по серицитизированному полевоому шпату. Показатель преломления $N_g = 1,572$, $N_p = 1,554$, на кривой нагревания отмечаются эндотермические эффекты при температурах 110—120 и 540—580°C.

Темноцветные минералы замещены гидрохлоритом, реже — нонтронитом, либо тонкодисперсной труднодиагностируемой массой, возможно, представленной смешанослойными образованиями. Кроме псевдоморфоза по минералам главной массы и миндалин, гидрохлорит слагает жилки. Под микроскопом гидрохлорит характеризуется мелкочешуйчатым, иногда колломорфным, строением бледно- или ярко-зеленым цветом, высокими цветами интерференции и наличием на кривой нагревания низкотемпературного эндотермического эффекта при 110 и 120°С. В этой зоне отмечается каолинизированный гидрохлорит, характеризующийся наличием осветленных с низким двупреломлением участков в массе гидрохлорита. На кривой нагревания каолинизированного хлорита фиксируется эндотермический эффект при 560—570° и экзоэффект — при 900—910°С. Мощность зоны — 10—15 м.

3. Зона гетит-каолинитовая представлена пестрой розовато-бурой глинистой породой с реликтовой структурой исходных пород, подчеркивающей избирательным замещением полевых шпатов каолинитом, темноцветных — каолинитом с тонкой сыпью гетита и лейкоксена. Основной минерал зоны — каолинит (70%) характеризуется пластинчатым, чешуйчатым и червеобразным строением агрегатов, причем полевые шпаты и темноцветы замещаются морфологически разным каолинитом. В шлифе каолинит бесцветный, с показателями преломления $N_g = 1,569$, $N_r = 1,563$, двуосный отрицательный. На кривой нагревания имеет характерный эндотермический (540—590°С) и экзо-термический (950—980°С) эффекты. Рентгеноструктурные исследования показали, что в зоне развит каолинит с совершенной и несовершенной структурой кристаллической решетки. Мощность зоны — 5—10 м, в линейной коре — 150 м.

4. Зона гетит-каолинит-гиббситовая установлена в коре выветривания, развитой на контакте известняков с алюмосиликатными породами на Гришихинском, Левобехтимирском и Красиловском месторождениях, представлена горизонтами рыхлых, каменистых бокситов и бокситовых глин. Мощность зоны — 5—16 м.

Рыхлые и каменистые бокситы светло-розового и красновато-коричневого цвета крупнобобовой структуры. Содержание бобовин достигает 30—40%, иногда 70%. Размер бобовин 2—5 мм, иногда достигает 1 см. Бобовины имеют округлую, удлиненную или неправильную форму. Состав их: гематит-гетит (60—70%) — гиббсит (25—30%), иногда присутствуют гидроокислы марганца. Строение бобовин концентрически зональное. Центральная часть бобовин обычно железистая, внешняя, более светлая, с повышенным содержанием гиббсита. Трещины в бобовинах выполнены кристаллическим гиббситом. Внутри отдельных бобовин устанавливаются реликтовые темноцветные минералы, зерна кварца с микропертитовыми вростками полевого шпата, замещенного гиббситом. Довольно часто внутренняя часть крупных бобовин по составу и структуре аналогична основной массе. В цементирующей массе каолинит-гетит-гиббситового состава устанавливается реликтовая обломочная структура туфов, порфириновая и микролитовая — диабазов, призматически зернистая — габбро и амфиболитов. Реликтовые текстуры и структуры исходных пород лучше всего устанавливаются в осветленных участках бокситов с малым количеством бобовин. Псевдоморфозы гиббсита призматически-зернистой формы по полевым шпатам, в отличие от псевдоморфоз по темноцветным минералам, не содержат гидроокислов железа. В псевдоморфозах по темноцветным минералам, кроме формы зерен, фиксируется реликтовая спайность, подчеркивающаяся распределением гидроокислов железа и лейкоксена.

В рыхлых и каменистых бокситах установлены три морфологические разновидности гиббсита: аморфная, криптокристаллическая и полнокристаллическая. Аморфный гиббсит буровато-серого цвета, изотропен. Криптокристаллический — бесцветный, буровато-серый, агрегативно поляризует. Полнокристаллический гиббсит характеризуется удлиненно-призматическими зернами, сдвойникованными в простые двойники, $n_g = 1,560$, $n_p = 1,537$. Термические эндозффекты \rightarrow при $300\text{—}320^\circ\text{C}$.

Бокситовые глины бледно-розового, красновато-коричневого цвета с содержанием бобовин до 40%. Бобовины рыхлые, удлиненной или округлой формы. В цементе бокситовых глин иногда устанавливается реликтовая структура эффузивов. Состав бокситовых глин — гетит-каолинитовый с незначительным содержанием гиббсита. В верхних горизонтах бокситовых глин, залегающих выше рыхлых бокситов, отмечаются элементы ресилификации, проявляющиеся в новообразовании кварцевых и каолинитовых жил.

К о р а в ы в е т р и в а н и я г р а н и т о и д о в

Гранитоиды в районе слагают сравнительно крупные массивы, небольшие тела и дайки. Размеры массивов колеблются от 2 до 25 км². Часто они вытянуты в меридиональном направлении, подчиняясь общей структуре района. Гранитоиды по составу и структурным особенностям разделяются на роговообманково-биотитовые и аляскитовые граниты, плагиограниты, плагиогранит-порфиры, гранодиориты и гибридные гранодиориты. Структура пород соответственно среднезернистая, порфириовидная, гипидиоморфнозернистая, гранитовая. Состав: кварц, плагиоклаз, калишпат, биотит, роговая обманка, серицит. Акцессорные — турмалин, циркон, апатит, ортит, магнетит, сфен. Породы кислого ряда слабее поддаются выветриванию по сравнению с породами основного состава. На гранитоидах развит неполный профиль выветривания с зонами: дезинтеграции, каолинит-гидрослюдистой и гетит-каолинитовой.

1. Зона дезинтеграции. Породы зоны по сравнению с невыветрелыми трещиноваты, разрыхлены, имеют светло-розовую окраску, сохраняют структуру исходной породы и практически не отличаются по минеральному и химическому составу. Под микроскопом устанавливается гипидиоморфнозернистая структура с элементами реакционной структуры следующего состава: кислый плагиоклаз — 50—45%, калиевый полевой шпат — 20—25%, кварц — 30—25%, роговая обманка, замещенная слюдыстым агрегатом — 5%. Кроме того, присутствуют вторичные минералы: эпидот, серицит, лейкоксен по сфену, мусковит, каолинит и акцессорные — циркон, апатит.

2. Зона каолинит-гидрослюдистая мощностью до 50 м представлена плотной глиноподобной породой с реликтовой среднезернистой порфириовидной структурой, обусловленной наличием реликтовых зерен кварца и полевого шпата в количестве 30% в тонкочешуйчатой основной массе лепидобластовой структуры, каолинит-гидрослюдистого состава. Кварц равномерно распределяется по всей породе в виде крупных, иногда трещиноватых, изометричных зерен с неровными ограничениями и мелких остроугольных зерен. Кристаллы полевых шпатов очень редки. Они располагаются между зерен кварца в виде табличек с неровными рваными краями, размер зерен от 0,03 до 0,04 мм. Кварц и полевой шпат погружены в глинистую массу, сложенную в основном каолинитом и тонкими чешуйками гидрослюды.

3. Зона гетит-каолинитового состава, мощностью 5—7 м, сложена глинистой рыхлой породой, участками плотной, легко растирающейся

в песчанистый порошок. Микроскопическими исследованиями устанавливается порфирированный облик породы, обусловленный присутствием разобленных реликтовых зерен кварца в криптокристаллической и мелкочешуйчатой каолиновой массе. Минеральный состав: реликтовый кварц — 40%, каолинит — 50%, гидроокислы железа — 10%.

Структура исходной породы подчеркивается развитием морфологически разного каолинита по полевым шпатам и темноцветным минералам. Тонкочешуйчатые агрегаты каолинита развиты по полевым шпатам, крупнозернистые — по темноцветным минералам. Каолинит образует тонкочешуйчатые скопления, червеобразные и сфероидальные агрегаты с секториальным угасанием. В единичных зернах в породе присутствует циркон, турмалин, лейкоксен. Каолинит-гетитовая зона характеризуется резким выносом легкоподвижных элементов (калий, натрий, магний) и концентрацией глинозема.

Кора выветривания глинистых сланцев

1. Зона выщелачивания представлена породой зеленовато-серого цвета сланцевато-плойчатой текстуры. Сланцеватость подчеркивается ориентированным расположением чешуек хлорита и слюды. Новообразования минералов зоны выражаются в образовании гидрохлорита, гетита и гидрослюды.

2. Гидрослюдисто-гидрохлорит-каолиновая зона сложена глинистой породой зеленовато-бурого цвета с реликтовой очковой и сланцевато-полосчатой текстурой. Состав: гидрохлорит — 30—40%, гидрослюда — 20—40%, каолинит — 10—15%, кварц — 15—20%, присутствует гидрогетит, иногда пренит, амфибол, лейкоксен.

3. Гетит-каолиновая зона, иногда с гиббситом, зона сложена плотной или рыхлой породой желтовато-бурого цвета тонкозернистой структуры, сланцевато-полосчатой и очковой текстуры. Очки имеют удлиненно-овальную форму и представлены гранобластовым агрегатом кварца. Главная масса породы состоит из мелкозернистого кварца и мелкочешуйчатых и червеобразных агрегатов каолинита. Порода равномерно пропитана гидрогетитом. В виде пятен или мелкозернистых земляных агрегатов присутствует лейкоксен. Редко в единичных зернах встречается гиббсит.

Кора выветривания песчаников и алевритов характеризуется тремя зонами выветривания: выщелачивания, гидрослюдистой и каолиновой. Во всех зонах устанавливается реликтовая гранобластовая, тонкозернистая, алевритовая и псаммитовая структура.

В зоне выщелачивания гипергенные минералы представлены карбонатом, гидрохлоритом и гидроокислами железа. Гидрослюдистая зона характеризуется гидрохлорит-гидрослюдистым составом. Гидрослюда развивается по серицитизированному полевому шпату обломков и серициту цемента, гидрохлорит — по темноцветным минералам.

Гетит-каолиновая зона сложена светло-розовой рыхлой породой, состоящей из обломков кварца, цементированного мелкочешуйчатым каолином, пропитанным гидроокислами железа.

Таким образом, в результате проведенных исследований в Юго-Западном Присалаирье отмечены отложения латеритной коры выветривания мел-палеогенового возраста с характерной минерально-геохимической зональностью.

Наибольший практический интерес представляют верхние зоны выветривания. Основными рудоносными зонами являются зоны нон-тронитов и охр.

Минералого-геохимические исследования профилей выветривания пород различного состава установили, что породами, благоприятными

для образования бокситов в результате латеритного выветривания, являются эффузивы основного состава, их туфы, амфиболиты и глинисто-хлоритовые сланцы. К неблагоприятным породам отнесены граниты, песчаники, аргиллиты и кремнисто-глинистые сланцы, содержащие в своем составе более 60% кремнезема и в значительном количестве свободный кварц.

Коры выветривания несут большую информацию об особенностях климата эпохи и локализации полезных ископаемых, в связи с чем является необходимым при проведении геологопоисковых, геологосъемочных и разведочных работ детальное изучение состава и строения кор выветривания, развитых на породах разного состава.

Эти данные могут быть использованы при выполнении прогнозных и поисковых работ на различные виды полезных ископаемых, связанных с корами выветривания.

ЛИТЕРАТУРА

- Гинзбург И. И. Типы древних кор выветривания, форма их проявления и классификация. — В кн.: Кора выветривания. М., Изд-во АН СССР, 1963, вып. 6.
- Кочеткова К. В. Минеральный состав продуктов коры выветривания серпентинитов Белининского массива. — В сб.: Кора выветривания. М., Наука, 1968, вып. 10.
- Манаева А. В. О никелистом магнетите и маггемите из коры выветривания Белининского массива. — В сб.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1969, вып. 4.
- Манаева А. В., Чубкова Т. П. Марганцевые минералы в коре выветривания гипербазитов Белининского массива и их никеленосность. — В сб.: Кора выветривания. М., Наука, 1973, вып. 13.
- Манаева А. В. Нонтронит в коре выветривания Белининского гипербазитового массива. — Тр. ЗСОВМО, 1974, вып. 1.
- Манаева А. В., Быков А. С. Латеритные коры выветривания Юго-Западного Присалаирья. — В кн.: Рудоносные коры выветривания. М., Наука, 1974.
- Пинус Г. В., Колесник Ю. Н. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. М., Наука, 1966.
-

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РУДНЫХ ТЕЛ КАЗСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ РАЗРЕЗЕ

В. Д. ЯШИН

В Казском рудном поле, как и на других железорудных месторождениях Горной Шории [Горелов Г. Ф., Яшин В. Д., 1971; Орлов В. П., Тараймович И. П., 1973, 1974; Селиверстова М. И., 1974], четко устанавливается литолого-стратиграфический контроль железоруднения. Все известные рудные тела на месторождении выявлены в сухаринской свите верхнего протерозоя — венда. Отложения свиты слагают горст-антиклинальные выступы среди терригенных пород ордовика и по системе субширотных и диагональных разломов разбиты на отдельные блоки (рис. 1).

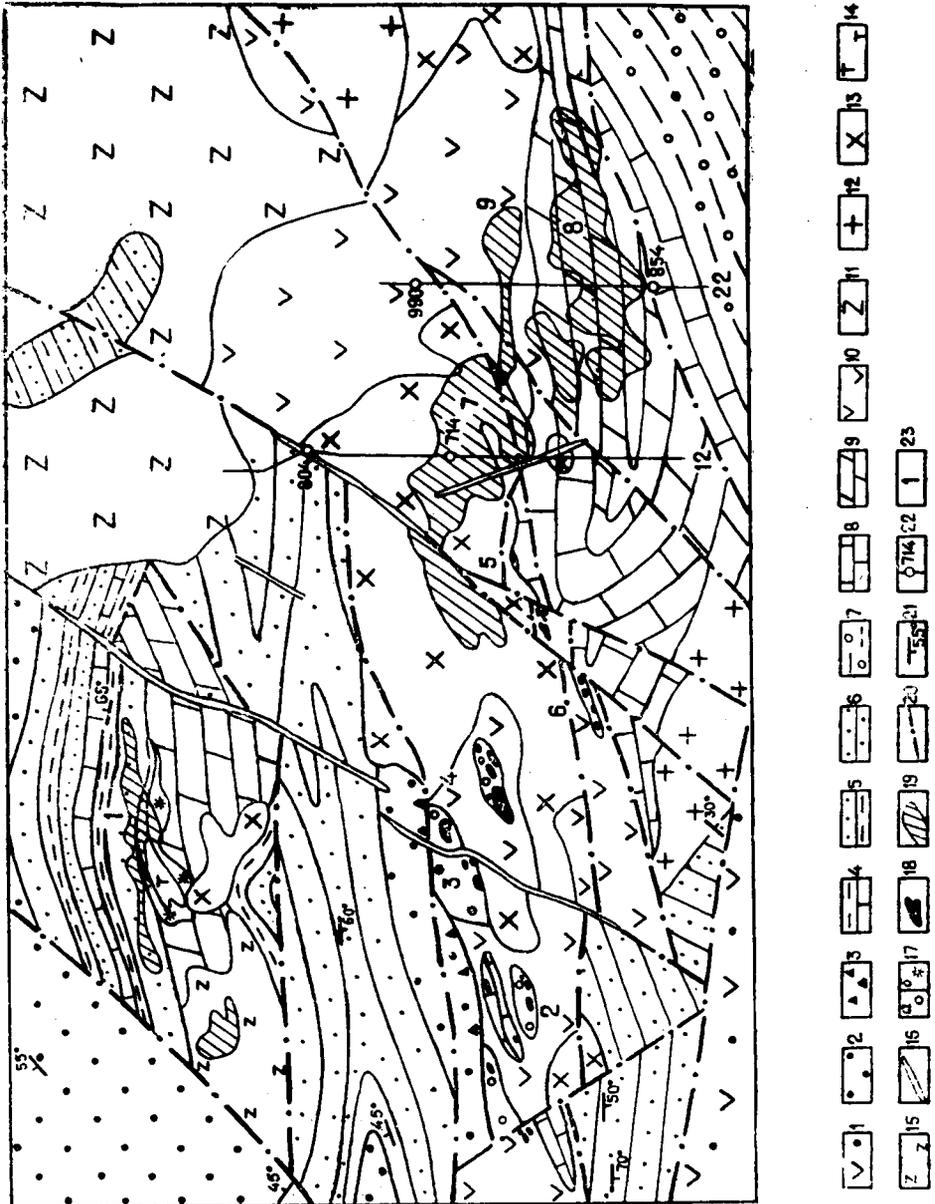
Состав и строение сухаринской свиты наиболее полно изучены по большому количеству разведочных и структурно-поисковых скважин в пределах участков Центральные Штоки и Леспромхозном. По литологическому составу пород свита расчленяется на четыре толщи (снизу вверх): карбонатно-вулканогенную, кремнисто-вулканогенную, карбонатную и вулканогенно-терригенную.

Карбонатно-вулканогенная толща вскрыта на участках Центральные Штоки (южная зона) и Леспромхозном. В ее составе преобладают кальцитовые, кальцито-доломитовые и доломитовые мраморы. Вулканогенные породы встречаются реже и представлены андезитовыми и трахиандезитовыми порфиритами, туфами, туфо-песчаниками. Мощность толщи не установлена. По максимальным пересечениям она превышает 500 м.

Кремнисто-вулканогенная толща в пределах южной зоны Центральные Штоков сложена преимущественно порфиритами и кремнистыми породами, содержащими редкие линзы туфов, песчаников, кальцитовых мраморов. Порфириты слагают около 60% толщи мощностью от 0,5 до 10 м. Состав их меняется от базальтов до дацитов и трахитов со всеми переходными между ними разностями. Кремнистые породы тяготеют к ядерной части антиклинали, где они слагают линзовидные тела с резко увеличенной мощностью в замковой части складки (50—150 м). Среди кремнистых пород на месторождении установлены следующие разновидности: обломочные, массивные, полосчатые и туфогенные, микрокварциты. Преобладают обломочные микрокварциты. Обломочный материал представлен массивными микрокварцитами, реже порфиритами, мраморами. Обломки имеют овальную и линзообразную форму субпараллельной ориентировки, что придает породе милонитоподобный облик. Вулканогенные породы на

Рис. 1. Схема геологического строения рудного поля Казского железнорудного месторождения:

Тельбесская свита: 1 — порфириды, туфы, игнимбриты андезитового, андезитового состава. Амзасская свита: 2 — аркозовые и полимиктовые песчаники; 3 — горизонт песчаника с рудными обломками. Алгинская свита: 4 — глинисто-карбонатные флишеидные отложения; 5 — песчано-глинистые флишеидные отложения; 6 — полимиктовые песчаники, алевролиты. Сухаринская свита: 7 — полосчатые роговики и скарноиды; 8 — кальцитовые мраморы; 9 — доломитовые мраморы; 10 — андезитовые порфириды. Среднеальпийский магматический комплекс: 11 — габбро, габбро-диориты. Тельбесский (силурийский) магматический комплекс: 12 — граниты, гранит-порфиры; 13 — диориты, габбро-диориты, диорит-порфириды. Верхнепротерозойско-нижнекембрийский магматический комплекс: 14 — сyenит-порфириды; 15 — габбро; 16 — дайки крупнопорфировых лабродоровых порфиридов и эссексит-диабазов; 17 — гранитовые (а) и монтичеллитовые (б) скарны; 18 — рудные тела, выходящие на поверхность; 19 — проекция глубинных рудных тел; 20 — дизъюнктивные нарушения; 21 — элементы залегания слонотости; 22 — разведочные профили и скважины; 23 — участки: 1 — Лестрохозный; 2 — Медвежий; 3 — Амфитеатр; 4 — Бегунец; 5 — СВ Штоки; 6 — ЮЗ Штоки; 7 — Центральные Штоки (северная зона); 8 — Центральные Штоки (южная зона); 9 — седьмое рудное поле — Дальние Штоки



Леспромхозном участке представлены ортофирами и их туфами, среди которых встречаются туфогенные песчаники и кремнистые породы. Подробно вулканогенная толща Леспромхозного участка описана В. И. Синяковым (1974, 1975).

Мощность толщи в южной зоне участка Центральные Штоки составляет 450—500 м. Карбонатная толща выходит на поверхность в районе южной зоны участка Центральные Штоки. По северной зоне она вскрыта скважинами непосредственно под рудной зоной, толщей полосчатых роговиков и сланцев. Толща сложена кальцитовыми и доломитовыми мраморами. Отмечается двучленное строение толщи, верхние части представлены кальцитовыми, нижние — доломитовыми мраморами. Местами доломиты находятся непосредственно под рудной зоной, образуя отдельные обломки в кальцитовых мраморах. Вероятно, в процессе формирования толщи доломиты слагали рифовые постройки. На их присутствие указывает находка в скважинах № 800, 815, 946 и др. породо- и рифообразующих онклоитов: *Ambigolamellatus* sp., *Osagia* cf. *bothrydioformis* Krasn., *O.* cf., *irregularis* Reitl., *O.* cf. *donatella* Kor., *Volvatella* sp. и другие, по которым возраст толщи и свиты определяется как верхний протерозой — венд. Мощность толщи 500—750 м.

Вулканогенно-терригенная толща наиболее полно изучена по северной зоне участка Центральные Штоки. Толща сложена полосчатыми роговиками альбит-эпидотового, альбит-актинолитового, диопсид-эпидотового состава; гранатовыми и гранат-пироксеновыми скарнидами, андезитовыми и трахиандезитовыми порфиритами. Роговики представляют собой древние метаморфизованные осадочные породы. Разнообразие в них минеральных ассоциаций зависит от вариации состава исходных глинистых и карбонатно-глинистых осадков. Мощность толщи 300 м.

Описанные толщи смяты в антиклинальную (южная зона) и сопряженную с ней синклинальную (северная зона) складки.

Антиклинальная складка асимметрична. По северному крылу углы падения пород равны 20—50°, по южному достигают 70°. Ось складки погружается в западном направлении. Рудные тела южной рудной зоны приурочены к северному крылу и ядерной части антиклинальной структуры и залегают согласно с вмещающими породами.

Северная рудная зона участка Центральные Штоки, где вскрыты вулканогенно-терригенная и карбонатная толщи, представляет собой синклинальную структуру, сопряженную с антиклинальной структурой южной рудной зоны. Ось синклинали ориентирована в восточно-северо-восточном направлении по азимуту 70°. К западу отмечено замыкание синклинальной структуры и погружение шарнира оси складки. В этом же направлении происходит погружение рудной зоны, в частности, ее верхней кромки, от +120 м до —60 м.

Пликвативная структура участка Центральные Штоки сложена дизъюнктивными нарушениями северо-восточного простирания, по которым южная рудная зона участка взброшена относительно северной рудной зоны. Амплитуда перемещения достигает 250 м.

В западном направлении северная зона участка Центральные Штоки диагональным нарушением северо-восточного простирания разъединена на западную и восточную части, рудные тела совместно с вмещающими отложениями смяты в напряженные складки. Углы падения их крыльев варьируют от 30 до 60°. Простирание осей складок восточно-северо-восточное 65°. Оси и шарниры складок также погружаются в западном направлении.

Рудные тела эксплуатирующихся участков Амфитеатр-Бегунец, Северо-Восточные и Юго-Западные Штоки, Медвежьи залегают среди известняков, скарнов и интрузивных пород — диоритов и диорит-порфиритов. В интрузивных породах встречаются ксенолиты полосчатых роговиков. На основании этих данных можно предполагать, что рудные тела эксплуатирующихся участков соответствуют уровню северной зоны Центральных Штоков. По системе субширотных тектонических нарушений они взброшены относительно северной зоны на 250—300 м. Кулисообразное расположение рудных тел этих участков обусловлено широким развитием более молодых диагональных дизъюнктивных нарушений, по которым происходили сдвиги до 100 м и более. При перемещении блоков по системе субширотных и в последующем диагональных дизъюнктивов происходило нарушение сплошности рудных тел, что приводило к резкому усложнению их формы. Кроме того, в пределах эксплуатирующихся участков широко развиты магматические породы Казского интрузива, которые прорывают не только рудовмещающие отложения, но и руды, усложняя форму рудных тел.

Леспромхозный участок приурочен к выступу карбонатно-вулканогенной толщи сухаринской свиты среди отложений ордовика. В южной части он ограничен грабен-синклинальной структурой, выполненной карбонатно-терригенными отложениями нижнего ордовика, а по северной границе перекрыт породами, относящимися к нижнему ордовику (рис. 1).

Магнетитовые руды в разрезе сухаринской свиты концентрируются в основании кремнисто-вулканогенной толщи (нижний уровень, южная зона участка Центральные Штоки) и вулканогенно-терригенной (верхний уровень, северная зона участка Центральные Штоки).

В южной зоне Центральных Штоков выделяется 13 линзовидных и линзопластовых рудных тел. Протяженность рудной зоны по простиранию 1180 м. Наименьшую глубину рудные тела имеют в восточной части зоны. Здесь ее верхняя кромка находится на горизонте +20 м. В западном направлении происходит погружение рудной зоны. Основные запасы магнетитовых руд южной зоны сосредоточены в третьем рудном теле (28%), вмещающими породами которого являются трахиандезитовые порфириты, а подстилающими — кальцитовые мраморы, карбонатно-вулканогенные толщи. Рудное тело имеет форму линзо-пластовой залежи протяженностью 1040 м по простиранию и 120—500 м по падению. Мощность рудного тела изменяется от 4 до 95 м. Контакты рудного тела с вмещающими породами резкие, ровные, ориентированы согласно слоистости пород. Контакты с дайками и интрузивными породами также резкие, заливообразные. На отдельных разрезах отчетливо видно, как массив габбро срезает северную часть рудного тела, усложняя тем самым его форму. Третье рудное тело приурочено к северному крылу и ядерной части антиклинальной структуры.

Внутри рудного тела, наряду с массивными магнетитовыми рудами, встречаются прослои порфиритов, реже линзы амфиболовых, амфибол-полевошпатовых роговиков, пироксен-гранатовых скарнов, кальцитовых мраморов.

Остальные рудные тела южной зоны Центральных Штоков находятся выше третьего рудного тела и залегают согласно с вмещающими их эффузивами. На западном и восточном флангах южной зоны выявлены отдельные, небольшие по размерам рудные тела, залегающие в кальцитовых мраморах.

Наиболее распространенными текстурами руд являются массивные, реже полосчатые. По минеральному составу все рудные тела

южной зоны сложены в основном магнетитом, менее пиритом, пирротинном.

Среди нерудных присутствуют: гранат, эпидот, амфибол, кальцит, пироксен, хлорит, флогопит, кварц, полевые шпаты. По типу руды магнетитовые, сульфидно-магнетитовые и реже сульфидные. Сульфидно-магнетитовые и сульфидные руды слагают обыкновенно периферические, чаще выклинивающиеся части рудных тел. Химический состав всех рудных тел достаточно близок. Среднее содержание основных компонентов: Fe_2O_3 —40,7%; SiO_2 —16,78%; Al_2O_3 —4,97%; TiO_2 —0,25%; CaO —11,67%; MgO —2,51%; S —1,62%; P_2O_5 —0,25%; MnO —0,63%; п. п. п. — 2,39%.

Нижнему уровню оруденения соответствует и рудная залежь участка Леспромхозного, имеющая субширотное простирание протяженностью 1000 м. По падению размеры рудных тел составляют 140—500 м.

Верхняя кромка их находится на уровне +250—300 м от дневной поверхности, нижняя — на уровне —90—230 м. Рудные тела имеют близкое к вертикальному, часто запрокинутое залегание и находятся в доломитовых и бруситовых мраморах в непосредственном контакте с перекрывающими их ортофирами и туфами.

Контакты руд с вмещающими породами четкие, обусловленные контрастным распределением магнетита. Внутрирудные прослои представлены пироксен-гранатовыми скарнами, хлорит-серпентин-флогопитовыми и флогопит-пироксеновыми породами, доломитовыми и бруситовыми мраморами. По текстурным признакам выделяются преимущественно массивные и полосчатые типы руд. Наибольшим распространением пользуются массивные руды с высоким содержанием железа ($\text{Fe} > 45\%$). Руды мелкозернистой, реже среднезернистой структуры. Крупнозернистые разности встречаются вблизи интрузии сиенитов.

Северная рудная зона участка Центральные Штоки (верхний уровень) состоит из 10 сближенных в пространстве линзовидных и линзопластовых рудных тел. Основные запасы рудной зоны (89%) сосредоточены в трех рудных телах: первом, четвертом и шестом.

Первое рудное тело находится в западной части рудной зоны. Совместно с вмещающими породами оно слагает крупный останец в диорит-порфиридах, диоритах и сиенито-диоритах Казского интрузива. Форма рудного тела линзовидно-пластовая. Северная граница рудного тела имеет резко тупую выклинку, свидетельствующую о срезании его интрузивными породами. Южная граница рудного тела ограничена субширотным тектоническим нарушением. Судя по уменьшению мощности рудного тела, в этом направлении происходит его естественное выклинивание. Рудное тело залегает на границе вулканогенно-терригенной и карбонатной толщ и совместно с ними смято в синклинальную складку. Верхняя кромка его имеет наименьшую глубину от поверхности 380 м на разведочной линии 10. В юго-западном направлении от этой разведочной линии происходит его погружение. Максимальные мощности наблюдаются в ядрах антиклинальной и синклинальной структур (80—100 м). На крыльях складок мощность рудного тела уменьшается до 15 м. Внутрирудные прослои представлены гранатовыми и гранат-эпидотовыми скарнами, бедными магнетитовыми рудами. Текстуры руд массивные и полосчатые. Ориентировка углов падения полосчатости во всех случаях согласная с ориентировкой полосчатости в вышележащих роговиках и скарноидах, а также и в подстилающих карбонатах. Средний химический состав руд: Fe_2O_3 —36,8%; SiO_2 —16,1%; Al_2O_3 —4,85%; TiO_2 —0,27%; CaO —10,59%; MgO —3,00%; S —1,66%; P_2O_5 —0,17; MnO —0,22%; п. п. п. — 2,95%.

Четвертое рудное тело, располагающееся восточнее диагонально-го дизъюнктивного нарушения, имеет линзопластовую форму. По простиранию оно прослеживается на 660 м, размеры по падению колеблются от 86 до 440 м.

Рудное тело располагается в области фациального перехода порфиритов андезитового и трахиандезитового состава к полосчатым роговикам и скарноидам. В условиях его залегания выражена зависимость от пликативной складчатости. Западная часть рудного тела залегает почти горизонтально в области замыкания синклиналиной структуры. В ядре складки тело имеет максимальную мощность до 126 м и резко уменьшается по восстанию — до 24 м. Контакты с подстилающими рудное тело андезитовыми и трахиандезитовыми порфиритами резкие. Порфириты слабо скарнированы.

Для четвертого рудного тела характерна брекчиевидная текстура руд. Обломочный материал угловатой, прямоугольной, вытянутой, изометричной и округлой формы. Представлен роговиками, скарнированными андезитовыми порфиритами и скарнами с обломками от 1—5 до 20 см. Цементом брекчий является мелкозернистый магнетит. Наиболее богатые руды встречаются в участках мелкообломочных брекчий и приурочиваются к центральным частям рудных тел.

По мнению В. И. Синякова (1974), возникновение брекчиевых текстур обусловлено образованием магнетитовых руд в тектонической зоне. По нашим данным, магнетитовые руды с брекчиевой текстурой соответствуют оруденелым туфам, на что указывает преобладание угловато-овальной формы обломков, присутствие в их составе порфиритов, дифференциация магнетитовых руд по крупности обломочного материала, приуроченность руд к фациальному переходу от эффузивов к метаморфизованным терригенным отложениям, согласное залегание с вмещающими отложениями. Химический состав руд четвертого тела близок к составу первого рудного тела.

Шестое рудное тело линзопластовой формы выделяется южнее и юго-восточнее четвертого рудного тела на южном крыле синклиналиной структуры на глубине 420—440 м. Располагается непосредственно на карбонатных породах, повторяя условия залегания последних. По простиранию рудное тело прослежено на 530 м, по падению — на 100—370 м. Наибольшие мощности рудное тело имеет в центральной части (до 48 м). Контакты с известняками четкие, согласные с напластованием. В контактовой части отмечаются скарны гранат-амфиболового состава с реликтовой слоистостью. Характер верхней границы рудного тела зависит от состава перекрывающих пород. Границы с порфиритами и их скарнированными разностями четкие, согласные. В местах, где выше рудного тела залегают полосчатые роговики и скарноиды, на контактах развиты бедные магнетитовые руды или скарны преимущественно гранатового состава. Для рудного тела характерны массивные и реже слоистые текстуры. Слоистость выражена чередованием слоев магнетита и слоев, обогащенных марганцевыми минералами, — алабандином и якобитом. Мощность отдельных слоев колеблется от миллиметров до 1 см. Среднее содержание марганца по рудному телу 8%.

Из приведенного видно, что в размещении рудных тел на участках Центральные Штоки и Леспромхозном Казского железорудного месторождения определяющую роль играет литолого-стратиграфический контроль железорудности. Рудные тела залегают согласно с вмещающими породами и подвержены тем же пликативным дислокациям. Они имеют все черты стратиформных образований.

Дальнейшие поиски рудных тел, учитывая особенности их залегания в пределах Казского железорудного месторождения, предполага-

ется произвести севернее восточной части северной рудной зоны участка Центральные Штоки, где одиночными скважинами вскрывается контакт между вулканогенно-терригенной и карбонатной толщами. Заслуживает внимания также и северная часть рудного поля Казского месторождения, где под ордовикскими отложениями могут быть встречены рудные зоны, подобные Леспромхозному участку.

ЛИТЕРАТУРА

Горелов Г. Ф., Яшин В. Д. Новые данные по геологии Сухаринского месторождения магнетитовых руд (Горная Шория). — Вопросы геологии Сибири. Материалы научной конференции, посвященной 50-летию геологического образования в Томском университете. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1971.

Орлов В. П., Тараймович М. П. Структурно-литологические особенности локализации железных руд в Кондомском районе Горной Шории. — Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири, 1973, вып. 8.

Селиверстова М. И. О возможности вулканогенно-осадочного происхождения магнетитовых месторождений Кондомского района Горной Шории. — Проблемы генезиса, закономерности размещения и перспективы железоруднения Алтае-Саянской складчатости области. Новосибирск, Наука, 1974.

Синяков В. И. Структурные и генетические особенности магнетитовых месторождений Казского рудного поля (Горная Шория). Новосибирск, Наука, 1974.

Синяков В. И. Формационные типы железорудных месторождений Тельбеского рудного пояса (Горная Шория). Новосибирск, Наука, 1975.

Тараймович М. П., Орлов В. П. Закономерности локализации железорудных месторождений Горной Шории. — Проблемы генезиса, закономерности размещения и перспективы железоруднения Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, Наука, 1974.

О ВЕЩЕСТВЕННОМ СОСТАВЕ ПАЛЕОЗОЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД НЮРОЛЬСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА

Ю. Я. НЕНАХОВ, Н. С. НОВГОРДОВ

На первых этапах геологического изучения Западной Сибири перспективы нефтегазоносности этой обширной территории связывались в основном с палеозойскими отложениями [Губкин И. М., 1953; Губкин И. М., 1953; Шатский Н. С., 1932]. Первые притоки нефти и газа из доюрских образований Западно-Сибирской плиты (Березовский, Шаимский районы, Колпашевская опорная скважина) подтверждали перспективность палеозоя. Однако в 60-е годы в связи с открытием в Западной Сибири значительных запасов нефти и газа в отложениях мезозойского платформенного чехла плиты внимание геологов к изучению нефтегазоносности палеозойского комплекса снизилось, и поисковое бурение на палеозойскую нефть не проводилось. Доюрские породы при буровых работах вскрывались на незначительную глубину (первые десятки метров) и не всеми скважинами. Притоки нефти, полученные из верхней части доюрского комплекса, как указывают А. А. Трофимук и В. С. Вышемирский, ошибочно объяснялись миграцией углеводородов из мезозойских нефтепроизводящих толщ [Проблема нефтегазоносности, 1976].

К 70-м годам в результате изучения геохимии нефти [Вышемирский В. С. и др., 1973; Конторович А. Э., Стасова О. Ф., 1976] и получения ряда значительных притоков углеводородов из палеозойских отложений была доказана генетическая самостоятельность нефтеобразования в палеозое, обоснована высокая перспектива этого комплекса [Проблема нефтегазоносности, 1976]. В связи с этим в 1974 г. геологическими управлениями и научными организациями Западной Сибири была составлена «Комплексная программа изучения нефтегазоносности доюрских отложений Западно-Сибирской плиты», положившая начало планомерному комплексному изучению палеозоя.

В пределах Томской области перспективы нефтегазоносности палеозоя связываются в основном с карбонатными отложениями, вскрытыми в Нюрольской впадине и на ее бортах [Иванов И. А. и др., 1975]. Промышленные притоки нефти и газа были получены здесь из верхней части доюрских образований на Нижнетабаганской, Калиновой, Урманской, Останинской и Североостанинской площадях.

Однако изучение вещественного состава доюрских карбонатных пород Нюрольского осадочного бассейна проводилось в недостаточном объеме. Из всего комплекса традиционных геологических методов изучения вещественного состава, включающего петрографию, химический, спектральный, термический и многие другие виды анализов, выполня-

лись только петрографические исследования на ограниченном количестве kernового материала. При этом часто занижалась глинистость карбонатных пород. Так, в скважине № 1 Еллей-Игайской и скважине № 2 Водораздельной площадей глинистость карбонатов, по данным петрографического изучения, не превышала 7—10%, в то время как химическим анализом этих же образцов выявлено содержание нерастворимого остатка от 18 до 47%. В результате такого подхода сформировалось ошибочное представление о том, что карбонатный комплекс Нюрольского осадочного бассейна представлен почти исключительно чистыми карбонатными разностями — известняками и доломитами.

В 1978 г. нами изучался вещественный состав палеозойских пород Нижнетабаганской, Калиновой, Урманской, Тамбаевской, Еллей-Игайской, Водораздельной и Североостанинской площадей. Было выполнено 77 полных технических химических анализов (химическая лаборатория Томской ГРЭ), 175 фазовых термических анализов (лаборатория ЗСГУ), 625 спектральных полуколичественных анализов (химическая лаборатория ТГРЭ), 37 определений минерального состава нерастворимого остатка (З. Я. Сердюк, НТГУ) и некоторые другие виды анализов. Широко использовались петрографические описания, выполненные специалистами СНИИГГиМСа, ВНИГРИ, МИНХиГП, НТГУ. Полученные результаты позволили установить значительную сложность и неоднородность карбонатного комплекса, в строении которого чистые карбонатные породы имеют значительно меньшее распространение, чем это представлялось ранее. На Еллей-Игайской и Водораздельной площадях карбонатный разрез представлен слоистой толщей, в строении которой участвуют известняки, глинистые известняки, мергели и глинистые мергели. Содержание нерастворимого остатка в карбонатных породах колеблется в широких пределах — от 1,1 до 68% и в среднем составляет на Еллей-Игайской площади 30%, на Водораздельной площади — 26%. На Нижнетабаганской и Калиновой площадях распространены кремнистые мергели, глинистые, реже чистые известняки. В кремнистых мергелях содержание нерастворимого остатка достигает 50—70% при среднем содержании SiO_2 47%. В северной части Нижнетабаганской площади в скважинах № 2, 3, 4, 8, 10, 13 вскрыты глинистые и чистые известняки с содержанием нерастворимого остатка от 1,92 до 22,64%. Чистые карбонатные породы — известняки и доломиты, доломитовые известняки и известняковые доломиты — вскрыты на Тамбаевской, Урманской и Североостанинской площадях. Содержание нерастворимого остатка в известняках скважины № 3 Тамбаевской площади составляет 0,26—1,52% (среднее 0,85%). В доломитах и известняках скважин № 3, 5 Урманской площади содержание нерастворимого остатка изменяется от 0,4 до 3,17% (среднее 0,97%). Реже здесь отмечаются прослой глинистых известняков и известковых доломитов с содержанием нерастворимой части — 10—15%. В скважинах № 3, 5 Североостанинской площади разрез представлен окварцованными известковыми доломитами. Содержание нерастворимого остатка достигает 17,5%, но подавляющую часть его представляет SiO_2 — 13,5%.

С учетом вещественного состава пород карбонатного комплекса внутри последнего нами выделено три литологических типа разрезов (рис. 1).

Первый тип разрезов вскрыт на Тамбаевской (скважина № 3), Урманской (скважины № 3, 5), Североостанинской (скважины № 3, 5) и Нижнетабаганской (скважина № 13) площадях и сложен преимущественно чистыми карбонатными породами: светлыми органогенно-обломочными, органогенными, микрофитолитовыми, реже биогермными известняками, доломитовыми известняками, доломитами, прослоями брекчи-

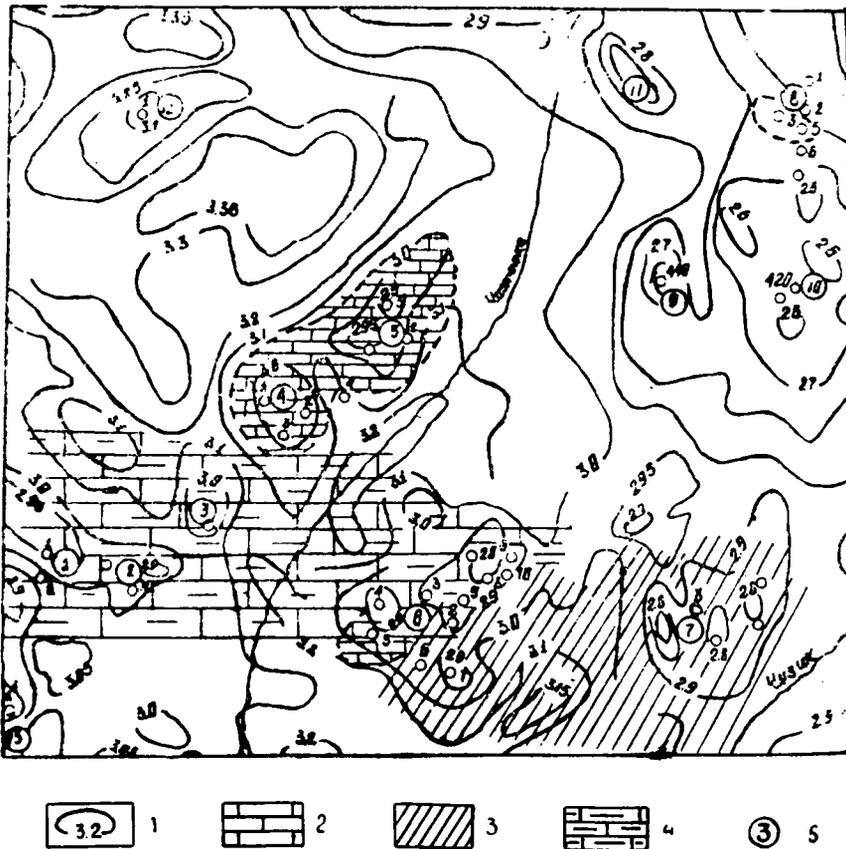


Рис. 1. Схематическая карта литологических типов разрезов палеозойских пород Ньюрольского осадочного бассейна:

1 — изогипсы кровли палеозоя; 2 — область распространения чистых карбонатных пород; 3 — область распространения мергелей и глинистых мергелей; 4 — область распространения глинистых известняков; 5 — локальные поднятия: 1 — Еллей-Игайское; 2 — Водораздельное; 3 — Южноурманское; 4 — Урманское; 5 — Тамбаевское; 6 — Нижнетабаганское; 7 — Калиновое; 8 — Североостанинское; 9 — Западноостанинское; 10 — Останинское; 11 — Сельвейкинское; 12 — Нюльгинское; 13 — Лосинское

евидными. Структуры пород неравномернозернистые, микро-мелкозернистые, реже средне-крупнозернистые, участками комковато-сгустковые. Текстуры преимущественно массивные, седиментационная слоистость отсутствует. Химический состав пород по данным 25 полных химических анализов следующий: CaO — 46,89%; MgO — 7,0%; нерастворимый остаток — 1,59%; SiO_2 — 0,97%; Al_2O_3 — 0,42%; Fe_2O_3 — 0,62%; TiO_2 — 0,33%; MnO — 0,05%; SO_3 — 0,54%; P_2O_5 — 0,09%; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ — 0,26%. В составе микроэлементов отмечаются Mn , Cu , Ti , Ba , Sr , содержания их низкие (Mn , Ti , Sr — ниже кларка для карбонатных пород) (рис. 2). Разрез этого типа вскрыт максимально на 961 м без выхода из карбонатного комплекса.

Второй тип разрезов, представленный темными кремнистыми мергелями, распространен на Калиновой площади и в юго-восточной части Нижнетабаганской площади (скважины № 6, 7, 9, 12, 17). Тонкослоистые мергели под микроскопом на 30—85% состоят из глинистого материала, содержащего до 40% тонко-микрозернистого кальцита. В породах отмечается значительное количество рассеянных битумов, что, по-видимому, обуславливает темные тона окраски отложений

этого типа разрезов. Химическими анализами в мергелях скважин № 8, 9, 10 Калиновой и № 6 Нижнетабаганской площадей установлены содержания CaO —16,91%; MgO —2,3%; нерастворимого остатка—55,82%; SiO_2 —47,6%; Al_2O_3 —3,91%; Fe_2O_3 —5,21%; TiO_2 —0,05%; MnO —0,14%; SO_3 —0,24%; P_2O_5 —0,14%; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ —1,55%. Состав микроэлементов в мергелях существенно шире, чем в чистых известняках (Be, Pb, Zn, Mn, Cu, Ga, Ni, Co, V, Cr, Ti, Sr, Ba). Содержания на уровне или выше кларка для карбонатных пород, но меньше кларка для осадочных терригенных пород. Разрез мергелей вскрыт максимально на 410 м без выхода из карбонатного комплекса.

Третий тип разрезов, представленный светлыми глинистыми известняками, вскрыт в северо-западной части Нижнетабаганской площади, а также на Еллей-Игайской и Водораздельной площадях. Этот тип разрезов характеризуется отчетливой седиментационной слоистостью. В переслаивании участвуют светлые пелитоморфные известняки, органогенные и органогенно-обломочные известняки, мергели и аргиллиты. На отдельных участках в разрезах доминируют светлые глинистые известняки с прослоями чистых известняков (север Нижнетабаганской площади), в других скважинах преобладают темные мергели при подчиненном значении прослоев известняков. Ниже приводится средний химический состав пород этого типа разреза: CaO —38,12%; MgO —1,33%; нерастворимый остаток—26,26%; SiO_2 —19,1%; Al_2O_3 —4,6%; Fe_2O_3 —2,21%; TiO_2 —0,29%; MnO —0,04%; SO_3 —0,70%; P_2O_5 —0,09%; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ —1,62%. Содержания микроэлементов имеют промежуточные значения между первым и вторым типами разрезов, что обусловлено, возможно, переходным характером третьего типа разрезов. Породы в различной степени доломитизированы, часто отмечаются стилолитовые текстуры. Разрез этого типа вскрыт максимально на 133 м.

Необходимым условием правильной интерпретации промыслово-геофизических данных и выяснения условий осадконакопления является знание минерального состава нерастворимого остатка карбонатов.

По данным З. Я. Сердюк (НТГУ), в составе нерастворимого остатка мергелей скважины № 8 Калиновой площади преобладают бурые глинистые агрегаты (98—99%). Отмечается незначительная примесь кварца, полевых шпатов и рудных минералов. Изучение минерального состава нерастворимого остатка мергелей скважины № 7 Нижнетабаганской площади методом рентгеновской дифрактометрии (А. А. Чубуков, ТПИ) подтверждает этот вывод. Здесь в составе нерастворимого остатка отмечаются гидрослюды, каолинит, хлорит. В свою очередь, химическим анализом мергелей этих скважин выявлен существенно кремнистый состав нерастворимого остатка, последний на 80—90% состоит из SiO_2 .

Л. В. Пустовалов, изучая мергели Поволжья, высказал предположение о том, что некарбонатная часть мергелей вообще состоит из мельчайших частичек опала, а не из глинистых агрегатов [Пустовалов Л. В., 1940]. Более детальное исследование позволяет в дальнейшем получить однозначный ответ на вопрос о минеральном составе нерастворимого остатка мергелей и известняков Нюрольского осадочного бассейна, что, в свою очередь, позволит более обоснованно применять методы солянокислотной интенсификации притоков.

Таким образом, комплексное изучение вещественного состава доюрских пород дает возможность установить четкие различия в литологии изучаемых разрезов, причем различия эти поддаются количественной оценке. Характер взаимоотношения между выделенными тремя литологическими типами разрезов пока не выяснен. Небольшая глубина вскрытия палеозоя и недостаток надежного палеонтологического

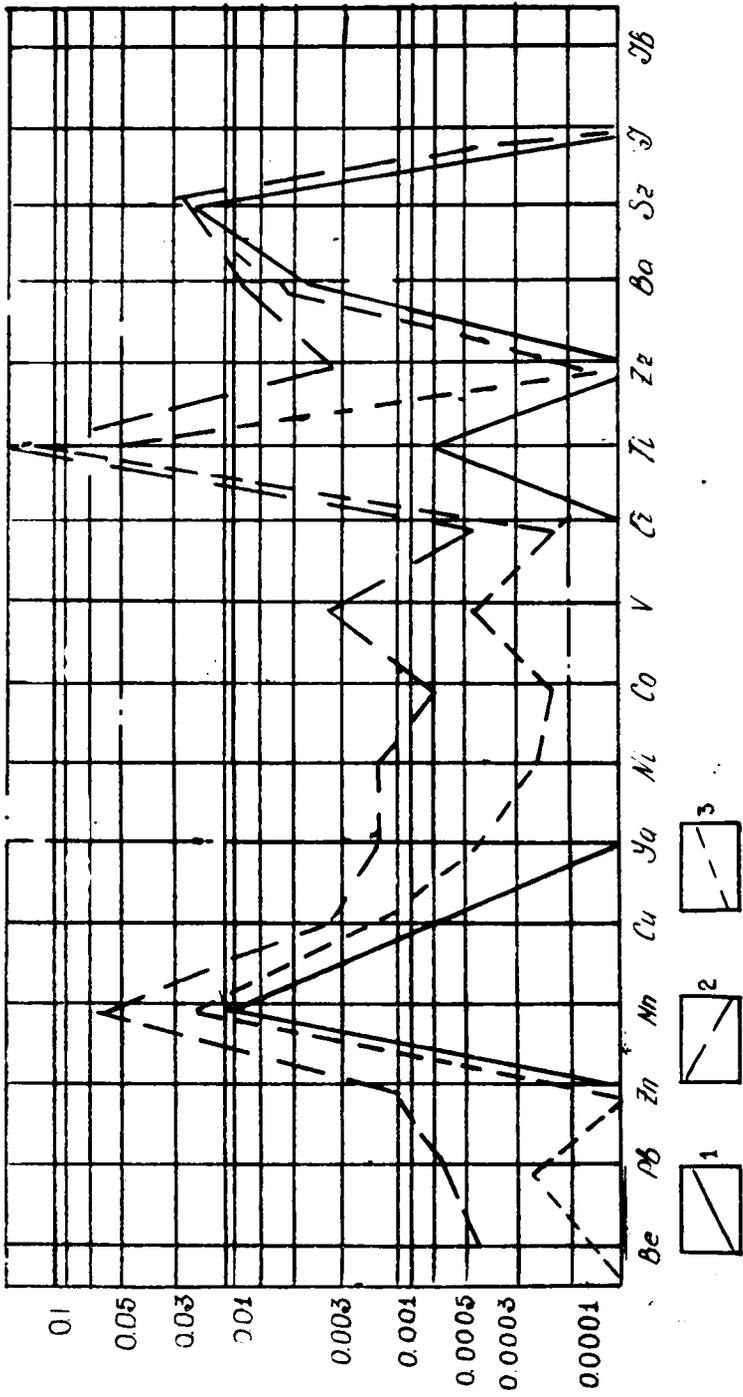


Рис. 2. Содержание микроэлементов в различных литологических типах доюрских карбонатных пород Ньюорльского осадочного бассейна: 1 — чистые известняки и доломиты (среднее из 111 анализов); 2 — мертели (среднее из 148 анализов); 3 — глинистые известняки (среднее из 43 анализов)

материала лишают возможности построить опорные стратиграфические разрезы и восстановить последовательность накопления выделенных типов разрезов. Тем не менее результаты определения возраста палеозойских пород Нюрольской впадины, выполненные палеонтологами ТГУ и ИГиГ СО АН, позволяют высказать предположение о том, что в объеме верхнего девона все описываемые разрезы одновозрастны. Возраст чистых карбонатных пород первого типа разрезов определен в пределах среднего и нижнего девона. Мергели и кремнистые мергели второго типа разрезов имеют возраст средний девон — средний карбон. Возрастной диапазон глинистых известняков третьего типа разрезов — ордовик — нижний карбон.

Существенные различия в литологии одновозрастных разрезов нами объясняется ярко выраженной фациальной изменчивостью карбонатного комплекса Нюрольского осадочного бассейна. Однако размеры и конфигурация фациальных зон таковы, что затруднительно выделение соответствующих структурно-формационных зон с присущими им особенностями тектонического развития. Нам представляется более обоснованным объяснение изменчивости фациальной зональностью, обусловленной развитием здесь рифовых построек в среднем—позднем девоне (Урманско-Тамбаевский риф, Североостанинский риф — скважины № 3, 5, Нижнетабаганский риф — скважина № 13, возможно, № 4).

Установление фациальной изменчивости карбонатного комплекса имеет большое значение для разрешения вопросов стратиграфии и корреляции палеозойских отложений и для более эффективного выбора направления нефтегазопоисковых работ на территории области. Опыт поисковых работ в карбонатных отложениях показывает, что решающим фактором, контролирующим нефтегазоносность, является не структурный, а фациальный, поскольку именно он определяет эффективный объем резервуара и удельную плотность запасов [Туляганов Х. Т. и др., 1979]. Поэтому при планировании поисковых работ в карбонатных образованиях в первую очередь следует выявить фациальную зональность — определить зоны, в которых преимущественно развиты карбонатные породы мелководного типа, зоны распространения пород относительно глубоководного типа и, возможно, разделяющие их рифовые фаии. Решение этой задачи потребует концентрации совместных усилий литологов и палеонтологов, буровиков и геофизиков.

ЛИТЕРАТУРА

Вышемирский В. С., Доильницын Е. Ф., Перцева А. П., Рыжкова С. М. Палеозойские нефти в Западной Сибири. — Нефтегазовая геология и геофизика, 1973, № 1.

Губкин И. М. Речь при закрытии геологического совещания по работам на землях треста «Востокнефть» (5/III—1934 г.). Избр. соч., т. 2, М., 1953.

Губкин И. М. Естественные богатства СССР и их использование. Избр. соч., т. 2, М., 1953а.

Иванов И. А., Худорожков Г. П., Коптяев Н. В., Кондрашов В. А., Даненберг Е. Е., Тищенко В. М. Нефтегазоносность палеозоя Томской области. — В сб.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1975, вып. 10.

Конторович А. Э., Стасова О. Ф. Геохимия юрских и палеозойских нефтей юго-восточных районов Западно-Сибирской плиты и их генезис. — В сб.: Проблемы геологии и нефтегазоносности доюрских отложений Западно-Сибирской плиты. Тр. СНИИГГиМСа, 1976, вып. 255.

Проблема нефтегазоносности палеозоя на юго-востоке Западно-Сибирской низменности. Отв. ред. А. А. Трофимук, В. С. Вышемирский. Новосибирск, Наука, 1976.

Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. М., 1940.

Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Т. 1. М., Гостехиздат, 1958.

Туляганов Х. Т., Ильин В. Д., Ибрагимов А. Г., Каеш Ю. В., Рахимов А. К., Убайходжаев Т. И. Верхнеюрские рифы — основной нефтегазоносный комплекс Узбекистана. — Сов. геология, 1979, № 5.

Шатский Н. С. Проблема нефтегазоносности Сибири. — Нефтяное хозяйство, 1932, т. 24, № 9.

УГЛЕННОСТЬ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ГОРЛОВСКОГО КАМЕННОУГОЛЬНОГО БАССЕЙНА

А. И. КАЗЕНОВ, В. Д. МИСЮК

Горловский каменноугольный бассейн расположен в восточной части Новосибирской области. В виде узкой полосы шириной 8—10 км он вытянут с северо-востока на юго-запад на расстояние около 120 км вдоль северо-западной окраины Салаира на его сочленении с Колывань-Томской складчатой зоной. Горловский бассейн относится к числу немногих бассейнов страны, где имеются значительные запасы высококачественных углей-антрацитов, пригодных для использования в электродной промышленности.

В связи с предстоящим промышленным освоением разведанных месторождений для снабжения сырьем Новосибирского электродного завода в Горловском бассейне существенно был увеличен объем поисково-разведочных работ в центральной и северо-восточной частях бассейна, в результате которых открыты и разведаны новые месторождения антрацитов, пригодных для открытой разработки.

Юго-западная часть Горловского бассейна значительное время считалась малоперспективной площадью для поисков промышленных месторождений антрацитов. Эти выводы обосновывались в основном на материалах, полученных в 1949 г. В. А. Мельниковым при бурении двух профилей скважин через полосу угленосных отложений в районе сс. Карасево и Восточнинский. Бурением 13 наклонных скважин глубиной 140—275 м на Карасевском профиле было выявлено 16 пластов угля, из которых 5 рабочих, с суммарной мощностью 11,3 м. На Восточнинском профиле было пробурено 27 скважин общим объемом в 5259 пог. м и выявлено 7 рабочих пластов каменного угля суммарной мощностью 17,25 м.

В 1972—1978 гг. на площади юго-западного продолжения Горловского каменноугольного бассейна Новосибирским геологическим управлением была проведена групповая геологическая съемка. При ее проведении сочеталось рациональное применение геофизических методов картирования и поисков, дешифрирования материалов аэрофотосъемки, бурения с тщательными биостратиграфическими исследованиями и другими аналитическими методами.

Особенно успешно был проведен биостратиграфический метод корреляции вскрытых разрезов скважин в сочетании с различными модификациями электроразведки: методом переходных процессов (МПП) по прослеживанию выходов пластов угля под кору выветривания в однопетловом (100×100 м) варианте, МПП по сети 300×100 м

и модификацией одностороннего индуктивного профилирования (ОИП—МПП) по сети 300×20 м с последующей деталлизацией аномалий по сети 50×20 м [Горелова С. Г., 1974].

Сочетание геофизических работ со значительным объемом буровых (39 389 пог. м) и данными литолого-петрографических, геохимических и биостратиграфических исследований позволило расчленить угленосную часть разреза юго-западной части Горловского каменноугольного бассейна до свит и получить полное представление о их составе, строении, соотношениях и площадях распространения. Как и на других участках бассейна, здесь выделены отложения мазуровской, алыкаевской, промежуточной, ишановской, кемеровской, усятской и кузнецкой свит. В качестве границ между свитами приняты пласты угля и их пачки, которые надежно опознаются при бурении и корреляции разрезов [Куташов И. Н., 1967; Куташов И. Н., Марус А. И., 1973].

Первые пласты угля появляются в разрезе алыкаевской свиты, наиболее угленасыщенными являются отложения ишановской, кемеровской и в меньшей степени усятской свит. В составе алыкаевской свиты вскрыто только 6 пластов угля, из них 4 именных: Крайние I, II, III и VI суммарной мощностью 2,49 м. Ишановская свита, ограниченная в подошве пластом Нижним VI, а в кровле — подошвой пласта Двойного III или сближенных пластов Двойных I—III, содержит до 20 пластов с суммарной средней мощностью от 10,67 до 13,33 м. Общая угленосность свиты составляет 5%, а рабочая по именованным пластам отдельных участков колеблется от 2,3 до 4,6%. В отложениях кемеровской свиты вскрыто от 9 до 16 пластов угля, среди которых выделяется 8 именных: Двойной I, II, III, Спутник I, II, Главный, Подновый, и Новый. Пласты Двойные и Главный во всех пластопересечениях имеют рабочую мощность. При этом пласты Двойные часто образуют единую угольную пачку сложного строения суммарной мощностью угля до 20,8 м. Мощность Главного пласта изменяется от 1,6 до 8,5 м, составляя в среднем от 3,02 до 6,48 м. Мощность остальных пластов колеблется от 0,1 до 3,6 м и до выклинивания. Суммарная средняя мощность пластов угля кемеровской свиты по наиболее полному ее пересечению достигает 32,2 м, из которых 29,6 м приходится на 5 пластов рабочей мощности. Коэффициент угленосности на полную мощность свиты достигает 16,1%, рабочей — 14,8%. Усятская свита по угленосности аналогична ишановской. В ее составе установлено до 32 равномерно распределенных по разрезу пластов угля мощностью от 0,1 до 5,04 м. Среди этих пластов выделяется 6 именных: Шипунихинские от I до VI. Все они крайне невыдержанные по мощности и строению. Во всех пересечениях рабочую мощность сохраняют только пласты Шипунихинский I и VI. Остальные, в том числе и именные пласты, сохраняя в нескольких пластопересечениях рабочую мощность, расщепляются или выклиниваются. При суммарной средней мощности угля 20,7 м рабочая мощность составляет 12,9 м, а коэффициент общей угленосности в полном разрезе — 6,2 и рабочей — 3,9%.

Угленосные отложения собраны в многочисленные подобные и дисгармоничные складки преимущественно асимметричного строения. Складки характеризуются сжатостью форм, крутыми крыльями и острыми сильно оттянутыми замками. В большинстве случаев более крутыми являются западные крылья складок. Отмечаются единичные складки с округлыми крыльями, близкими к сундучнообразным. Форма складок в значительной мере зависит от состава дислоцированной толщи. В тонкозернистых угленасыщенных породах (аргиллиты, алевролиты) развиты складки с крайне сложной морфологией и обычно

сильной сжатостью. Осевые поверхности их извилисто-криволинейные и нередко опрокинуты к центру бассейна, а их шарниры по простиранию ундулируют. Иногда основная складчатость усложняется мелкой гофрировкой и волнистостью. Амплитуда основных складок составляет 150—500 м. Среднее количество складок на 100 м разреза колеблется от 0,3 до 0,6, в основном составляя 0,4. Линейность и брахиморфность складок обуславливают их значительную протяженность, но она не выдерживается в связи с их нарушенностью дизъюнктивами различной ориентировки и амплитуды. Поэтому выделение и идентификация отдельных складчатых структур угленосной толщи на данной стадии изучения достаточно сложна [Казенов А. И., Свиридов В. Г., 1975].

В результате крупномасштабной групповой геологической съемки в пределах юго-западной части Горловского бассейна уточнены геологическое строение и запасы известных Карасевского и Восточнинского месторождений антрацита: [Марус А. И., 1971; Тарабукин А. К., 1969].

На Карасевском участке Карасевского месторождения установлены 74 пласта, из них 13 рабочей мощности. На Арапихинском участке выявлено 29 пластов, из них 11 рабочей мощности. Общие запасы Карасевского месторождения до горизонта ± 0 м по рабочим пластам оцениваются в 168,4 млн. т.

На Восточнинском месторождении вскрыто 39 пластов угля, рабочих — 7 пластов. Запасы угля по рабочим пластам здесь оцениваются в 268 млн. т.

Крепкие ненарушенные угли по внешнему виду характеризуются черным с сероватым оттенком цветом и ярко выраженным металлическим блеском, имеют ровный, иногда раковистый и полураковистый излом или глазковую отдельность, однородную массивную, неравномерно полосчатую или штриховатую текстуру. На поверхностях наслонения и вертикальных изломах в углях наблюдаются налеты зерен пирита или бурых окислов железа. Преобладают полуматовые разности, реже встречаются полублестящие и матовые. По петрографическому составу угли относятся к фюзенитовым дюренам, кларено-дюренам (Vt—27—44, Sv—1—2, ΣF —55—69%). Так же как и на других участках Горловского бассейна, угли юго-западной части являются антрацитами с довольно выдержанными показателями качества. При зольности от 6 до 17,2% выход летучих составляет 2,1—5,3%, а теплота сгорания на сухое топливо — 7900—8260 ккал/кг.

Таким образом, в результате проведенных работ в юго-западной части Горловского каменноугольного бассейна выявлена значительная угленасыщенность отложений ишановской, кемеровской и усятской свит. Прогнозные запасы антрацита этой части бассейна позволяют оценивать его как перспективный район на выявление крупных месторождений с возможностью пригодных для открытой разработки. Для дальнейшего изучения в первую очередь поисково-оценочные работы следует провести на площади с перспективными месторождениями — Карасевским и Восточнинским.

ЛИТЕРАТУРА

Горелова С. Г. Новые данные о флоре и флоростратиграфии угленосных отложений Горловского бассейна. — Вопросы геологии угольных месторождений Сибири. Кемерово, 1974.

Казенов А. И., Свиридов В. Г. Некоторые особенности тектоники Горловского каменноугольного бассейна. — Новые данные по геологии и полезным ископаемым Сибири. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1975, вып. 12.

Куташов И. Н. Строение Горловского угленосного бассейна по геофизическим данным и пути повышения эффективности геофизических исследований по расшире-

нию минеральной базы электродной промышленности. — Результаты исследований и пути дальнейшего повышения эффективности геофизических работ в Западной Сибири. Новосибирск, 1967.

Куташов И. Н., Марус А. И. О геологической эффективности геофизических исследований в Горловском бассейне. — Вопросы методики разведки и опробования угольных месторождений. Кемерово, 1973.

Марус А. И. Новые данные по геологии Горловского бассейна антрацитов. — Новые данные по геологии полезных ископаемых Новосибирской области. (Тезисы докладов). Новосибирск, 1965.

Марус А. И. Некоторые новые данные по геологии Горловского бассейна. — Ископаемые угли Сибири и методы их изучения. Новосибирск, Наука, 1971.

Тарабукин А. К., Горловский бассейн. — Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. М., 1969, т. 7.

НОВЫЙ ТИП ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ

Б. М. ТЮЛЮПО, А. Ф. РУБЦОВ, Е. Я. ГОРЮХИН, В. А. ВРУБЛЕВСКИЙ

С 1956 г. геологами Томской комплексной геологоразведочной экспедиции при геологосъемочных и поисковых работах проводится систематическое изучение пород палеозоя.

На юго-востоке Томской области породы палеозойского фундамента — глинистые сланцы карбона и дайки диабазов — выходят на дневную поверхность. Севернее г. Томска палеозойские образования резко погружаются под рыхлые мезозойско-кайнозойские отложения. Восточнее его имеет место сочленение тектонических структур палеозоя: Кольвань-Томской складчатой зоны, Кузбасса и Кузнецкого Алатау [Врублевский В. А., Рубцов А. Ф., Нагорский М. П. и др., 1967, 1968, 1971].

В результате геологических исследований, проведенных в 1965—1967 гг., на восточном склоне Томь-Яйского водораздела, в районе с. Турунтаево, была выявлена цинковая минерализация в породах, подверженных процессам гидротермальной проработки. Позднее эти породы были прослежены с юга на север около 10 км, при ширине от 0,8 до 2 км, на глубину до 320 м. В этой зоне по ряду скважин установлены рудопроявления цинка [Рубцов А. Ф., Врублевский В. А., Тюлюпо Б. М., 1979].

Палеозойские породы, вмещающие оруденение, перекрыты чехлом мезозойско-кайнозойских отложений мощностью до 90 м, кроме того, участок имеет очень сложное геологическое строение. Все это значительно усложняет работу по оценке рудопроявлений.

На участке рудопроявлений по редкой сети буровых скважин и геофизическим исследованиям установлено следующее геологическое строение фундамента. Участок расположен в области северного продолжения структур Кузнецкого Алатау. Южнее с. Турунтаево установлены поля интенсивно метаморфизованных пород докембрия (мраморы, амфиболиты, кристаллические сланцы). Восточнее его прослеживается полоса (шириной 1—4 км) кембрийских вулканогенно-осадочных образований. На северо-востоке участка находится поле нижнекембрийских габбро и серпентинизированных перидотитов. Породы Салаирского структурного этажа по периферии окаймляются значительно менее дислоцированными отложениями девона, представленными известняками, аргиллитами, базальтовыми порфиритами и туфами. На небольших участках отмечаются отложения красногорской свиты, сложенной красноцветными конгломератами, песчаниками;

алевролитами. Наличие в районе гипербазитов является одним из доказательств существования здесь разломов глубинного заложения. Скважинами подсечены многочисленные зоны тектонических брекчий и милонитов, иногда значительной мощности и протяженности.

Кембрийская вулканогенно-осадочная толща также несет следы интенсивной тектонической деятельности. Основу ее составляют измененные андезиты и андезито-базальты, менее распространены филлитизированные сланцы, песчаники и другие породы, первичный облик которых часто не устанавливается или трудно определяем. Согласно с простираем пород толщи располагаются тела микродиоритов линейной формы длиной до 3 км и мощностью до нескольких десятков метров.

Пликативные структуры при горстовой тектонике в настоящее время не выявлены. Можно предполагать крутое, почти вертикальное, падение пород в пределах рудоносной зоны. При этом не исключено, что западное падение на небольшом расстоянии по вертикали сменяется восточным.

Изменение вмещающих пород наиболее интенсивно проявилось в западной части кембрийской толщи, близ границы с габброидами и докембрийскими метаморфическими породами (рис. 1). Прежде всего эффузивы были разбиты многочисленными трещинами разных направлений, брекчированы и местами милонитизированы. Необходимо подчеркнуть, что дробление осуществлялось неоднократно до оруденения и после отложения руд. Наиболее молодыми оказываются милонитизация и рассланцевание, охватывающие узкие локальные участки. Меньше всех раздроблены микродиориты, сохраняющие массивный облик, иногда они пересекаются жилками карбонатов.

Гидротермальное изменение выражается в окварцевании, серицитизации, доломитизации, анкеритизации, гематитизации и отчасти в хлоритизации. Очень редко встречается барит, флюорит, турмалин, каолинит. Интенсивность изменения возрастает с востока на запад, но участки полностью измененных пород имеются и в восточной части зоны. По керну скважин отмечено чередование во всех направлениях и на глубину кварцево-доломитовых, кварцево-серицитовых, доломит-анкеритовых и другого состава пород с окварцованными, хлоритизированными и серицитизированными эффузивами и их туфами. На южном фланге отмечается более интенсивное проявление окварцевания и серицитизации, местами гематитизации и пиритизации. На севере участка наиболее развиты карбонатизация, местами турмалинизация и окварцевание.

Измененные породы, вмещающие оруденение (рис. 1 — рудные поля сфалеритовой минерализации), светло-серые, местами почти белые, брекчированы, пронизаны сетью жилок разного состава и направлений. Отчетливо выделяется несколько этапов изменения вмещающих пород, отделенных друг от друга перерывами, во время которых образовавшиеся парагенезисы испытывали дробление и раскалывались трещинами. В первый этап происходила гематитизация эффузивов. При изменении режима серы и кислорода, после длительного перерыва, осуществляется региональное окварцевание, приводящее в отдельных участках к образованию микродиоритов. Кварц пропитывает всю породу, но содержание его в отдельных участках оказывается неодинаковым. Кварц в этих породах тонко-мелкозернистый, структура микрокварцитов гетеробластовая, что свидетельствует о замещении раздробленных в различной степени пород. В большей части окварцованных пород первичные текстуры и структуры не сохраняются. Не проявляются даже просвечивающие текстуры. Одновременно с окварцева-

нием породы подвергались и серицитизации. Все это приводило к осветлению основных эффузивов и выносу железа, которое, возможно, в виде сидерита отлагалось в карбонатных породах.

В следующий этап, после интенсивного дробления окварцованных и местами серицитизированных пород, происходила доломитизация, возможно неоднократная, так как доломит наблюдается в виде рассеянных мелких зерен в цементе брекчий и в жилках различной мощ-



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15

Рис. 1. Схема геологического строения Турунтаевской зоны полиметаллического оруднения:

1 — средний — верхний девон (известняки, аргиллиты); 2 — нижний — средний девон (базальтовые порфиры, туфы); 3 — нижний девон, красногорская свита (красноцветные конгломераты, песчаники, алевролиты); 4 — нижний кембрий (порфиры, туфы, филлиты); 5 — верхний рифей (амфиболиты, мраморы); 6 — микродиориты; 7 — габбро; 8 — серпентиниты; 9 — метасоматоз: окварцевание, альбитизация, карбонатизация, серицитизация; 10 — рудные поля сфалеритовой минерализации; 11 — рудопоявления цинка; 12 — рудопоявление меди; 13 — рудопоявление серебра; 14 — геологические границы; 15 — тектонические контакты

ности, ориентированных без определенной закономерности. В одних случаях доломит тесно парагенетически связан с кварцем, в других — с кальцитом, иногда — с анкеритом. Вместе с доломитом отмечается сфалерит.

В более поздние этапы, после отложения сфалерита, происходит интенсивная анкеритизация измененных и оруденелых пород. Анкерит присутствует в цементе брекчий и в жилках, секущих руды. При этом

отмечается, что наиболее интенсивно анкеритизация проявилась в оруденелых участках, где анкерит нередко «съедает» сфалерит и от последнего остаются только агрегаты мелких разобщенных зерен.

Одним из последних выделяется кальцит и самый поздний — воднопрозрачный кварц, иногда с хорошо видимыми гранями ромбоэдра и призмы. Не совсем ясно время образования турмалина (шерла), а также хлорита, хотя можно утверждать наличие нескольких генераций последнего.

Оруденение представлено гнездами, жилками и вкрапленностью сфалерита. Встречаются участки, где сфалерит служит цементом раздробленных кварц-доломитовых пород. Распределение сфалерита крайне неравномерное и участки с богатыми брекчиевидными рудами сменяются участками с изолированными гнездами сфалерита или маломощными жилками, ориентированными под разными углами к оси керна, нередко идущих вдоль керна. Длина оруденелых горизонтов по скважинам колеблется в пределах от нескольких десятков сантиметров до десятков метров. В некоторых скважинах оруденение установлено близко к поверхности палеозоя, а иногда оно находится на значительных глубинах. Ближе к поверхности выявляются слабо измененные или почти неизменные породы (порфириты, микродиориты, филлитовые сланцы). Вкрапленность сфалерита встречается не на всем протяжении зоны, а только в отдельных ее участках (рудных полях). Высокие содержания цинка выявлены в нескольких рудных телах, которые по простиранию не прослежены.

Почти все зерна сфалерита в той или иной степени содержат тонкую вкрапленность халькопирита. Густота вкрапленности весьма неравномерная. Светлоокрашенные сфалериты не содержат халькопирита. В тесной ассоциации со сфалеритом находится серебросодержащий тетраэдрит в виде мельчайших зерен, распределенных неравномерно, обычно внутри агрегатов сфалерита и реже по их краям. В северной части зоны в одной скважине совместно со сфалеритом встречено гнездо галенита.

По падению в выявленных рудных телах изменение характера минерализации не установлено.

Халькопирит распространен значительно шире сфалерита и встречается в пределах всей зоны. Крупных скоплений халькопирита не обнаружено. Обычно он наблюдается вместе с пиритом, но несколько обособленно от последнего или по краям агрегатов. На южном фланге в керне одной скважины совместно с халькопиритом отмечаются зерна борнита.

Хорошо выявляется три генерации пирита. Наиболее распространен пирит первой генерации, наблюдающийся в виде неправильной формы гнезд и реже жилок в кварц-серицитовых породах и в окварцованных эффузивах и туфах.

Этот пирит сильно раздроблен, местами милонитизирован, мелко-среднезернистый. Он замещается тонкозернистым пиритом второй генерации, иногда сфалеритом, карбонатами, халькопиритом. Пирит третьей генерации образует линзочки, жилки, вкрапления в кварц-карбонатных породах. Наблюдаются мелкие друзы кристаллов пирита кубической и пентагондодекаэдрической формы, который вместе с кальцитом рассекает сфалерит и другие ранее выделившиеся минералы. Общее количество пирита невелико. В рудных телах его значительно меньше сфалерита. Но в целом по зоне эти минералы содержатся примерно в равных количествах.

В заключение необходимо отметить, что в Советском Союзе не известны месторождения с подобной ассоциацией минералов. По ха-

рактору вмещающей толщи описываемое рудопоявление можно отдаленно сравнивать с некоторыми медно-цинковыми месторождениями Мугоджар, приуроченными к долеритам и базальтам. Однако в отличие от известных, разнообразных по условиям образования, минералогическому и химическому составу колчеданно-полиметаллических месторождений руды рассматриваемой Турунтаевской зоны, в сущности, мономинеральны и лишь содержат медь в небольшом количестве. В них мало пирита, редок галенит. Выявление зоны измененных пород, не характерных для Кузнецкого Алатау, расширяет наши представления о металлогении этого региона.

Имеющиеся материалы не позволяют достоверно определить источники растворов, вызвавших интенсивное изменение пород, и связь оруденения с какими-либо магматическими процессами. Однако значительные объемы измененных пород, слагающих блок в несколько десятков квадратных километров, дают основание предполагать о наличии в описанном районе месторождений цинка и, возможно, меди. Поэтому в ближайшее время в пределах выявленной зоны гидротермально измененных пород проектируется проведение специализированных поисковых работ с бурением скважин.

ЛИТЕРАТУРА

Врублевский В. А., Григорьев Н. В., Рубцов А. Ф., Тюлюпо Б. М. Нижнепалеозойские интрузивные комплексы и рудная минерализация юго-восточной части Томской области. — Матер. по минерал., петрограф. и полезн. ископ. Зап. Сибири и Красноярского края. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1967.

Врублевский В. А., Григорьев Н. В., Рубцов А. Ф., Тюлюпо Б. М. Интрузивный магматизм северного продолжения Кузнецкого Алатау. — В сб.: Новые данные по магматизму и рудоносности Алтае-Саянской области. Новосибирск, 1968.

Колпаков В. Я., Нагорский М. П., Рубцов А. Ф., Скогорев А. И., Эрве Ю. Ю. К вопросу о геологическом строении юга Томской области. — В сб.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Зап. Сибири. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1971, вып. 9.

Рубцов А. Ф., Врублевский В. А., Тюлюпо Б. М. Турунтаевская зона полиметаллической минерализации. — В сб.: Рудные формации и месторождения Сибири. Томск. Изд-во Томск. ун-та, 1979.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ КОЛЛЕКТОРОВ СРЕДНЕГО КЕЛЛОВЕЯ-ОКСФОРДА ЗАПАДНОГО СКЛОНА ПУДИНСКОГО МЕГАВАЛА

Г. М. ВОЛОЩУК, В. М. ТИЩЕНКО

Отложения среднего келловей-оксфорда в различных частях юго-востока Западно-Сибирской плиты формировались в различных условиях. В районах, где существовали прибрежно-морские условия, они выделяются в васюганскую свиту, а отложения, сформированные в континентальных условиях,— в наунакскую. Образования, с которыми связаны газоконденсатные залежи западного борта Пудинского мегавала, формировались в условиях переходной зоны от прибрежно-морских условий осадконакопления до континентальных.

Отложения васюганской свиты представлены в основном низкоомными аргиллитами нижневасюганской подсвиты, залегающими в подошве среднего келловей-оксфордского комплекса пород. Они имеют незначительное распространение на юго-западном крыле Останинского локального поднятия, мощность их 6—11 м. В северном направлении эти отложения постепенно опесчаниваются, и на северном крыле они представлены чередованием песчаников и алевролитов. Отдельные пропластки песчаников и алевролитов содержат глауконит и отпечатки фауны.

Наибольшее распространение по разрезу и по площади имеют породы наунакской свиты, весь облик которых — состав, текстура, наличие пластов угля, обилие растительных остатков — свидетельствует о формировании их в континентальных условиях.

Мощность отложений наунакской свиты на Останинской и Северо-останинской площадях изменяется в пределах от 70 до 94 м. Максимальные мощности (85—94 м) приурочены к крыльевым, погруженным зонам структур. Сводовые части характеризуются значениями мощности 75—80 м.

Продуктивный горизонт Ю₁, за верхнюю границу которого принимается кровля отложений среднего келловей-оксфорда, а нижняя проводится по кровле низкоомных аргиллитов нижневасюганской подсвиты, представлен переслаиванием песчаников, аргиллитов и алевролитов. Общая мощность горизонта 68—87 м, при этом наблюдается увеличение мощности в широтном направлении с запада на восток. В разрезе горизонта Ю₁ выделяются четыре алевролито-песчаные пачки, граница между которыми проводится по маломощным (1—2 м) хорошо выдержанным по площади высокоомным пропласткам уплотненных аргиллитов, часто переходящих в углистые аргиллиты или угли. Мощность пачек по площади в основном выдержана. Незначи-

тельное увеличение мощностей до 3—5 м наблюдается в восточном направлении. В связи с фациальной изменчивостью песчаники в пачках имеют линзовидное строение, и корреляция их по площади затруднена.

Песчаники первой и второй пачек, выделенные в пласт Ю¹⁺² от мелко- до крупнозернистых, слоистые и массивные, местами глинистые и известковистые. Состав цемента глинистый и карбонатно-глинистый, содержание его изменяется от 5 до 27%. Диапазон изменения коэффициента сортировки песчаного материала колеблется от 0,5 до 2,4. Эффективная мощность пласта на Останинской площади изменяется в широких пределах от 0,8 до 14 м. Зоны наибольших мощно-

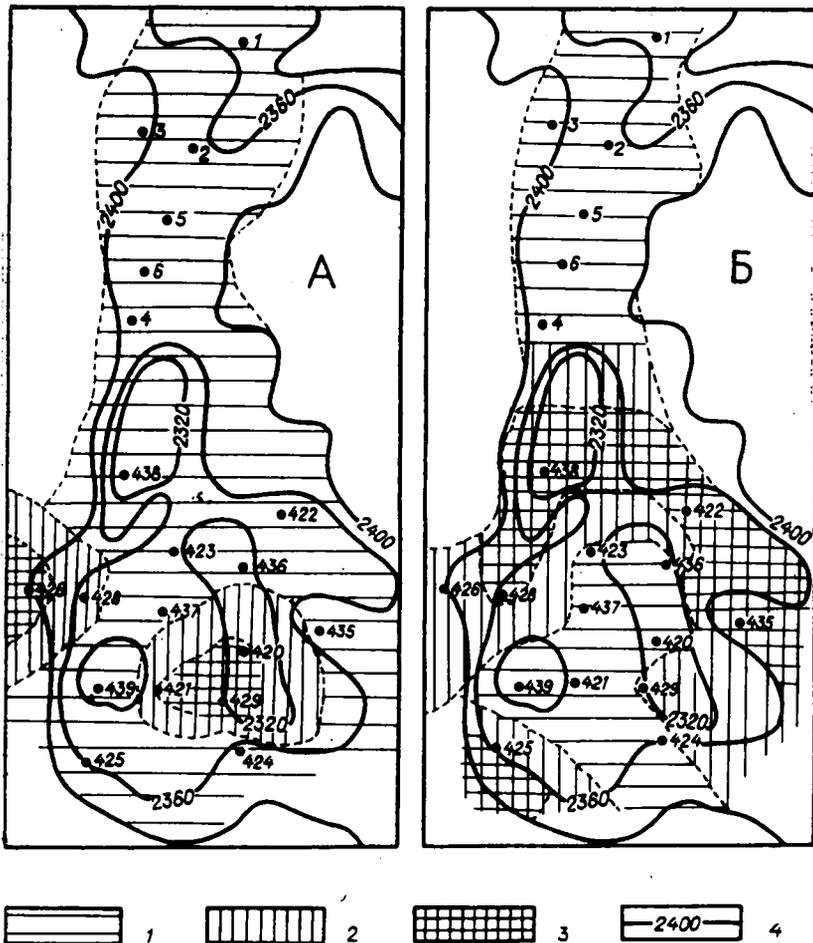


Рис. 1. Схема изменения эффективных мощностей песчаников среднего келовея-оксфорда западной части Пудинского мегавала: А—пласт Ю¹⁺²; Б—пласт Ю³⁺⁴.

1—эффективная мощность < 5 м; 2—эффективная мощность 5—10 м; 3—эффективная мощность > 10 м; 4—изогипсы отражающего горизонта II-а (баженовская свита)

стей получили сублинейный характер распространения с юго-востока на северо-запад (рис. 1, А). На остальной территории песчаники частично или полностью замещаются алевролитами или аргиллитами.

Литологическая неоднородность обусловила широкий диапазон изменения коллекторских свойств песчаников. Величина открытой по-

ристости изменяется от 11 до 21%, проницаемость — от практически непроницаемых пород до 50 мД. На неоднородное строение коллекторов указывает и характер распределения открытой пористости и проницаемости. Кривая распределения открытой пористости имеет два максимума со значениями 15,5 и 17,5%, а на кривой распределения проницаемости наблюдается 6 максимумов. Средние значения открытой пористости и проницаемости, рассчитанные с помощью вариационных рядов, соответственно составляют $16,2 \pm 1,5\%$ и $14,0 \pm 4,3$ мД.

Характер изменения емкостных свойств песчаников по площади приведен на рис. 2. Зона высоких значений пористости соответствует

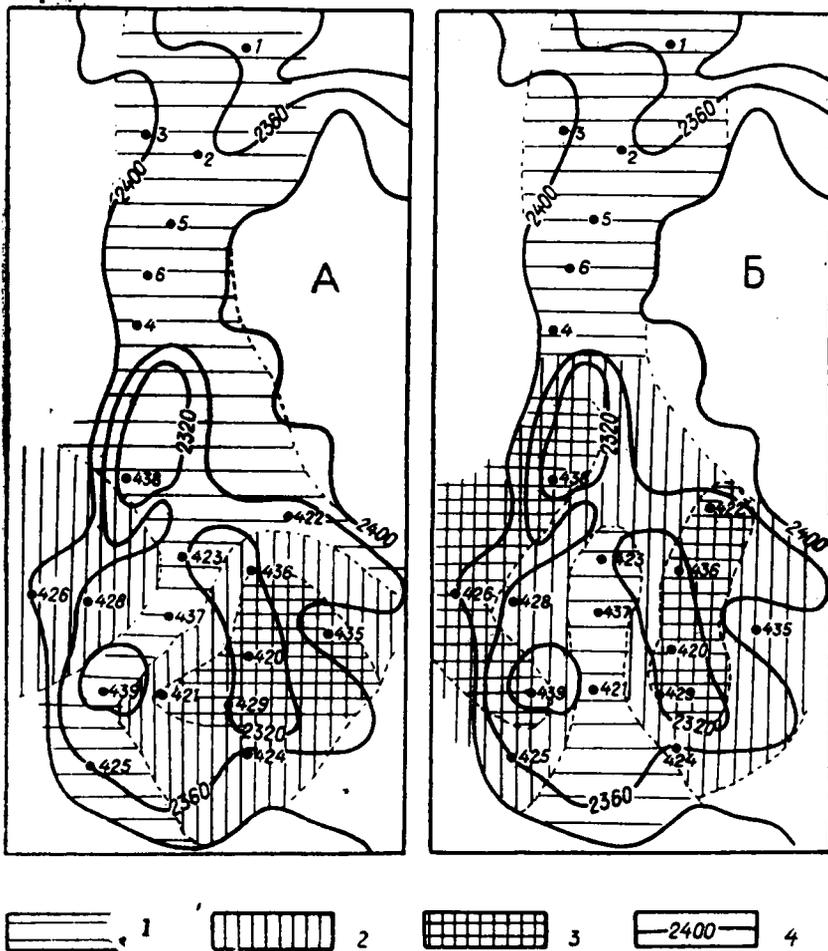


Рис. 2. Схема изменения открытой пористости песчаников горизонтов Ю, западной части Пудинского мегавала: А — пласт Ю_{1+2} ; Б — пласт Ю_{3+4} .

1 — открытая пористость < 12%; 2 — открытая пористость 12—15%; 3 — открытая пористость > 15%; 4 — изогипсы по отражающему горизонту II-а (баженовская свита)

участкам с наибольшей эффективной мощностью коллекторов. Такая же взаимосвязь существует между эффективной мощностью коллекторов и их проницаемостью. На участках с эффективной мощностью ниже 5 м преобладают глинистые песчаники и песчаные алевролиты с низкой емкостной характеристикой и проницаемостью от 0 до 5 мД.

Средние значения пористости и проницаемости, рассчитанные как средневзвешенные значения по мощности, соответственно составляют 16,3% и 13,1 мД.

Песчаники третьей и четвертой пачки, объединенные в пласт Ю³⁺⁴₁ кварц-полевошпатового состава, в большинстве мелкозернистые, с алевропсаммитовой структурой, горизонтально-слоистые за счет алевритового материала. Количество алевритового материала в песчаниках иногда достигает 25%. Содержание цемента незначительно — до 8%. Цемент по составу в основном каолиновый, тип цементации пленочно-поровый, иногда соприкосновения.

Так же, как и вышележащие пласты, песчаники Ю³⁺⁴₁ характеризуются резкой литологической изменчивостью как по площади, так и по разрезу. Наибольшей изменчивостью характеризуются песчаники третьей пачки, в которой количество линз и пропластков достигает 7. Эффективная мощность песчаников пласта Ю³⁺⁴₁ изменяется в пределах от 0 до 16,8 м.

В изменении эффективных мощностей песчаников Ю³⁺⁴₁ Останинского куполовидного поднятия наблюдается определенная зональность (рис. 1). В своде и частично на южном крыле песчаники получили слабое распространение, эффективная мощность их не превышает 5 м. По мере удаления от свода к крыльям эффективная мощность песчаников увеличивается и достигает 14—16 м. Характер изменения емкостных и фильтрационных свойств по площади в общих чертах согласуется с изменением их эффективных мощностей. Коллекторы сводовой части структуры имеют низкие значения пористости и проницаемости (пористость 11—13%, проницаемость 0—2 мД). В зонах с повышенными эффективными мощностями распространены в основном коллекторы с открытой пористостью 14—16% и проницаемостью 5—13 мД. В отдельных случаях встречаются линзы песчаников с пористостью 17—17,5% и проницаемостью до 20—25 мД, но эффективная мощность их не превышает 1 м.

Наблюдаются некоторые участки (скважина № 425), где коллекторские свойства песчаников, несмотря на высокую суммарную эффективную мощность, низкие. Это объясняется повышенным содержанием в песчаниках алевролитовой фракции (до 25%).

Кривые распределения величин открытой пористости и проницаемости осложнены несколькими значениями максимумов, что указывает на неоднородное строение коллекторов. Средние значения открытой пористости и проницаемости, рассчитанные с помощью вариационных рядов, соответственно составляют 15,1±1,4% и 2,8±2,3 мД. Средневзвешенные по мощности значения открытой пористости и проницаемости составляют соответственно 14,9% и 2,5 мД.

Североостанинская площадь характеризуется низкими значениями эффективной мощности песчаников как пласта Ю¹⁺²₁, так и пласта Ю³⁺⁴₁ — от 0 до 4—5 м (рис. 1), и в связи с сильной глинизацией емкостные и фильтрационные свойства их низкие. В абсолютном большинстве они являются промышленным коллектором, открытая пористость менее 12% и проницаемость менее 1 мД, и только в редких случаях отдельные линзы песчаников с мощностью до 1 м имеют открытую пористость 13—13,5% и проницаемость 1—3 мД.

Имеющийся материал, характеризующий продуктивные коллекторы западного склона Пудинского мегавала, позволяет сделать следующие выводы.

Континентальные и прибрежно-морские условия осадконакопления, существовавшие в среднем келловее-оксфорде на западном склоне

Пудинского мегавала, обусловили сложное строение горизонта Ю₁. Несмотря на это, в распространении песчаных коллекторов каждого из пластов Ю₁¹⁺² и Ю₁³⁺⁴ по площади отмечаются некоторые закономерности. В большинстве случаев к зонам повышенных эффективных мощностей приурочены коллекторы с повышенной пористостью и проницаемостью. По площади наблюдается несоответствие в характере распространения коллекторов в пластах Ю₁¹⁺² и Ю₁³⁺⁴. Характеристика емкостных и фильтрационных свойств песчаников в отдельных частях разреза горизонта Ю₁ различна, пласт Ю₁¹⁺² имеет улучшенные коллекторские свойства по сравнению с нижележащим пластом Ю₁³⁺⁴.

ЗАЕЛЬЦОВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ РАДОНОВЫХ ВОД

Е. К. ВЕРИГО, В. К. ГУСЕВ, В. В. БЫКОВА

В пределах геологических структур Колывань-Томской складчатой зоны проявления радоновых вод установлены в следующих обособленных участках: г. Томск, среднее течение р. Аллак, район г. Новосибирска и пос. Колывань.

Указанные участки обследованы рядом исследователей и результаты их изложены в ранее опубликованных статьях [Орлова М. П., 1925; Рогов Г. М., Овчинников А. М., Соломко Л. А., 1964; Смоленцев Ю. К., Нелюбин В. В., 1968; Афанасьев Г. Ф., Адаменко О. М., Топорков Н. П., 1970; Удодов П. А., Паршин П. Н., Левашов Е. Н. и др., 1975; Быкова В. В., Паршин П. Н., 1972; Вериго Е. К., Карпицкий И. П., Самсонов Г. Л., 1975; Гусев В. К., Вериго Е. К., 1975].

Новосибирское геологическое управление в течение 1973—1976 гг. в Новосибирском Приобье провело исследования радоновых вод, в результате которых были выявлены три месторождения (Североколыванское, Южноколыванское и Заельцовское), приуроченные к гранитным массивам Колывань-Томской зоны. Месторождения были вскрыты и опробованы более 100 колонковыми скважинами, установившими четкую тенденцию увеличения водообильности в приконтактовых частях массива.

Повышенная трещиноватость гранитов в приконтактовой зоне массива, вероятно, связана с постмагматическими процессами и в последующем была подновлена неотектоническими движениями. При этом увеличение раздробленности пород, отложение вторичных радиоактивных минералов на восстановленном гидрохимическом рубеже в основном в виде пленок по стенкам трещин значительно увеличивают эманирующую способность гранитов [Сердюкова А. С., Капитанов Ю. Т., 1975], создают возможность активного соприкосновения подземных вод с радиоактивной минерализацией. Все это вместе взятое определяет избирательную приуроченность радоновых вод к приконтактовым и тектоническим зонам Колыванского и Новосибирского гранитных массивов.

Из указанных месторождений радоновых вод Заельцовское промышленно эксплуатируется. Заельцовское месторождение расположено близ г. Новосибирска, в окрестностях санатория «Заельцовский бор», в виде полосы шириной 1 км, вытянутой вдоль правого берега р. Оби на 4 км. Месторождение генетически связано с северо-западной эндоконтактовой частью Новосибирского гранитного массива, залегающего

среди песчано-алевритово-сланцевых отложений верхнедевонского-нижнекарбонového возраста, ороговикованных на контакте с гранитами.

Граниты под осадками трех надпойменных и пойменных террас р. Оби на глубинах 18—40 м имеют розовато-серый цвет, крупнозернистые порфирированные, в контакте часто гнейсовидные, с четкой ориентацией зерен темноцветных минералов и интенсивно катаклазированные. Катаклиз проявился по субмеридиональным зонам, по которым впоследствии развились процессы карбонатизации. Мощность зон до 10 м. Направление падения не установлено, угол около 75°. В южной части месторождения по широтным зонам (по аналогии с участком карьера «Мочище») предполагается развитие березитизации.

Контакт гранитов с вмещающими породами выражен резким изменением градиента интенсивности магнитного поля. Падение контакта обратное в юго-восточном направлении под углом 55—75°.

Подземные воды распространены в аллювиальных отложениях и в трещиноватых зонах гранитов и роговиков (Н. М. Елманова, В. В. Иванов).

Скважины, эксплуатирующие воды аллювиальных отложений, характеризуются дебитами от 0,3 до 1,67 л/с при понижении уровня на 10—20 м. Воды пресные с минерализацией 0,26—0,38 г/л, гидрокарбонатные кальциево-магниевые, иногда с повышенной (до 3,0 нКи/л) концентрацией радона [Каталог... 1969].

Водоносность гранитов и роговиков в основном связана с экзогенной трещиноватостью. Скважины характеризуются дебитами в пределах 0,03—1,25 л/с при понижениях уровня на 8—51 м (удельные дебиты 0,0007—0,05 л/с). Наибольшая водообильность приурочена к зонам тектонической трещиноватости в эндоконтактной части массива, где дебиты скважин увеличиваются до 1,67—5,0 л/с при понижении уровня на 4—29 м (удельные дебиты 0,2—0,8 л/с). Трещинно-жилльные воды гранитов соединяются с водами аллювиальных отложений, образуя единый безнапорный водоносный комплекс. Статические уровни устанавливаются на глубинах 6—30 м. Питание подземных вод атмосферное, основной дренаж является р. Обь. На отдельных участках трещинно-жилльные воды гранитов разгружаются в водоносный горизонт аллювиальных отложений, создавая повышенную концентрацию радона в воде.

Воды в гранитах пресные с минерализацией до 0,5 л/г, гидрокарбонатные, кальциево-магниевые, содержат радиоактивный газ радон, являющийся ценным биологически активным компонентом, в концентрациях от 1,1 до 34 нКи/л. Преобладают концентрации 12—23 нКи/л.

По величине концентрации радона в воде и по водообильности в пределах Заельцовского месторождения поисковыми работами выделено шесть перспективных участков, характеристика которых указана в табл. 1.

Радоновые воды на перечисленных участках, кроме санатория «Заельцовский бор», эксплуатируются также для хозяйственно-питьевого водоснабжения.

Детальная разведка радоновых вод для лечебных целей проведена только на участке санатория «Заельцовский бор» в 1,1 км от водолечебницы санатория по скважинам № 3 п и 16 р.

Радоновые воды приурочены здесь к тектоническим трещинам, вскрытым на глубинах 85—104 м в зоне непосредственного контакта гранитов и роговиков. Воды слабоминерализованные (0,2—0,5 г/л) гидрокарбонатные, кальциево-магниевые, кислородно-азотные (соот-

Таблица 1

| Скважина | Местоположение перспективного участка Заельцовского м-ния | Дебит скв. л/с м ³ /сут | Понижение уровня, м | Удельный дебит, л/с | Глубина до статическ. уровня | Концентрация радона, нКи/л |
|----------|---|------------------------------------|---------------------|---------------------|------------------------------|----------------------------|
| 10э | Пионерский лагерь «Зеленая республика» | $\frac{10}{864}$ | 3,54 | 2,5 | 33,4 | 10 |
| 3п | Санаторий «Заельцовский бор» | $\frac{0,47}{40,6}$ | 11,6 | 0,04 | 28,7 | 10,8— 18,6 |
| 3э | Спортбаза общества «Динамо» | $\frac{2,5}{216}$ | 29,4 | 0,09 | 20,9 | 18,6 |
| 31э | Пионерский лагерь «Зеленый бор» | $\frac{0,30}{31,1}$ | 1,75 | 0,21 | 18,7 | 15,7 |
| 1э | Дом отдыха | $\frac{5,0}{432}$ | 6,0 | 0,83 | 20,0 | 20,0 |
| 2э | Ельцовка | $\frac{3,3}{285,1}$ | — | — | — | — |
| 30э | Пионерский лагерь имени Гайдара | $\frac{1,67}{144,3}$ | — | — | — | 7,5 |
| 33э | | $\frac{2,35}{203,0}$ | 4,61 | 0,51 | 11,5 | 14,0 |

ветственно 21—78%), нейтральные или слабощелочные, холодные (6,4—7,7°С). Общая характеристика их выражена формулой

$$M \ 0,2 - 0,5 \frac{HCO_3}{Ca-Mg} \ 6,4 - 7,7^\circ C$$

Содержание отдельных компонентов приведено в табл. 2.

Таблица 2

| Наименование | Норма ГОСТа 18963-73 | Содержание в воде |
|--------------|----------------------|---|
| Радон | 14 ед. Махе | 62,2—7,1 ед. Махе (22,2—26,1 нКи/л) |
| Уран | $5,10^{-4}$ г/л | $3,2 \cdot 10^{-6}$ — $1,9 \cdot 10^{-5}$ |
| Радий | $5,10^{-10}$ г/л | $1,2 \cdot 10^{-12}$ — $4,37 \cdot 10^{-1}$ |
| Железо | 20 мг/л | 0,8—2,4 мг/л |
| Нитраты | 50,0 мг/л | Нет |
| Фентор | 5—8 мг/л | 0,5—0,7 мг/л |
| Аммоний | 2,0 мг/л | 0,05 мг/л |
| Фенол | 0,001 мг/л | 0,001—0,002 мг/л |

Воды бактериологически чистые, удовлетворяют требованиям ГОСТа 18963—73.

По химическому составу и концентрациям радона они являются аналогом липовских радиоактивных источников [Елманова Н. М., Иванов В. В., 1969, 1975].

Длительной опытно-эксплуатационной откачкой из скважины № 16 р (общая продолжительность 400 сут), проведенной с дебитами 1,89; 1,68; 0,97 л/с и охватившей разные сезоны года и периоды питания подземных вод, установлена стабильность концентрации радона в воде и изучена качественная характеристика вод месторождения.

По заключению Томского НИИ курортологии, радоновые воды санатория «Заельцовский бор» могут широко использоваться в медицинской практике для наружного применения (ванны, бассейны, ингаляции и орошения), для питьевого лечения. Они применяются при нарушении обмена веществ и функций эндокринных желез, болезнях органов движения, нервной системы, женских половых органов, при сердечно-сосудистых и кожных заболеваниях, при заболеваниях желудочно-кишечного тракта.

Использование радоновых вод санаторием «Заельцовский бор» началось в 1976 г. после перепрофилирования. Более 8 тыс. больных с заболеваниями органов кровообращения и нервной системы получили лечебные ванны и души с высокой эффективностью лечения (98,2%). Устойчивость результатов свыше 1 года прослеживается в 71,2% случаев (по данным Б. П. Пятницкого).

Сибирский филиал Академии медицинских наук, Томский НИИ курортологии, Новосибирский медицинский институт продолжают дальнейшее изучение вопросов по расширению показаний к применению радоновых вод в санатории «Заельцовский бор», в частности даны рекомендации по лечению кардиологических, гастроэнтерологических и кожных заболеваний.

Разведанные и утвержденные эксплуатационные запасы радоновых вод на участке санатория «Заельцовский бор» обеспечивают расширение санатория до 500 мест. Использование же близких по генезису и по качественной характеристике радоновых вод других участков месторождения создают реальную основу для организации на базе санатория «Заельцовский бор» крупной водолечебницы.

Перспективы дальнейшего расширения лечебной базы города на основе использования радоновых вод связаны с изучением других выявленных участков. Так, смешанные воды из четвертичных и палеозойских образований в Поселке лесной авиации имеют концентрацию радона от 9,1 до 11,0 нКи/л, а в карьере «Мочище» — от 13 до 52,5 нКи/л. В приконтактовых частях Новосибирского гранитного массива известны проявления радоновых вод высокой концентрации в карьере «Борок» — (70 нКи/л), бывших карьерах «Криводановский» (10 нКи/л), «Вертковский» (до 40 нКи/л), на территории областной больницы (до 66 нКи/л) и в др. пунктах города. Особый интерес представляет участок приконтактовой зоны массива между санаторием «Заельцовский бор» и карьером «Мочище», а также участок пионерского лагеря «Зеленая республика».

Широкое распространение радоновых вод в черте г. Новосибирска создает также реальную базу для возможностей использования их для лечебных целей в амбулаториях города.

ЛИТЕРАТУРА

Орлова М. П. Некоторые известковые и радиоактивные источники окрестностей г. Томска. — Известия Томского университета. Т. 76. Томск, 1925.

Овчинников А. М., Рогов Г. М., Соломко Л. А. Новая область развития угленосных минеральных вод в Кузнецком бассейне. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1964, № 11.

Смоленцев Ю. К., Нелюбин В. В. Минеральные радиоактивные воды Кольвань-Томской складчатой зоны и условия их формирования. — В сб.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Вып. 3. Томск, 1968.

Афанасьев Г. Ф., Адаменко О. М., Топорков Н. П. Каменская радоновая аномалия. Природа и природные ресурсы Алтая и Кузбасса. Материалы научной конференции. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1970.

Удодов П. А., Паршин П. Н., Левашов Е. Н. и др. Гидрохимические поиски в условиях полузакрытых геологических структур. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1975.

Быкова В. В., Паршин П. Н. Аллакские радоновые воды.— Вопросы теоретической и клинической медицины, 1972, т. IV.

Вериго Е. К., Карпицкий И. П., Самсонов Г. Л. Минеральные радоновые воды в окрестностях г. Новосибирска.— В сб.: Инженерно-географические проблемы при строительстве в Сибири. Ленинград, 1975.

Гусев В. К., Вериго Е. К. Гидрогеологические условия района Колыванского гранитного массива.— В сб.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Вып. 11. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1976.

Елманова Н. М., Иванов В. В. Основные типы радоновых вод в СССР, их распространение и генезис. Центральный институт курортологии и физиотерапии. М., 1975.

Каталог минеральных вод СССР (приложение к карте минеральных вод СССР масштаба 1 : 4000 000). Под редакцией В. В. Иванова. Центральный научно-исследовательский институт курортологии и физиотерапии. М., 1969.

Сердюкова А. С., Капитанов Ю. Т. Изотопы радона и продукты их распада в природе. М., 1975.

О СТРОЕНИИ ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ УСТЬ-ТЫМСКОЙ ДЕПРЕССИОННОЙ ЗОНЫ

В. М. ТИЩЕНКО, А. В. КРЫЛОВ

Поисково-разведочные работы на нефть и газ в Томской области в настоящее время в основном сосредоточены на изучении нефтегазоносности структурных ловушек в мезозойско-кайнозойском осадочном чехле и эрозионно-тектонических выступах поверхности палеозойских образований, на изучении геологического строения и нефтегазоносности глубоких горизонтов палеозоя и изучения нефтегазоносности неантиклинальных ловушек в отложениях чехла.

В общем объеме поисково-разведочных работ вопросы нефтегазоносности неантиклинальных ловушек в Томской области занимают незначительное место. Однако известно, что скопление нефти и газа в ловушках литолого-стратиграфического типа носит повсеместный характер.

Так, по мнению М. Хэлбути (1975), большая часть аккумулярованной в нефтегазоносном бассейне нефти и газа попала именно в ловушки неантиклинального типа. Он также считает, что «возникает естественный вопрос: одинаковы ли в нефтегазоносных бассейнах числа структурных и неантиклинальных ловушек? По-видимому, последних все-таки больше, поскольку они формировались в результате постоянно повторяющегося процесса развития определенных обстановок осадконакопления, который, как правило, предшествовал моменту возобновления тектонических движений либо протекал одновременно с ними».

Эти предположения, а также имеющиеся материалы о геологическом строении юрских отложений и выявление залежей нефти в ловушках, в формировании которых литологический фактор играл значительную роль, дают основание считать это направление поисково-разведочных работ высокоперспективным и в Томской области.

Наиболее интересными для поиска ловушек неантиклинального типа являются верхнеюрские отложения, с которыми связан основной продуктивный горизонт не только в пределах Томской области, но и на юго-востоке Западно-Сибирской плиты.

Результаты геологоразведочных работ последних лет показали сложное строение верхнеюрских отложений ряда районов центральной части Томской области — Усть-Тымской депрессионной зоны с прилегающими склонами структур первого порядка (Александровского и Парабельского мегавалов).

Указанный комплекс пород включает в себя отложения среднего келловея—оксфорда (наунакская свита), киммериджа (георгиевская свита) и волжского яруса (баженовская свита).

Литологически отложения наунакской свиты сложены переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов.

Песчаники по литолого-минералогическим и петрографическим исследованиям, выполненным под руководством З. Я. Сердюк (НТГУ), серые, светло-серые мелко- и среднезернистые волнисто- и горизонтально-слоистые. Слоистость обусловлена намывами слюды, растительного детрита, слоями аргиллитов и алевролитов. Обломочный материал полуугловатый, слабоокатанный, степень сортировки его чаще хорошая и средняя, реже — плохая. Содержание обломков в породе колеблется в пределах от 70 до 95%. Состав обломков в основном кварц-полевошпатовый, иногда встречаются сланцы, эффузивы среднего и основного составов. В составе акцессорных минералов определены циркон, турмалин, апатит, в составе аутигенных — кальцит, сидерит, титаносодержащие минералы и иногда пирит.

Генетические изменения значительны и выражены в основном в изменении слюд, интенсивной регенерации зерен кварца, реже полевых шпатов.

Тип цементации в песчаниках сложный. Отмечен цемент порового, пленочного, базального типа и соприкосновения. Состав цемента — гидрослюдисто-каолинитовый, участками кальцитовый, реже каолинит-гидрослюдистый. В небольшом количестве присутствует хлорит.

Алевролиты светло-серые, серые разномзернистые, в основном тонкослоистые. Слоистость горизонтальная, косая, волнистая, линзовидная за счет различий в гранулометрическом составе и намывов растительного детрита по плоскостям наслоения. Качественная характеристика породообразующих минералов, состав встреченных акцессорных и аутигенных минералов такие же, как и у песчаников.

Аргиллиты светло-серые, серые, темно-серые однородные и микролинзовидно-слоистые. Основная масса их сложена тонкокешуйчатым ориентированным агрегатом монтмориллонитизированной гидрослюды с примесью каолинита, иногда хлорита. Примесь обломочного материала составляет в среднем около 40%. Величина обломков в основном от 0,015 до 0,05 мм. Представлены они кварцем, полевыми шпатами, иногда слюдой, обломками пород.

На отложениях наунакской свиты трансгрессивно залегают темно-серые с буроватым оттенком плотные, крепкие слабослюдистые аргиллиты георгиевской свиты (киммеридж). Ранее нами отмечалось (Биджаков В. И. и др., 1978), что отложения георгиевской свиты не имеют широкого площадного распространения и выделяются только на Передовой и Мурасовской площадях мощностью 2—6 м. Возможно, что они распространены несколько шире, однако их незначительная мощность не позволяет выделять их по керну в процессе бурения и по промыслово-геофизическим данным.

Отложения волжского яруса (баженовская свита) представлены темно-коричневыми гидрослюдисто-сапропелитовыми аргиллитами. В небольшом количестве (3—5%) в аргиллитах содержится обломочный материал алевролитовой размерности преимущественно кварцевого состава. Мощность отложений баженовской свиты 10—15 м. В направлении на восток, по западному склону Пыль-Караминского мегавала отложения баженовской свиты теряют битуминозность и замещаются темно-серыми аргиллитами марьяновской свиты. В скважине № 1 Ноябрьской площади (восточное погружение Александровского

мегавала) мощность баженовской свиты сокращена до нескольких метров. Геофизическими методами эти отложения здесь не выделяются.

Результаты палинологических исследований, проведенных в ТО СНИИГГиМСа под руководством Л. Г. Марковой, показали, что мощность образований среднего келловей-оксфорда по площади значительно изменяется (рис. 1). Минимальные мощности этих отложений отмечаются на структурах Мурасовского наклонного вала (Никольской и Мурасовской), на Трассовом валу, на Линейной и Тунгольской

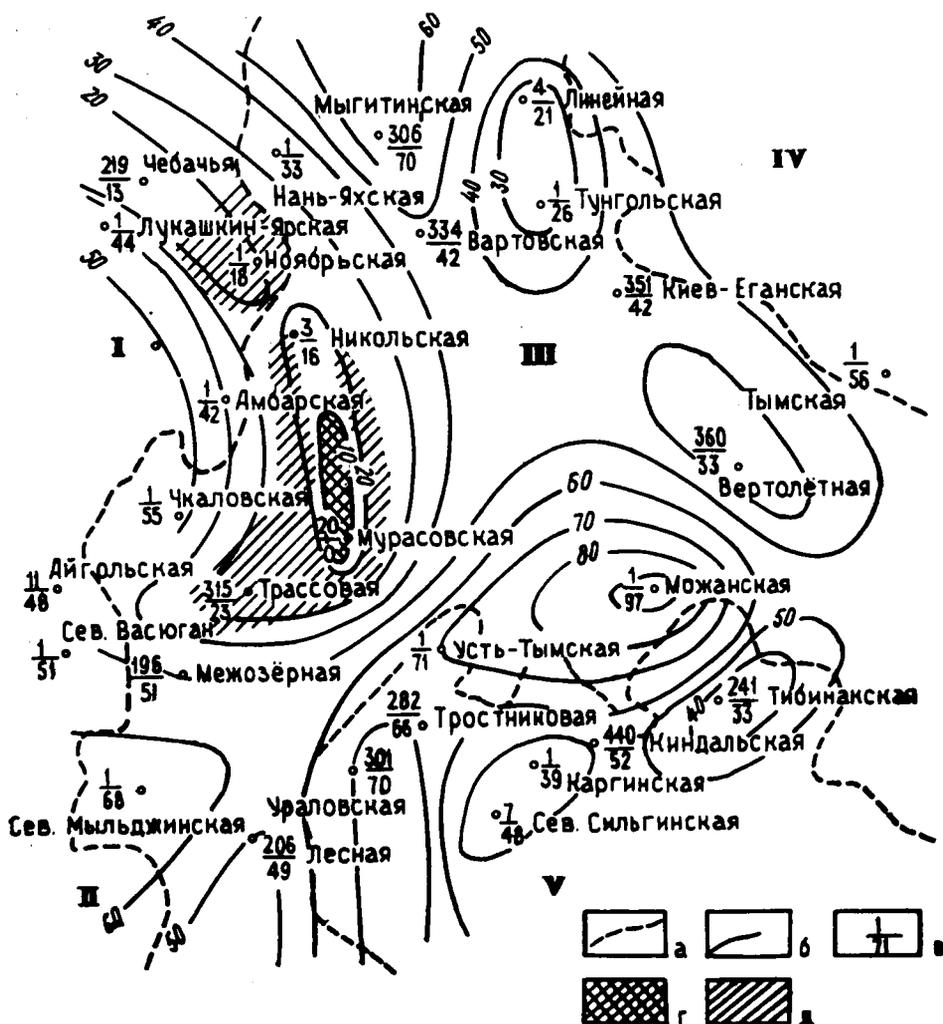


Рис. 1. Карта изопакит отложений среднего келловей-оксфорда (наунакская свита) Усть-Тымской депрессионной зоны: а — границы структур 1-го порядка; б — изопакиты наунакской свиты; в — в числителе — номер скважины, в знаменателе — мощность; г — зона отсутствия отложений наунакской свиты; д — возможные зоны формирования литологических ловушек.

I — Александровский мегавал; II — Среднеवासюганский мегавал; III — Усть-Тымская впадина; IV — Пыль-Караминский мегавал; V — Парабельский мегавал

ской структурах, причем на Мурасовской и, вероятно, Никольской структурах (в сводах структур) они отсутствуют. Максимальная мощность отложений среднего келловей-оксфорда, доказанная лабораторными исследованиями, составляет 97 м в скважине № 1 Можанской площади. Средняя мощность пород этого комплекса изменяется от 40 до 55 м.

В скважинах, где палинологические исследования не проводились, объемы осадков наунакской свиты определены по промыслово-геофизическим данным и в значительной степени условны.

Резкое изменение мощности отложений келловея-оксфорда (от 0 до 97 м) отмечалось нами и ранее [Биджаков В. И., Волков Б. М., Иванов И. А. и др. 1978], а также в других работах, и, вероятно, имеет место не только в пределах Усть-Тымской депрессионной зоны, но и на другой территории области и сопредельных районов, где развиты осадки наунакской свиты и распространялась волжская трансгрессия.

Это явление объясняется, очевидно, сложностью геоморфологического строения данной территории в предволжское время, что отразилось на различной глубине размыва отложений среднего келловея-оксфорда в период волжской трансгрессии.

Выявление зон резкого изменения мощности этого комплекса пород имеет практическое значение, поскольку с ними могут быть связаны литологические залежи нефти и газа.

Однако в настоящее время недостаточно ясно, насколько широко по площади такие зоны распространены. Можно предполагать, что они связаны только со структурами третьего порядка и в отдельных случаях — второго.

В настоящее время на основании имеющихся материалов в качестве перспективных районов для поисков литологических ловушек и связанных с ними залежей нефти и газа могут быть выделены следующие зоны: западный и восточный борта Мурасовского наклонного вала, северо-восточный и юго-западный борта Трассового вала и крыльевые части Ноябрьского локального поднятия. Предположение о перспективности западного борта Мурасовского наклонного вала было ранее высказано также Л. Г. Марковой. Для детализации указанных зон сокращенных мощностей отложений среднего келловея-оксфорда и для выделения новых необходимо увеличение объемов палинологических и микрофаунистических исследований в новых скважинах, а также проведение дополнительных исследований керна ранее пробуренных.

ЛИТЕРАТУРА

- Биджаков В. И., Волков Б. М., Иванов И. А. и др. Перспективы нефтегазоносности Усть-Тымской депрессионной зоны. — В сб.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1978, вып. 13.
- Хэлбути М. — В сб.: Стратиграфические и литологические залежи нефти и газа. Под ред. Р. Е. Кинга. М., Недра, 1975.
-

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ СРЕДНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КОНДОМСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО РАЙОНА

Е. С. ФЕДЯНИНА

Геологические исследования в бассейне р. Кондомы в районе рудника Таштагол проводились многими исследователями. Однако ввиду сложного геологического строения, высокой степени метаморфизации отложений с очень редкими, плохой сохранности органическими остатками долгое время не удавалось расчленить древнепалеозойские отложения.

Первая кондиционная геологическая съемка была проведена в 1932 г. Т. В. Пятницкой. Древний палеозой долины р. Кондомы от пос. Спасск до устья рч. Тельбес указанным автором расчленен на докембрийские и силурийские отложения.

К докембрийским отложениям была отнесена толща мраморов у пос. Спасска. Выше по р. Кондоме до рудника Таштагола установлены кембрийские отложения, представленные ярко-зелеными пироксеновыми порфиритами, туфами и туфобрекчиями авгитовых порфиров, в большинстве случаев превращенных в хлоритовые сланцы. От устья рч. Тельбес до устья рч. М. Каменушки и ниже выделена толща серовато-зеленых глинистых сланцев с примесью туфогенного материала. Известняки небольшими пластами переслаиваются с эффузивами, и часто известковый материал так перемешан с туфогенным, что теряются границы между осадочными и эффузивными породами. В известняках обнаружены органические остатки (трилобиты, брахиоподы, кораллы), на основании которых был установлен силурийский возраст указанной толщи. Последующие исследователи (А. С. Мухин и др.), делая ссылку на фаунистически охарактеризованные отложения, также относили эту толщу к силуру.

В 1954 г. А. Г. Пospelов совместно с автором статьи в долине р. Кондомы в районе рек М. Каменушка и Тельбес проводил биостратиграфические исследования с составлением разреза, поисками и сборами органических остатков и сбором фауны трилобитов (табл. I). В последующие (1956, 1961, 1977) годы совместно с палеонтологами ЗСГУ были проведены дополнительные сборы фауны, но, кроме трилобитов, никаких других органических остатков не обнаружено. Расчленение нижнепалеозойских отложений в Кондомском районе затруднено вследствие сильной метаморфизации пород, редкой фауны и слабой обнаженности. Фауна трилобитов найдена нами только в районе рек М. Каменушка и Тельбес.

Монографическое изучение трилобитов позволило автору отнести вышеуказанные отложения к нижней половине среднего кембрия

(мундыбашский горизонт), а не к силуру, как устанавливалось ранее предыдущими исследователями.

В нижележащих отложениях нерасчлененного кембрия остатков трилобитов не обнаружено, встречаются только археоциаты и микрофоссилии.

Из других местонахождений Кондомского железорудного района (бассейны рр. Кочура, Шалым-Мен, участок Шерегеша) коллекция трилобитов была передана автору геологами Шалымской экспедиции (Е. Р. Фроловым, В. П. Орловым и др.). Фауна из всех местонахождений отнесена нами к нижней половине мундыбашского горизонта, и таким образом установлен возраст рудовмещающих отложений.

В Кондомском железорудном районе отложения мундыбашской свиты амгинского яруса пользуются значительным распространением. Однако ввиду сильной метаморфизации пород фауна не везде удовлетворительной сохранности, иногда очень деформирована. Тщательное изучение и сравнение ее с фауной из стратотипического разреза мундыбашского горизонта (р. Амзас) и с фауной из других разрезов Алтае-Саянской области и Сибирской платформы позволяет установить следующую стратиграфическую последовательность (снизу вверх):

1.) Алевролиты с остатками трилобитов *Schistocephalus* sp., *Chondragraulos minussensis* Lerm. (вскрыты на участке Шерегеш).

2) Темно-бурые алевролиты с *Chondragraulos minussensis* Lerm., *Chondragraulos (Antagmopleura)* cf. *torulosa* N. Tchern., *Kootenia* sp., *Olenoides* sp. (в бассейне р. Шалым-Мен).

3) Светло-желтые метаморфизованные сланцы, охарактеризованные многочисленными остатками трилобитов: *Paradoxides* ex gr. *subolanicus* Polet., *Chondranomocare* sp., *Chondragraulos (A.)* cf. *torulosa* Fed., *Pagetia* sp., *Kootenia* sp., *Olenoides* sp. (По р. Кочуре, шурф 8607).

Более молодой комплекс трилобитов обнаружен по р. Кондоме у устьев рек М. Каменушка и Тельбес. По литологической характеристике и палеонтологическому составу отложения мундыбашского горизонта мощностью около 400 м в этом районе расчленяются на три пачки стратиграфически (снизу вверх):

1. Желтовато-бурые марганцевистые сланцы ниже устья рч. М. Каменушки (т. 792) содержат остатки трилобитов: *Chondranomocare stenuis* Fed., *Ch. irbinica* Rep., *Kounamkites varius* Fed., *Granularia grandis* Lerm., *Kootenia* sp. 100 м.

2. Серые с зеленоватым оттенком сланцы между устьями рек М. и Б. Каменушек (т. 222) с остатками трилобитов: *Chondranomocare grandis* Fed., *Ch. remota* Fed., *Solenopleura* sp., *Kootenia* sp., *Pagetia* sp., *Olenoides* sp. 180 м.

3. Сланцы темно-серые с зеленоватым оттенком, тонкоплиточные, выше устья рч. Тельбес (т. 819). Остатки трилобитов: *Pseudanomocarina* cf. *aojiformis* N. Tchern., *Peronopsis scutalis* (Salt.), *P. fallax* (Lnrz.), *Peronopsis* aff., *batenica* Bognibova, *Kootenia amgensis* N. Tchern., *Granularia grandis* Lerm., *Kounamkites planus* sp. nov., *Solenopleura recta* N. Tchern., *Pagetia* sp., *Olenoides* 120 м.

Комплекс трилобитов из 1-й и 2-й пачек соответствует фауне верхней половины стратотипического разреза мундыбашского горизонта р. Амзас.

Вышележащие отложения 3-й пачки по литологическому составу и палеонтологической характеристике отличаются от мундыбашского

в стратотипе. Комплекс фауны имеет более молодой возраст, в нем присутствуют элементы фауны, характерные для более молодого, чем мундыбашский, эльдахского горизонта Саяно-Алтайской области и зоны *Pseudanomocarina* верхов амгинского яруса Сибирской платформы. Среди них — *Peronopsis scutalis* (Salt.), *P. batenica* N. Tchern., *Pseudanomocarina* sp., *Kootenia amgensis* N. Tchern. Ранее в Горной Шории палеонтологически охарактеризованных отложений верхов амгинского яруса (зона *Pseudanomocarina*) не было известно.

Мундыбашский горизонт в изученном районе, надо полагать, более полный, чем в стратотипе по р. Амзас, где в основании горизонта имеется небольшой перерыв, представленный базальными конгломератами. Кроме того, в стратотипе отсутствуют палеонтологически охарактеризованные отложения верхов амгинского яруса; этому уровню в стратотипе соответствует мощная толща эффузивных образований.

Изученные остатки трилобитов в Кондомском районе позволяют достоверно обосновать среднекембрийский (а не силурийский) возраст отложений в районе рудника Таштагол, расчленив их, а также установить верхи амгинского яруса, не известные ранее в Горной Шории. Таким образом, установлен среднекембрийский возраст рудовмещающих отложений в железорудном районе.

Ниже приводится краткая характеристика некоторых форм трилобитов из отложений 3-й пачки.

Обнажение 819 расположено в Горной Шории по правому берегу р. Кондома в 300 м выше устья рч. Тельбес. В описании рубрика «Местонахождение» не приводится, так как все образцы собраны в одном местонахождении. Коллекция хранится в геологическом музее ЗСГУ под номером 8148.

Тип *Arthropoda*

Класс *Trilobita*

Отряд *Miomera* Jakel, 1909

Надсемейство *Agnostoidea* Mc'Coу, 1849

Семейство *Agnostidae* Mc'Coу, 1849

Род *Peronopsis* Hawle et Corda, 1847

Peronopsis scutalis (Salter in Hicks, 1872)

Табл. 1, фиг. 1, 2, 4, 6.

Peronopsis scutalis: Salter in Hicks, 1872, с. 175, табл. 5, фиг. 12, 13; Westergard, 1946, с. 41, фиг. 4—11; Чернышева, 1961, с. 51, табл. 1, фиг. 19—26; Егорова, Савицкий, 1969, с. 105, табл. 5, фиг. 16—22; Бognибова, 1971, с. 91, табл. 2, фиг. 9, 10, 12.

Материал. Имеется восемь пигидиев и пять цефалонов.

Описание. Цефалон субквадратный с округленным передним краем и почти прямыми боками. Глабель цилиндрическая, широкая, слабо и равномерно выпуклая. Передняя лопасть глабели очень короткая, задняя — длинная. Пигидий широкий. Рахис широкий, на сере-

дине занимает половину ширины боковых участков, у передней части слегка пережат. Спинные борозды глубокие, у передней половины слегка изогнуты внутрь, у заднего края борозды соединяются под острым углом. Задний край рахиса соответственно имеет треугольно-заостренную форму и доходит до крайней каймы. На передней половине рахиса имеется небольшой овально вытянутый бугорок. Задняя краевая кайма на середине широкая, к переднему краю слегка сужается.

З а м е ч а н и я. Описываемые экземпляры по форме пигидия и ширине рахиса сходны с экземплярами из зоны *Pseudanomocarina* Сибирской платформы. Однако по вогнутым спинным бороздам и заостренному заднему краю рахиса они отличаются и по этим признакам сходны со скандинавскими и с формами из Батеневского кряжа.

Peronopsis aff. *batenica* Bognibova, 1971

Табл. 1, фиг. 3, 5.

М а т е р и а л. Три пигидия неполной сохранности.

О п и с а н и е. Пигидий крупный с широким гладким рахисом, достигающим до краевой каймы. Наибольшая ширина рахиса находится посередине его длины. Спинные борозды резкие, в передней половине выгибаются внутрь. Задний край рахиса треугольно заострен. Бока пигидия узкие, к заднему краю сужаются и выклиниваются.

З а м е ч а н и я. Наши экземпляры отличаются от типового вида (р-н Батени) только меньшей выпуклостью рахиса.

Семейство *Dorypygidae* Kobayashi, 1933

Род *Kootenia* Walcott, 1889

Kootenia amgensis N. Tchernysheva, 1961

Табл. 1, фиг. 7, 10.

Kootenia amgensis: Чернышева, 1961, с. 135, табл. XIV, фиг. 8—19.

М а т е р и а л. Пять кранидиев неполной сохранности и семь пигидиев.

О п и с а н и е. Кранидий полуокруглого очертания. Глабель удлиненная, от основания постепенно расширяется к переднему краю, достигая наибольшей ширины около ямок спинных борозд у переднебоковых углов глабели. Передний край глабели полого округлен. Выпуклость глабели умеренная. Спинные борозды глубокие. Затылочная борозда мелкая, на середине слегка изогнута вперед. Затылочное кольцо выпуклое, лежащее выше задней части глабели, в середине расширяется со слабым изгибом вперед и несколько оттянуто вверх.

Пигидий полукруглого очертания. Рахис субцилиндрический, почти не сужается к заднему краю. На рахисе, не считая сочленового, имеется четыре равных по ширине кольца и позади небольшой полукруглый сегмент. Кольца снабжены срединными бугорками. Бока рахиса слабовыпуклые, опущенные к кайме и расчлененные на четыре пары ребер. Межплевральные борозды широкие, но не очень глубокие. Задняя краевая кайма слабовыпуклая, снабжена шестью парами маленьких шипов.

З а м е ч а н и я. Наши экземпляры по изогнутому вперед затылочному кольцу отличаются от экземпляра типового вида из зоны *Pseudanomocarina* амгинского яруса Сибирской платформы.

Olenoides sp.

Табл. 1, фиг. 8, 11.

Материал. Один кранидий неполной сохранности и восемь пигидиев.

Описание. Кранидий субквадратных очертаний, с круто изогнутым передним краем, умеренно и равномерно выпуклый. Глабель удлиненная в задней половине с параллельными боками. В передней половине глабель начинает сужаться и у самого переднего края резко сужается и упирается в круто изогнутую в центре переднюю краевую кайму. Боковые борозды глабели сохранились только в задней половине ее. Задние две пары борозд глубокие, длинные. Спинные борозды очень узкие, мелкие. Затылочная борозда мелкая. Затылочное кольцо одинаковой ширины на всем протяжении, плавно дугообразно оттянуто назад. Фронтальный лимб по бокам узкий, плоский. Передняя краевая борозда перед глабелью очень узкая, по бокам глубокая, широкая. Передняя краевая кайма очень узкая, выпуклая, нитеобразная.

Пигидий широкий. Рахис очень широкий у переднего края, где составляет $\frac{1}{3}$ от общей ширины пигидия. К заднему краю рахис конусообразно сужается и ширина его стновится вдвое меньше. Бока пигидия резко расчленены на четыре сегмента, концы их изогнуты назад. Плевральные и межплевральные борозды ясно выражены. Плевральные сегменты заканчиваются маленькими треугольными шипами.

Замечания. Описанные экземпляры имеют некоторое сходство с *Olenoides optimus* Lazarevko, но кранидий неполной сохранности, и мы пока оставляем их под безвидовым определением.

Семейство *Anomocaridae* Poulsen, 1927

Род *Pseudanomocare* N. Tchernysheva, 1956

Pseudanomocarina cf. *aojiformis* N. Tchernysheva, 1956

Табл. 1, фиг. 9.

Pseudanomocarina aojiformis: Чернышева, 1956, с. 169, табл. XXXI, фиг. 9, 10; 1961, с. 191, табл. XXIII, фиг. 10—15.

Материал. Два кранидия неполной сохранности.

Описание. Кранидий средних размеров, слабо и равномерно выпуклый, вытянут в длину. Передний край глабели круто и дугообразно изогнут. Глабель относительно крупная, длинная, приближенно четырехугольного очертания, очень слабо сужается у самого переднего края и слегка округляется. Борозды на глабели не сохранились. Спинные борозды узкие, мелкие. Затылочная борозда довольно четкая, прямая. Затылочное кольцо широкое, одинаковое на всем протяжении. Неподвижные щеки узкие. Глазные крышки дугообразно изогнуты, в середине как бы коленчато изогнуты, очень широкие и длинные, расположены посередине кранидия. Передние концы их близко подходят к переднему краю глабели. Фронтальный лимб перед глабелью отсутствует. Передняя краевая борозда ясно выражена. Передняя краевая кайма плоская и почти одинаковой ширины на всем протяжении.

Замечания. Имеющиеся в коллекции экземпляры неполной сохранности. По форме кранидия, глабели, а также по строению фронтального лимба данные формы сходны с типовым видом из зоны *Pseudanomocarina* верхов амгинского яруса Сибирской платформы.

Однако у описываемых экземпляров имеются различия: глазные крышки более длинные, затылочное кольцо одинаковой ширины на всем протяжении, у амгинских форм затылочное кольцо резко сужается по бокам, глазные крышки короче и неподвижные щеки уже.

Семейство *Granularidae* Poletaeva, 1951

Род *Granularia* Poletaeva, 1951

Granularia grandis Lermontova (N. Tchernysheva), 1961

Табл. 1, фиг. 15.

Granularia grandis. Чернышева, 1961, с. 223, табл. XXVII, фиг. 1—13.

Материал. Два кранидия неполной сохранности.

Описание. Кранидий плоский, крупных размеров. Глабель большая, наибольшая ширина ее расположена в середине длины глабели, отсюда она постепенно сужается к переднему краю и более резко сужается к заднему краю. Спинные борозды узкие. Боковые борозды глабели в количестве четырех пар четкие. Передние борозды короткие, расположены в более узкой передней лопасти глабели. Вторые борозды длиннее передних, направлены сначала вперед, затем изгибаются на концах назад и расположены в расширенной части глабели. Две пары задних борозд узкие, глубокие, поперечные. Поверхность кранидия мелко гранулирована.

Замечания. Хотя кранидий неполной сохранности, однако по форме глабели и расчленению можно установить видовую принадлежность.

Семейство *Phychopariidae* Matthew, 1888

Род *Kounamkites* Lermontova (N. Tchernysheva, 1956)

Kounamkites planus sp. nov.

Табл. 1, фиг. 12.

Голотип. ЗСГУ, № 2—819/8148, кранидий. Горная Шория, бассейн р. Кондомы у устья рч. Тельбес. Средний кембрий, амгинский ярус.

Материал. В коллекции три кранидия.

Описание. Кранидий приближенно трапецидального очертания. Глабель трапецидального очертания с прямым передним краем, широкая у основания, к переднему краю слегка сужается. Боковые борозды глабели в количестве одной пары заметны лишь при определенном освещении. Спинные борозды очень узкие, относительно глубокие. Затылочная борозда узкая, глубокая, почти прямая. Затылочное кольцо посередине возвышается и дугообразно расширяется сзади. Неподвижные щеки составляют половину наименьшей ширины глабели. Глазные крышки маленькие, торчащие, изогнутые. Глазные валики широкие, резкие, косо направленные к переднему краю глабели. Фронтальный лимб широкий, составляет более $\frac{1}{3}$ длины кранидия, слабо наклонен к переднему краю, где сливается с широкой передней краевой бороздой. Поперечный валик или уступ, находящийся на лимбе, проходит непосредственно у переднего края глабели, далее протягивается по боковым

участкам лимба. Передняя краевая кайма валикообразная, пологоизогнутая. Передние ветви лицевых швов расходящиеся, длинные; задние — сильно расходящиеся, длиннее передних.

Размеры (мм)

| ДК | ШК ₁ | ШК ₂ | ШК ₃ | ДГ | ШГ ₁ | ШГ ₂ | ШЦ | ШФЛ | ШПК |
|-----|-----------------|-----------------|-----------------|-----|-----------------|-----------------|-----|-----|-----|
| 6,0 | 7,0 | 6,0 | 8,0 | 3,0 | 3,0 | 4,0 | 2,0 | 2,5 | 0,5 |

Сравнение и замечания. По форме кранидия, строению и расчленению глабели новый вид близок к типовому *Kounainkites virgatus* N. Tchern. [Чернышева Н. Е., 1956, с. 154, табл. XXIX, фиг. 5—8]. Отличие заключается в строении фронтального лимба. У нового вида уступ проходит непосредственно перед глабелю, у *K. virgatus* он отстоит от глабели на некоторое расстояние. По положению уступа *K. planus* sp. nov. сходен с *K. frequens* N. Tchern. [Чернышева Н. Е., 1956, с. 155, табл. XXIX, фиг. 1]. Однако у последнего глабель четко расчленена, уступ на фронтальном лимбе хотя и подходит к глабели на боковых участках, перед глабелю имеется только спинная борозда.

Семейство *Solenopleuridae* Angelin, 1854

Род *Solenopleura* Angelin, 1854

Solenopleura recta N. Tchernysheva, 1953

Табл. 1, фиг. 13, 14.

Solenopleura recta: Чернышева. 1953, с. 50 табл. V, фиг. 11; 1961, с. 243, табл. XXIX, фиг. 12—14.

Материал. Десять кранидиев удовлетворительной сохранности.

Описание. Кранидий небольших размеров, приблизительно трапецеидального очертания, несколько вытянут в ширину, равномерно выпуклый. Глабель выпуклая, сужающаяся к переднему краю. Боковые борозды глабели отсутствуют; спинные борозды глубокие, широкие. Затылочная борозда относительно узкая, глубокая, слабо отогнута назад. Затылочное кольцо слегка сужается по бокам. Неподвижные щеки широкие, выпуклые. Глазные крышки маленькие, глазные валики очень слабо выражены, длинные. Фронтальный лимб выпуклый, наклонен к переднему краю, ширина лимба равна ширине передней краевой каймы, в боковых участках лимб расширяется. Передняя краевая борозда отчетливая. Передняя краевая кайма прямая или с чуть заметным сужением с боковых сторон. Передние ветви лицевых швов слабо расходятся. Задние ветви лицевых швов резко расходятся в стороны. Поверхность кранидия покрыта мелкими бугорками.

Замечания. Описываемые экземпляры почти тождественны амгинским из зоны *Pseudanomotocarina* [Чернышева Н. Е., 1961]. Отличие заключается в меньшей выпуклости кранидия.

ЛИТЕРАТУРА

- Поспелов А. Г., Федянина Е. С. Амгинский ярус Горной Шории. — Тр. СНИИГГиМСа, 1971, вып. 3.
 Богнибова Р. Т. Амгинский ярус Алтае-Саянской области. — Тр. СНИИГГиМСа, 1971, вып. 3.
 Егорова Л. И., Савицкий В. Е. Стратиграфия и биофации кембрия Сибирской платформы (Западное Прианбарье). — Тр. СНИИГГиМСа, 1969, вып. 43.
 Чернышева Н. Е. Среднекембрийские трилобиты Восточной Сибири. Ч. 1. М., Госгеолтехиздат, 1953.
 Чернышева Н. Е. и др. Новые семейства и роды. — Материалы по палеонтологии ВСЕГЕИ. Новая серия. М., Госгеолтехиздат, 1956, вып. 12.
 Чернышева Н. Е. Стратиграфия кембрия Алданской антиклизы и палеонтологическое обоснование выделения амгинского яруса. — Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия. М., Госгеолтехиздат, 1961, т. 49.

Таблица 1

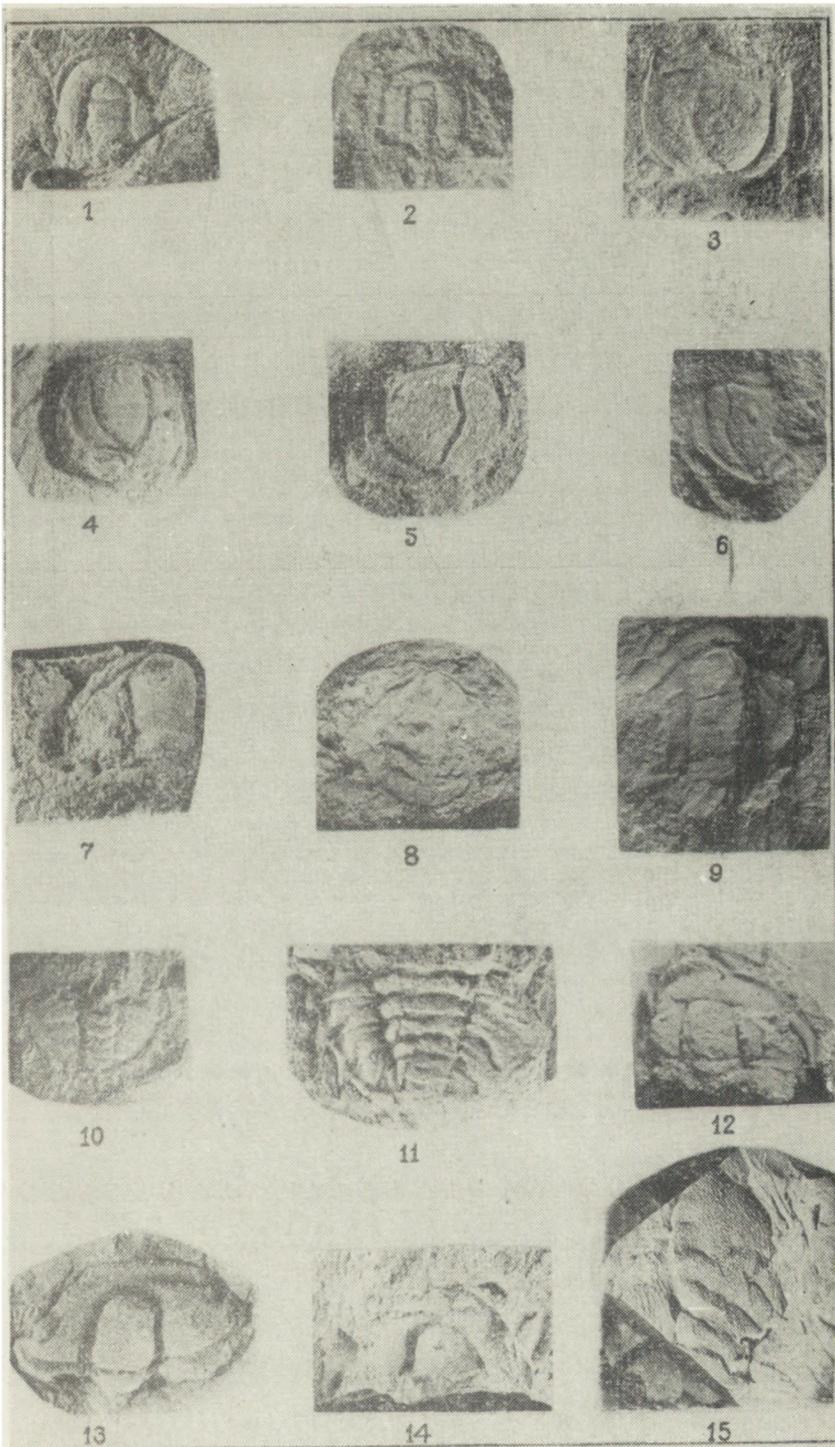


ТАБЛИЦА 1

- Фиг. 1, 2, 4, 6. *Peronopsis scutalis* (Salter in Hicks).
1 — цефалон, $\times 4$, № 25/819. 2 — цефалон, $\times 2$, № 3205/819. 4 — пигидий, $\times 4$, № 3130/819. 6 — пигидий, $\times 3$, № 3202/819.
- Фиг. 3, 5. *Peronopsis* aff. *batenica* Vognibova.
3 — пигидий, $\times 4$, № 3029/819. 5 — пигидий, $\times 4$, № 3080/819.
- Фиг. 7, 10. *Kootenia amgensis* N. Tchern.
7 — кранидий, $\times 3$, № 3214/819. 10 — пигидий, $\times 3$, № 3222/819.
- Фиг. 8, 11. *Olenoides* sp.
8 — кранидий, $\times 2$, № 3241/819. 11 — пигидий, $\times 2$, № 3242.
- Фиг. 9. *Pseudanomocarina* cf. *aojiformis* N. Tchern.
- Фиг. 12. *Kounamkites planus* sp. nov.
12 — кранидий, $\times 3$, № 2/819.
- Фиг. 13, 14. *Solenopleura recta* N. Tchern.
13 — кранидий, $\times 3$, № 3153. 14 — кранидий, $\times 3$, № 2286/819. Ф
- Фиг. 15. *Granularia grandis* Lermontova (N. Tchernysheva).

РЕФЕРАТЫ НА ОПУБЛИКОВАННЫЕ СТАТЬИ

УДК 551.734/.735 (571.5)

О границе верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений в Рубцовском рудном районе Рудного Алтая. Чекалин В. М. Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1979, вып. 14.

Рассматривается вопрос об установлении точной границы между продуктивными породами девона и бесперспективными и малоперспективными на полиметаллическое оруденение нижнекаменноугольными отложениями, сходными по литологическому составу и не содержащими органические остатки. Даются рекомендации по разделению «немой» толщи с помощью геохимических методов, что имеет практическое значение при проведении поисковых работ на полиметаллы в Рудном Алтае.

Библ. 12, ил. 1, табл. 2.

УДК 553.492.1 : 551.311.231 (551.1)

Профили кор выветривания пород Юго-Западного Присалаирья. Манаева А. В. Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1979, вып. 14.

В пределах Юго-Западного Присалаирья развиты коры выветривания мел-палеогенового возраста, в которых установлены полный, неполный и сокращенный профили выветривания пород разного состава.

Никелевые руды связаны с линейными и площадными корами выветривания гипербазитов. Остаточные латеритные бокситы установлены в коре выветривания, развитой на контакте карбонатных пород с алюмосиликатными. Приводится характеристика профилей выветривания ультраосновных, основных, кислых пород, сланцев, песчаников, алевролитов.

Библ. 7, табл. 1.

УДК 553.311 : 551.7 (084.2) (571.17)

Закономерности размещения рудных тел Казского месторождения в литолого-стратиграфическом разрезе. Яшин В. Д. Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1979, вып. 14.

В результате исследований установлено, что в размещении железных руд Казского месторождения главную роль играет литолого-стратиграфический контроль. Все известные рудные тела на месторождении выявлены в сухаринской свите верхнего протерозоя-венда. Они залегают согласно с вмещающими породами, подвержены тем же пликативным дислокациям и имеют все черты стратиформных образований.

Библ. 6, ил. 1.

УДК 552.54 : 551.73 (571.16)

О вещественном составе палеозойских карбонатных пород Нюрольского осадочного бассейна. Ненахов Ю. Я., Новгородов Н. С. Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1979, вып. 14.

Приведены результаты комплексного изучения вещественного состава карбонатного комплекса Нюрольского осадочного бассейна. В составе последнего выделено три литологических типа разрезов, связанных фациальными переходами.

Библ. 10, ил. 2.

УДК 553.94.041 (571.14)

Угленосность юго-западной части Горловского каменноугольного бассейна. Казенов А. И., Мисюк В. Д. Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1979, вып. 14.

В результате проведенной геологической съемки в юго-западной части Горловского бассейна уточнено геологическое строение и запасы Карасевского и Восточнинского месторождений антрацита. Выявлена значительная угленосность отложений ишановской, кемеровской и усятской свит. Подсчитанные запасы антрацита позволяют считать этот район высокоперспективным.

Библ. 7.

УДК 553.43/44 (571.16)

Новый тип полиметаллической минерализации в Томской области. Тюлюпо В. М., Рубцов А. Ф., Горюхин Е. Я., Врублевский В. А. Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1979, вып. 14.

В статье приведены сведения по цинковому рудопроявлению в гидротермально измененных докембрийских породах северного продолжения структур Кузнецкого Алатау (Турунтаевская рудная зона). Дана характеристика сопутствующих сфалериту минералов, последовательность их образования. Прослежены этапы изменения вмещающих пород (гематитизация эффузивов, окварцевание, серицитизация, доломитизация и т. д.).

Библ. 4, ил. 1.

УДК 553.981.061.4 : 551.762 (571.16)

Особенности распространения коллекторов среднего келловей-оксфорда западного склона Пудинского мегавала. Волощук Г. М., Тищенко В. М. Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1979, вып. 14.

В статье дается описание характера изменения коллекторских свойств (пористости и проницаемости) песчаных пластов горизонта Ю₁ на западном борту Пудинского мегавала (в пределах Останинской и Североостанинской площадей).

Ил. 2.

УДК 553.76 (571.14)

Заельцовское месторождение радоновых вод. Вериго Е. К., Гусев В. К., Быкова В. В. Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1979, вып. 14.

Приводятся результаты изучения радоновых вод Заельцовского месторождения близ г. Новосибирска. Месторождение генетически связано с северо-западной эндо-контактной частью Новосибирского гранитного массива. Подземные воды распространены в аллювиальных отложениях и в трещиноватых зонах гранитов и роговиков. Дана их химическая характеристика.

Библ. 11, табл. 2.

УДК 551.762 (571.16)

О строении верхнеюрских отложений Усть-Тымской депрессионной зоны. Тищенко В. М., Крылов А. В. Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1979, вып. 14.

В статье рассматривается строение верхнеюрских отложений Усть-Тымской депрессионной зоны. Приведена схематическая карта изопакит пород среднего келловей-оксфорда и сделано предположение, что к зонам значительного сокращения мощности этого комплекса могут быть приурочены литолого-стратиграфические ловушки углеводородов.

Библ. 2, ил. 1.

УДК 551.732 : 56 (571.17)

Палеонтологическое обоснование среднекембрийских отложений Кондомского железорудного района. Федянина Е. С. Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1979, вып. 14.

В результате многолетних работ в районе р. Кондомы был установлен среднекембрийский, а не силурийский, как считалось ранее, возраст отложений амгинского яруса, которые широко распространены. Намечена стратиграфическая последовательность отложений. В статье приводится краткая характеристика некоторых форм трилобитов.

Библ. 6, табл. 1.

СОДЕРЖАНИЕ

| | |
|---|----|
| В. М. Чекалин. О границе верхнедевонских и нижнекаменно-угольных отложений в Рубцовском рудном районе Рудного Алтая | 3 |
| А. В. Манаева. Профили кор выветривания пород Юго-Западного При-салаирья | 10 |
| В. Д. Яшин. Закономерности размещения рудных тел Казского месторождения в литолого-стратиграфическом разрезе | 19 |
| Ю. Я. Ненахов, Н. С. Новгородов. О вещественном составе палеозойских карбонатных пород Нюрольского осадочного бассейна | 26 |
| А. И. Казенов, В. Д. Мисюк. Угленосность юго-западной части Горловского каменноугольного бассейна | 33 |
| Б. М. Тюлюпо, А. Ф. Рубцов, Е. Я. Горюхин, В. А. Врублевский. Новый тип полиметаллической минерализации в Томской области | 37 |
| Г. М. Волощук, В. М. Тищенко. Особенности распространения коллекторов среднего келловея-оксфорда западного склона Пудинского мегавала | 42 |
| Е. К. Вериго, В. К. Гусев, В. В. Быкова. Заельцовское месторождение радоновых вод | 47 |
| В. М. Тищенко, А. В. Крылов. О строении вехнеюрских отложений Усть-Тымской депрессионной зоны | 52 |
| Е. С. Федянина. Палеонтологическое обоснование среднекембрийских отложений Кондомского железорудного района | 56 |
| Рефераты на опубликованные статьи | 64 |

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОЛОГИИ И ПОЛЕЗНЫМ ИСКОПАЕМЫМ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Редактор Е. В. Лукина
Технический редактор Г. Н. Грдина
Корректор К. Г. Шилько

К302238. Сдано в набор 12/IX-79 г. Подписано к печати 20/XII-79 г.
Формат 70×108¹/₁₆; бумага типографская № 1. Литературная гарнитура. Высокая
печать. П. л. 4,25; уч.-изд. л. 5,75; усл. п. л. 5,9.
Заказ 5903. Тираж 750. Цена 85 коп.

Издательство ТГУ. 634029. Томск, ул. Никитина, 17.
Типография изд-ва «Красное знамя», Томск, ул. Советская, 47.

Цена 85 коп.

Томский госуниверситет 1878



Научная библиотека 00949705