

ИЗВЕСТИЯ

ТОМСКОГО ОРДЕНА ОКТЯБРЬСКОЙ РЕВОЛЮЦИИ
И ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ПОЛИТЕХНИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

имени С. М. Кирова

Том 177

ИЗДАТЕЛЬСТВО ТОМСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

ТОМСК

1971

ИЗВЕСТИЯ

ТОМСКОГО ОРДЕНА ОКТЯБРЬСКОЙ РЕВОЛЮЦИИ
И ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ПОЛИТЕХНИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

имени С. М. КИРОВА

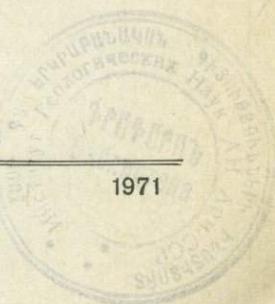
55/06

Том 177
ГЕОЛОГИЯ

ИЗДАТЕЛЬСТВО ТОМСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

ТОМСК

1971



В данном томе известий Томского политехнического института содержатся труды ученых геологоразведочного факультета по стратиграфии, палеонтологии и полезнымископаемым различных районов Западной Сибири. Несколько статей посвящено технике разведки и технике безопасности при проведении геологоразведочных работ.

Редактор тома — профессор А. М. Кузьмин

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Профессор, доктор технических наук И. И. Каляцкий — ответственный редактор; профессор, доктор технических наук В. А. Москалев — заместитель ответственного редактора, профессор, доктор технических наук И. Д. Кутявин, профессор, доктор технических наук Г. И. Фукс, профессор, доктор химических наук А. Г. Стромберг; профессор, кандидат геолого-минералогических наук А. М. Кузьмин, профессор, доктор технических наук В. Ф. Горбунов, профессор, доктор физико-математических наук А. М. Диденко, профессор, кандидат химических наук П. Г. Усов, профессор, доктор технических наук В. М. Разин, доцент, кандидат исторических наук И. Ф. Лившиц.

ИЗВЕСТИЯ
ТОМСКОГО ОРДЕНА ОКТЯБРЬСКОЙ РЕВОЛЮЦИИ
И ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ПОЛИТЕХНИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА имени С. М. КИРОВА

Том 177

1971

О ПРОЯВЛЕНИИ ГОРИЗОНТАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ОРУДЕНЕНИЯ В ЦЕНТРАЛЬНОМ РУДНОМ ПОЛЕ

В. И. БАЖЕНОВ

(Представлена научным семинаром кафедр минералогии, петрографии и геологии
и разведки месторождений полезных ископаемых)

Как, известно, явление вертикальной и горизонтальной зональности оруденения было установлено В. Эммонсом еще в двадцатых годах текущего столетия. Оно проявляется в виде закономерной смены одних минеральных ассоциаций другими как с глубиной, так и в горизонтальной плоскости, причем отдельные зоны располагаются концентрически вокруг интрузивных тел.

Впоследствии взгляды В. Эммонса подвергались критике С. С. Смирновым и другими исследователями. Не останавливаясь на рассмотрении различных представлений о вертикальной и горизонтальной зональности, можно отметить, что согласно современным представлениям формирование горизонтальной и вертикальной зональности может быть обусловлено различными причинами [5]. Многочисленные примеры проявления зональности были приведены в трудах Международной конференции по вопросам эндогенного рудообразования, состоявшейся в Праге в 1963 г.

Работами на Центральном рудном поле (Мариинская тайга) были установлены проявления горизонтальной зональности оруденения, описание которой и является предметом настоящей статьи.

Геологическое строение Центрального рудного поля

Центральное золоторудное поле является одним из старейших золоторудных районов Западной Сибири.

В геологическом отношении оно приурочено к северной части крупного гранодиоритового массива, относящегося к мартайгинскому магматическому комплексу нижнепалеозойского возраста. Петрографический состав пород интрузии сравнительно пестрый: гранодиориты, кварцевые диориты, граниты, граносиениты. Они связываются друг с другом постепенными переходами. Смена пород осуществляется на небольших расстояниях, и выделение различных типов их при геологическом картировании не представляется возможным. За пределами рудного поля, в эндоконтакте интрузивного массива, встречаются более основные разности пород: диориты, габбро, габбро-диориты и др., образование которых Т. М. Дембо [3] связывает с процессами ассилияции вмещающих толщ.

Жильные породы, связанные с Центральнинским гранодиоритовым массивом, представлены дайками спессартитов, микродиоритов и диоритовых порфиритов. Возраст их дорудный [4].

Единственным типом золотого оруденения являются золоторудные кварцевые жилы. По пространственной ориентировке среди них выделяются жилы северо-восточного и субширотного простирания. Приуро-

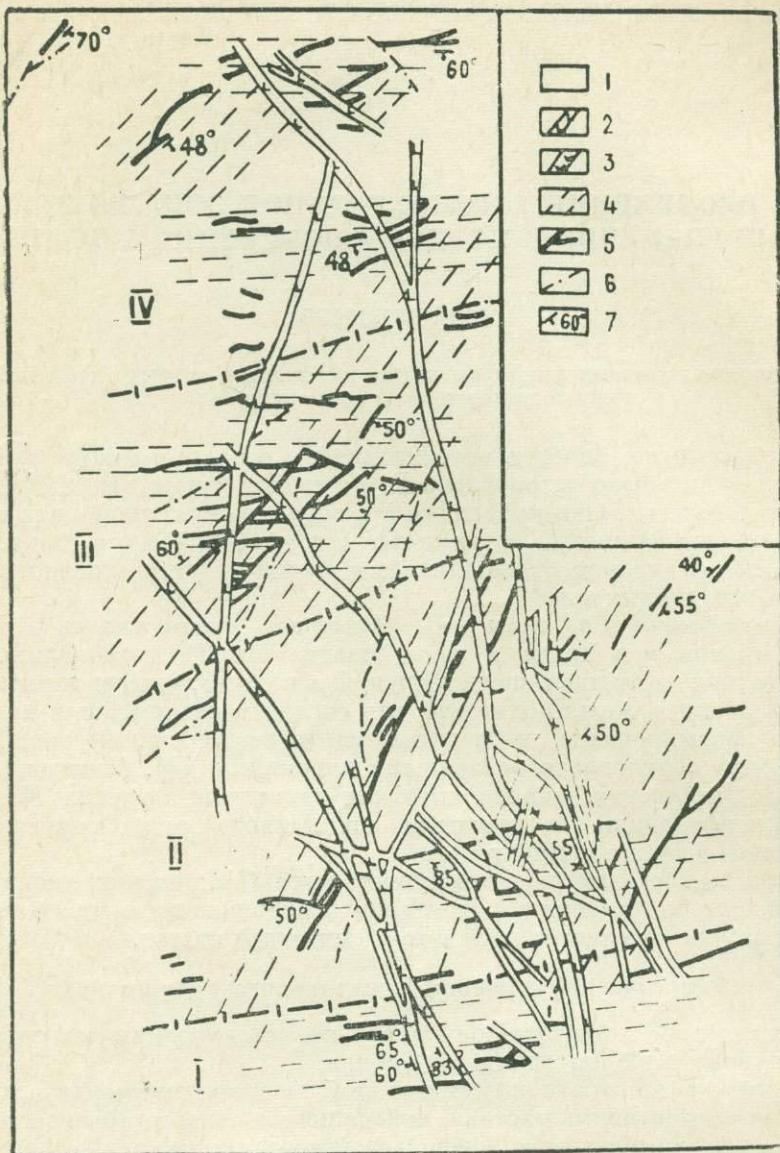


Рис. 1. Схема геологического строения Центрального рудного поля. 1 — гранодиориты; 2 — спессартиты; 3 — диоритовые порфириты; 4 — зоны повышенной трещиноватости; 5 — кварцевые жилы; 6 — разрывные нарушения; 7 — элементы залегания. I — безрудная зона; II — свинцово-цинковая зона; III — полиметаллическая зона; IV — сурьмяная зона.

ченные к двум системам зон повышенной трещиноватости, они концентрируются в виде полос двух направлений. Изредка встречаются небольшие по размерам кварцевые жилы субмеридионального простирания (рис. 1).

Наиболее крупные и ценные в промышленном отношении кварцевые жилы сосредоточены на пересечении зон повышенной трещиноватости различных направлений. Этим обусловлено характерное для рудного поля узловое распределение кварцевых жил. Наиболее крупные участки распространения жил следующие (с юга на север):

1. Юбилейный (Кавказская, Лотерейная, Алтайская, Уральская, Петровская, Дмитриевская и др. жилы); 2. Центральный — жилы: Центральная, Казанская, Решающая, Незавидная I, II, III, Беляевская и др.; Октябрьский — жилы: Сибзоловская II, Тысячная, Веселая, Миллионная, Алмазная и др.

Кроме них имеется ряд более мелких рудных узлов и одиночных кварцевых жил, залегающих в зонах повышенной трещиноватости за пределами рудных узлов, что отчетливо видно на рис. 1.

Процесс гидротермального рудообразования был сложным, неоднократно прерывавшимся тектоническими подвижками. При изучении руд на основании критерия пересечения разновозрастных минеральных ассоциаций выделяется семь последовательных стадий минерализации: безрудная, кварцево-пиритовая, кварцево-арсенопиритовая, кварцево-полиметаллическая, хлоритовая, вторая безрудная, кварцево-карбонатная. Безрудная стадия минерализации слагается темно-серым, местами почти черным, тонкокристаллическим кварцем с примесью сериита, актинолита, рутила, являющихся минералами реликтовой минеральной ассоциации. Минеральная ассоциация кварцево-пиритовой стадии минерализации пользуется очень широким распространением во всех кварцевых жилах рудного поля. Она представлена светло-серым или серовато-белым кварцем с примесью пирита. Количество его может быть различным. В одних случаях он образует редкую мелкую вкрапленность в жильном кварце, в других же случаях он создает участки почти мономинеральных сульфидных руд. Кварцево-арсенопиритовая стадия минерализации проявилась также широко. Она представлена серо-белым кварцем с арсенопиритом. Кварцево-полиметаллическая стадия также проявилась широко, в той или иной степени ее минеральные ассоциации проявились во всех кварцевых жилах рудного поля. Они представлены пиритом, сфалеритом, галенитом, пирротином, халькопиритом, блеклыми рудами, энаргитом, висмутом, висмутином, аргентитом, серебром, золотом, калаверитом, сильванитом и другими минералами. Хлоритовая стадия минерализации распространена широко, но сколько-нибудь крупных скоплений она не создает. Она проявляется в виде мелких хлоритовых прожилков, пересекающих более ранние минеральные ассоциации.

Вторая безрудная стадия минерализации представлена бессульфидным молочно-белым кварцем. Она встречается во многих кварцевых жилах рудного поля.

Кварцево-карбонатная стадия минерализации является заключительной стадией гидротермального процесса. Ее минеральная ассоциация состоит из полупрозрачного кварца, кальцита, анкерита, эпидота, иногда небольшого количества сульфидов: пирита, сфалерита.

Приведенные данные о распределении минеральных ассоциаций показывают, что в пределах всего рудного поля распространены одни и те же минеральные ассоциации. В различных его частях последовательность минералообразования сохранялась одной и той же и выпадения отдельных стадий минерализации не наблюдается. Устанавливается также, что и состав основных рудообразующих минералов в целом сохраняется одним и тем же.

Вмещающие породы вблизи кварцевых жил подвергаются гидротермальным изменениям, выражющимся в их березитизации. Мощность зон измененных пород колеблется от нескольких миллиметров

до 4—5 м и зависит от мощности зон раздробленных пород. В целом в кварцевых жилах северо-восточного простирания она выше, чем в жилах субширотного простирания.

Проявления горизонтальной зональности оруденения

Впервые проявления горизонтальной зональности в пределах Центрального рудного поля были установлены Д. А. Тимофеевским. Он отмечал, что она проявляется в неравномерном распределении некоторых минералов, в частности, арсенопирита и молибденита. Так, например, отчетливо устанавливается обогащение арсенопиритом кварцевых жил в северной части рудного поля (Октябрьский и Дорожный участки), в центральной части рудного поля он, хотя и является распространенным минералом, но все же крупных концентраций не создает. В южной части рудного поля арсенопирит неизвестен. Лишь на верхних горизонтах Кавказской жилы отмечались его спорадические находки [1].

Обратным характером распределения отличается молибденит. Он встречен исключительно в кварцевых жилах Юбилейного участка. К северу отмечались его единичные находки в отвалах Заколдованной шахты. В центральной и северной частях рудного поля он неизвестен.

Эти выводы Д. А. Тимофеевского вполне подтверждаются нашими исследованиями. Но при этом в результате сравнительного минералогического и геохимического анализа кварцевых жил в различных частях рудного поля нам удалось отметить еще ряд проявлений горизонтальной зональности. В основу выделения зон на площади рудного поля нами, кроме минералогического состава руд, было положено распространение элементов-примесей в березитах и некоторых рудных минералов (пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит), а также парагенетические минеральные ассоциации руд, морфологические особенности самородного золота и его парагенетические связи с другими минералами.

Отдельные зоны в пределах рудного поля протягиваются в субширотном направлении и их последовательность представляется в следующем виде (с юга на север): 1 — безрудная, 2 — свинцово-цинковая, 3 — полиметаллическая, 4 — сурьмяная. Выделение зон производилось по наиболее характерным для данной зоны элементам-примесям. Расположение зон на площади рудного поля показано на рис. 1.

Ниже приводится характеристика отдельных зон.

Безрудная зона. Она располагается в крайней южной части рудного поля. В ее пределах находятся Тумашевская, Хребтовые и ряд других жил. Характерной чертой их минералогического состава является широкое распространение в них черного бессульфидного кварца ранней генерации. Золотая минерализация также проявилась слабо. Лишь изредка в них встречаются небольшие гнезда, обогащенные металлом. В этих случаях золото оказывается крупным. Парагенетически оно связывается исключительно с кварцем.

Южная граница этой зоны не устанавливается. Вероятно, она протягивается далеко на юг, так как сходными чертами отличаются золоторудные кварцевые жилы Варваринского и Бурлевского участков [2].

Свинцово-цинковая зона. Она расположена непосредственно к северу от предыдущей. В нее входят кварцевые жилы Юбилейного и Сибзоловского участков.

В целом для кварцевых жил этой зоны чрезвычайно характерна простота минералогического состава руд. Основными рудными минералами являются пирит, сфалерит, галенит, золото. При минералогическом изучении было установлено отсутствие в рудах минералов се-

ребра, висмута и другой поздней сульфидной минерализации, что подтверждается также и спектральными анализами руд.

Спектральными анализами березитов и пирита устанавливается, что основными наиболее характерными элементами-примесями в этой зоне являются свинец и цинк, присутствие которых обусловлено механической примесью галенита и сфалерита. Иногда устанавливаются повышенные содержания меди (Алтайская жила), что обусловлено механической примесью халькопирита. Остальные элементы-примеси или совершенно отсутствуют, или спорадически создают крайне незначительные концентрации (до 0,003%). Золото в рудах обычно крупное. Нередко оно создает видимые выделения. Парагенетически оно тесно связано с жильным кварцем и на многих участках создает богатые концентрации в бессульфидном кварце. Но, с другой стороны, отмечается также обогащение золотом и участков кварцевых жил с умеренным или высоким содержанием сульфидов. Но и в этих случаях под микроскопом можно видеть, что золото парагенетически нередко связывается не с сульфидами, а с жильным кварцем. Таким образом, устанавливается довольно слабая парагенетическая связь золота с сульфидами. Это обстоятельно обуславливает отмечавшуюся иногда на этом участке слабую золотоносность участков жил с высоким содержанием в них поздних сульфидов.

Характерным признаком кварцевых жил является также распределение в них золота. Аналитическим выражением степени неравномерности оруденения, как известно, является коэффициент вариации. Для кварцевых жил, располагающихся на площади описываемой зоны, эта величина оказывается наиболее высокой и изменяется от 142 до 402%, составляя в среднем 253% по 20 подсчетам.

Полиметаллическая зона. Она расположена к северу от предыдущей зоны и охватывает кварцевые жилы Центрального рудного узла, а также Эрзерумскую жилу, расположенную несколько севернее последнего.

Для этой зоны характерен наиболее сложный минералогический состав. Главными рудными минералами здесь являются пирит, марказит, пирротин, халькопирит, арсенопирит, сфалерит и галенит. Но кроме них при микроскопических исследованиях устанавливается довольно широкое распространение висмутовой, серебряной, мышьяково-сурьмяной и золото-теллуровой минерализации. Она представлена самородным висмутом и серебром, аргентитом, висмутином, эмплектитом, энаргитом, блеклыми рудами, калаверитом, сильванитом и др. минералами.

Спектральные анализы березитов, пирита, арсенопирита, сфалерита и галенита подтверждают данные минералогического изучения руд. Они показывают, что кварцевые жилы описываемой зоны отличаются чрезвычайно широким комплексом элементов-примесей. Из их числа наиболее характерны элементы полиметаллического комплекса: свинец, цинк, медь, серебро, висмут, мышьяк; в небольших количествах устанавливается никель, сурьма, спорадически молибден и др.

Золото в описываемой зоне значительно мельче по сравнению с предыдущей зоной. При этом видимое золото встречается здесь исключительно редко. Основная масса его образует выделения размером от 0,001 мм до 0,1 мм. Парагенетически оно тесно связано с сульфидами: пиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом и другими. Лишь изредка устанавливается связь золота с жильным кварцем, но и в этих случаях оно располагается в кварце вблизи выделений сульфидов.

Распределение золота в жилах является более равномерным по сравнению с предыдущей зоной. Коэффициент вариации изменяется от 92% до 239%, составляя в среднем по 7 подсчетам 160%.

Сурьмяная зона. Она охватывает крайнюю северную часть рудного поля. В нее входят кварцевые жилы Октябрьского и Дорожного участков: Веселая, Тысячная, Сибзоловская 11, Алмазная, Миллионная, Дорожная и ряд других.

Руды этих жил характеризуются несколько более простым составом по сравнению с рудами полиметаллической зоны. Основными рудными минералами здесь являются пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит, иногда халькопирит, блеклые руды и др. Особенno характерным является высокое содержание в жилах арсенопирита, который на некоторых участках представляет собой основной рудный минерал. А. Я. Булынников [1] отмечал вполне промышленное содержание мышьяка в этих жилах.

Содержание элементов-примесей в минеральных образованиях этой зоны характеризуется в первую очередь присутствием компонентов полиметаллического комплекса (свинец, цинк, медь). Наряду с ними чрезвычайно характерной примесью в березитах, пирите и арсенопирите является сурьма. Наиболее высокие ее концентрации устанавливаются в рудах Веселой и Тысячной жил. Например, во всех проанализированных пробах арсенопирита из Веселой жилы содержание ее составляет около одного процента. Следует отметить, что сурьмяных минералов даже при максимальных увеличениях в масляной иммерсии не было обнаружено.

Золото в кварцевых жилах сурьмяной зоны очень мелкое. Размер отдельных золотин во всех отмеченных случаях не превышал 0,005 мм. Парагенетически золото очень тесно связано с сульфидами и отмечалось при минералогических исследованиях лишь в тесной парагенетической ассоциации с ними, главным образом с арсенопиритом. В ассоциации с жильным кварцем золото здесь не встречалось. Характер распределения металла в кварцевых жилах является еще более равномерным по сравнению с предыдущей зоной. Коэффициент вариации для этой зоны варьирует от 121 до 162%, составляя в среднем на основании 5 подсчетов 140%.

Таким образом, из описания проявления горизонтальной зональности можно сделать вывод, что при движении с юга на север наблюдается закономерное изменение минералогического состава руд, комплекса элементов-примесей в березитах и основных рудообразующих минералов, а также морфологических особенностей выделений золота, его парагенетических связей с другими минералами и характера распределения в кварцевых жилах.

Попутно отметим, что попытка установить аналогичными методами проявления вертикальной зональности по отдельным кварцевым жилам рудного поля оказалась безуспешной. Поэтому в дальнейшем на этом мы останавливаться не будем.

Заключение

В настоящее время не существует общепринятой теории горизонтальной и вертикальной зональности. Поэтому различные авторы по-разному подходят к объяснению этого явления. Я. Кутина [7] выделяет два типа зональности: 1 — моноасцедентная и 2 — полиасцедентная. К первому типу он относит зональность, созданную при непрерывном поступлении растворов. К типу полиасцедентной зональности относится зональность, возникшая в результате прерывистого поступления растворов. В. И. Смирнов [5] выделяет шесть типов зональности: 1 — зональность повторных тектонических разрывов, 2 — зональность тектонического раскрытия, 3 — зональность внутрирудного метасоматоза.

4 — зональность состава пород, 5 — зональность фильтрации, 6 — зональность отложения. Первые три типа зональности соответствуют понятию полиасцедентной зональности, а последние три типа — понятию моноасцедентной зональности Я. Кутинь.

Характерной чертой проявления зональности в Центральном рудном поле является равномерное развитие стадий минерализации в различных частях рудного поля, что обуславливает единство состава основных минеральных ассоциаций в различных участках рудного поля. Поэтому первые три типа зональности, по В. И. Смирнову, обусловленные последовательным развитием внутрирудной тектоники, для объяснения описанной зональности совершенно не подходят. Объяснение описанному явлению следует, по-видимому, искать в зональности отложения. Г. Тишендорф [6] отмечает, что распределение элементов-примесей является важным критерием в пользу моноасцедентной зональности по Я. Кутине (зональность отложения по В. И. Смирнову). Объяснение этой зональности связано с постепенным изменением физико-химических условий в пространстве (температура, давление и т. д.). Их изменение могло изменять скорость и направление химических реакций, разрушать химические комплексы, а это, в свою очередь, могло влиять на степень миграции отдельных металлов.

Анализ приведенной схемы зональности в рудном поле позволяет предполагать, что описанная зональность является отражением изменения физико-химических условий рудоотложения, обусловленного различным температурным режимом, существовавшим в различных частях рудного поля. При этом наиболее высокотемпературные условия существовали, по-видимому, в южной части рудного поля (центральная часть интрузивного массива), а сурьмяная зона, расположенная в крайней северной части рудного поля, отражает более низкотемпературные условия, существовавшие в северной части интрузивного массива. Такое распределение зон может служить одним из доводов в пользу генетической связи оруденения с породами мартайгинского комплекса, к которым относится и Центральнинский гранодиоритовый массив.

ЛИТЕРАТУРА

1. А. Я. Булынников. Мышьяковые месторождения Западной Сибири. Вестн. ЗСГРТ, № 1, 1934.
2. А. Я. Булынников. Золоторудные формации и золотоносные провинции Алтае-Саянской горной системы. Томск, 1948.
3. Т. М. Дембо. Явления анатексиса, гибридизма и ассимиляции в каледонской гранодиоритовой интрузии северной части Кузнецкого Алатау. Сов. геол., № 51, 1956.
4. Н. А. Розанова. О взаимоотношениях даек меланократовых пород с золотым оруденением на Центральном месторождении (Кузнецкий Алатау). Геол. рудн. м-ний, № 2, 1959.
5. В. И. Смирнов. Типы гипогенной зональности гидротермальных рудных тел. Генетич. пробл. руд. Докл. сов. геологов на XXI сесс. МГК, Госгеолтехиздат, 1960.
6. Г. Тишендорф. Применение рассеянных элементов в качестве критерия для определения зональности эндогенных постмагматических формаций. Сб. Пробл. постмагм. рудообразования, т. 11, Прага, 1965.
7. J. Kutina. A contribution to the classification of zoning in ore veins. — Univ. Carol., Geol., v. 3, N 3, 1957.

ИЗВЕСТИЯ
ТОМСКОГО ОРДЕНА ОКТЯБРЬСКОЙ РЕВОЛЮЦИИ
И ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ПОЛИТЕХНИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА имени С. М. КИРОВА

Том 177

1971

МОРФОЛОГИЯ КРИСТАЛЛОВ АКЦЕССОРНОГО МАГНЕТИТА
И ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ
В НЕМ ИЗ ГРАНИТОВ ТУРОЧАКСКОГО И ДИОРИТОВ
УЛЬМЕНСКОГО МАССИВОВ (Горный Алтай)

А. И. БАЖЕНОВ, Т. И. ПОЛУЭКТОВА

(Представлена профессором А. М. Кузьминым)

Магнетит, являясь наиболее распространенным акцессорным минералом изверженных пород, в настоящее время привлекает внимание все большего числа исследователей [1, 2, 3, 4, 5, 6, 7]. Особенности морфологии кристаллов, а также поведение элементов-примесей в магнетите могут служить одним из дополнительных признаков для генетического расчленения интрузивных образований, например, гранитоидов [3], а также решения ряда задач петрологии и геохимии.

Авторами статьи было поставлено целью, изучив особенности морфологии кристаллов магнетита и характер поведения элементов-примесей в нем из диоритов Ульменского массива, выяснить влияние на последние более молодой Турочакской гранитоидной интрузии. Описываемые породы расположены в среднем течении р. Ульменя правого притока р. Бии.

Для изучения акцессорных минералов, в частности магнетита, отбирались пробы из гранитов эндоконтактовой части массива в направлении удаления от контакта к центру тела и из диоритов Ульменского массива в направлении удаления от контакта с гранитным plutоном. Расстояние между точками отбора проб в среднем не превышало 1 км.

Вес проб 2,5 кг. Обработка материала осуществлялась по обычной методике.

Турочакский гранитный массив имеет форму крупного батолита. Северо-восточный контакт его полого падает на северо-восток, о чем свидетельствует сравнительно большая ширина контактового ореола. Возраст гранитов додевонский. Ульменский диоритовый массив — относительно крупный шток, вытянутый в субширотном направлении. На западе он срезается Турочакским гранитным интрузивом, к востоку перекрывается эффузивно-осадочными образованиями нижнего и среднего кембрия. Возраст диоритов Ульменского массива датируется как салаирский.

Граниты представляют собой крупнозернистую породу, состоящую из плагиоклаза, микроклина, кварца, биотита. Из акцессорных минералов присутствуют апатит, сфен, циркон, магнетит и др. Средний количественно-минералогический состав породы приведен в табл. 1.

Количество плагиоклаза в гранитах эндоконтактовой части массива непостоянно. Предел колебания этого минерала в породе увеличивается с приближением к контакту с диоритами и составляет 19,5—40,8%. Состав плагиоклаза изменяется от элигоклаза до андезина. Присутст-

вует, как правило, в ксеноморфных зернах прямоугольного сечения; двойникование полисинтетическое, характерно выклинивание двойников. Андезин имеет обычное зонарное строение кристаллов. Зональность нормальная, непрерывная; границы отдельных зон резкие, состав меняется при переходе от одной зоны к другой от № 40 до № 32. Вторичные изменения выражены очень слабо. С приближением к контакту гранитов с диоритами плагиоклазы отличаются исключительной свежестью зерен с ясно различимой спайностью, направленной перпендикулярно двойникование.

Таблица 1

Породы	Содержание минералов в объемах, %							Колич. под-счетов
	плагио-клас	K—Na пол.шп.	биотит	кварц	роговая обманка	диопсид	акцессорные	
Граниты	31,7 ^x №20—40	33,1	29	31,2	—	—	1,1	10
Диориты	59,5 ^x №27—80	3,2	—	—	23,1	11	3,2	7

Содержание микроклина в гранитах варьирует в пределах от 28,4 до 37,7%. В контакте с диоритами количество его увеличивается до 50%. Присутствует минерал в ксеноморфных, реже идиоморфных зернах. Микроклиновая решетка в большинстве случаев хорошо выражена, иногда встречаются индивиды, лишенные решетки. Вторичные изменения минерала выражены в сильной пилитизации; в контакте с диоритами микроклин выступает в свежих неизмененных зернах.

Количество биотита в краевой зоне интрузива изменяется от 0,5 до 3,9%. Общая железистость этого темноцветного минерала возрастает с приближением к контакту с диоритами, где она составляет 63%. Наблюдается в виде кайм вокруг магнетита, жилок в микроклине.

Содержание кварца колеблется от 21 до 31%. Минерал обладает характерным для него облачным погасанием.

Диориты Ульменского массива представляют собой среднеравномернозернистую породу, состоящую из роговой обманки, плагиоклаза, ортоклаза, диопсида, акцессорных (табл. 1). Из акцессорных присутствуют магнетит, апатит, сфен, циркон.

Количество плагиоклаза в диоритах колеблется в широких пределах от 30 до 85%. Состав его изменяется от № 27 в контакте с гранитами до № 80—85 с удалением от него. Представлен минерал гипидиоморфными зернами, почти нацело замещенными цоизитом.

Содержание роговой обманки в диоритах уменьшается с 49% в контакте с гранитами Турочакского массива до 13% в самой удаленной от контакта точке. Показатель преломления минерала изменяется в пределах от 1,65 до 1,70 по Ng. Присутствует роговая обманка в двух генерациях, которые особенно четко проявляются в контакте с гранитами: более поздняя зеленая роговая обманка по трещинам спайности замещает бурый амфибол и диопсид.

Количество диопсида в диоритах увеличивается с приближением к контакту с гранитами, где он почти нацело замещается хлоритом.

Микроклин появляется, как правило, близ контакта с гранитами Турочакского массива.

Содержание акцессорного магнетита в гранитах Турочакского массива, в центральной части его, варьирует в пределах от 228 г/т до 1172 г/т. Среднее арифметическое составляет 739 г/т. Коэффициент вариации 73%. Граниты краевой зоны содержат магнетит в значительно

меньшем количестве; предел колебания его составляет 28—480 г/т, среднее арифметическое равно 177,5 г/т. Коэффициент вариации 115%.

Магнетит в гранитах Турочакского массива присутствует в октаэдрических кристаллах, а также в неправильных выделениях и мельчайших вкрапленниках в кварце, полевом шпате, биотите. Наряду с хорошо ограниченными октаэдрическими кристаллами, обладающими блестящими гранями, нередко, главным образом в пробах из контакта с диоритами, встречаются кристаллы магнетита искаженного облика. Поверхность несовершенных кристаллов покрывается пластинчатыми наслоениями, которые придают своеобразную ребристость кристаллам. Подобную скульптуру граней В. В. Ляхович [5] объясняет процессом растворения кристаллов.

Размер кристаллов магнетита в гранитах примерно выдержан и изменяется от 0,14 до 0,27 мм.

Количество описываемого минерала в диоритах Ульменского массива колеблется в широких пределах, достигая максимального значения (3792 г/т) в контакте с Турочакскими гранитами, минимального (20 г/т) — на значительном удалении от него. Среднее арифметическое содержание его в интрузиве составляет 1720 г/т. Коэффициент вариации 102%.

Магнетит в диоритах присутствует в неправильных, округленных, округлооктаэдрических, реже октаэдрических зернах.

Сферические образования преимущественным распространением пользуются в диоритах из контакта с гранитом. Размер их 0,1—0,2 мм. Поверхность зерен ровная, блестящая. С удалением от контакта с гранитами округлые индивиды магнитного железняка играют подчиненную роль; хорошо ограниченные октаэдрические кристаллы становятся превалирующими. В самых удаленных точках преобладают октаэдры магнетита размером 0,10—0,15 мм.

Спектральный полуколичественный анализ магнетитов был выполнен в проблемной лаборатории ТПИ аналитиком Л. В. Симахиной. Установлены следующие элементы-примеси: кобальт, никель, хром, ванадий, олово, медь, цинк, серебро, бериллий. В пробах содержится много марганца и титана, на характеристике которых не останавливаемся.

Кобальт в магнетите из гранитов установлен только в краевой зоне интрузива, где количество его изменяется от 0,001 до 0,006%. Характерно, что в пробе из контакта с диоритом описываемый элемент не улавливается. Содержание кобальта в магнетите из диоритов варьирует в пределах 0,001% в магнитном железняке из контакта с гранитами до 0,01% — в удаленных от контакта точках.

Близость ионных радиусов двухвалентных кобальта и железа ($R\text{Co}^{2+} = 0,82$; $R\text{Fe}^{2+} = 0,83$), а также тенденция кобальта концентрироваться в остаточном магматическом расплаве и, наконец, сходство их атомных структур обусловили замещение в кристаллической решетке магнетита двухвалентного железа кобальтом.

Никель, хром спорадически встречаются в магнетитах изучаемых интрузивов. С увеличением содержания никеля повышается и количество хрома; уменьшается роль никеля, соответственно уменьшается концентрация хрома. В гранитах количество этих двух элементов-примесей в магнетите закономерно увеличивается с удалением от контакта с диоритами. В магнетите из диоритов количество никеля и хрома уменьшается с приближением к контакту с гранитами (рис. 1).

Ионные радиусы никеля и хрома ($R\text{Ni}^{2+} = 0,78$, $R\text{Cr}^{3+} = 0,65$) близки к ионному радиусу двухвалентного железа, поэтому они изоморфно входят в решетку магнетита.

Ванадий в магнетите из гранитов в повышенном количестве (0,03%) отмечен в пробах из центральной зоны массива. По периферии

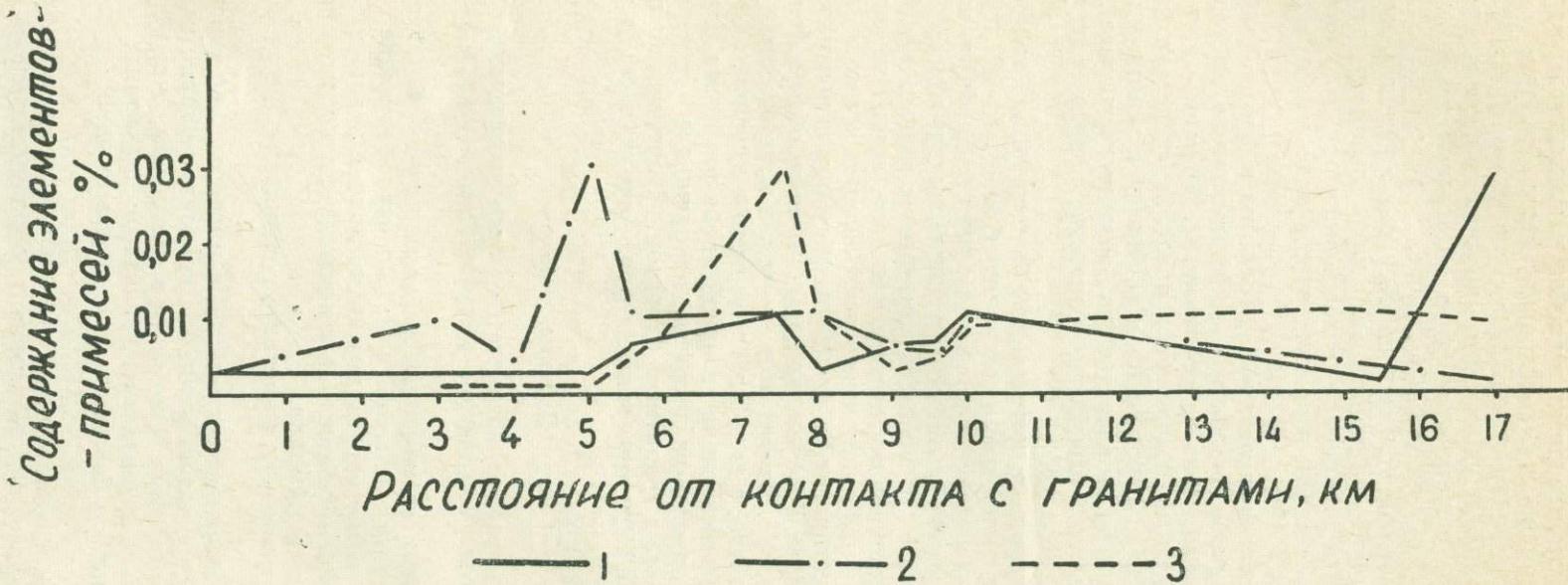


Рис. 1. Вариационная диаграмма содержания элементов-примесей в диоритах Ульменского массива: 1 — никель, 2 — ванадий, 3 — медь

интрузива ванадий зафиксирован в пробах в незначительных количествах (0,003%). В диоритах концентрация этого элемента в магнетите увеличивается с удалением от контакта с гранитами (рис. 1). Ванадий, как известно, накапливается в более поздних образованиях, входит в кристаллическую решетку магнетита благодаря возможному замещению Fe^{3+} ($R_i = 0,67$) на V^{3+} ($R_i = 0,65$).

Олово установлено только в одной пробе магнетита из гранитов эндоконтакта, в одной — из диоритов на значительном удалении от контакта. Появление его в минерале связано, видимо, с наложенными гидротермальными процессами и присутствует в виде молекулярного рассеяния.

Медь в магнитном железняке из гранитов в повышенной концентрации отмечена в пробах из краевой зоны интрузива, пространственно тяготеющих к контакту тела с диоритами. Содержание этого элемента в магнетите из диоритов варьирует в пределах от десяти тысячных до сотых долей процента, уменьшаясь к контакту с гранитами (рис. 1). Медь охотно входит в кристаллическую решетку магнетита, замещая двухвалентное железо, вследствие близости ионных радиусов ($R_i \text{ Cu}^{2+} = 0,71$, $R_i \text{ Fe}^{2+} = 0,83$).

Цинк содержится в описываемом минерале из гранитов всех проб в постоянном количестве и составляет 0,001%. Какой-либо определенной тенденции в поведении цинка в магнетите диоритов не устанавливается. Можно лишь заметить, что наибольшая концентрация его (0,01%) зафиксирована в пробе из контакта с гранитами. Цинк, как правило, накапливается в остаточном расплаве, легко замещает двухвалентное железо в кристаллической постройке магнетита.

Бериллий установлен в магнетите из гранитов центральной зоны интрузива. В магнитном железняке из диоритов он обнаружен в пробах из контакта с гранитом. Входит этот элемент в кристаллическую решетку магнетита, вероятно, в виде молекулярного рассеяния.

Серебро зафиксировано в одной пробе магнетита из гранитов эндоконтакта и в одной — из диоритов, находящихся на значительном удалении от контакта с гранитным плутоном. Присутствует в кристаллической постройке магнетита также в форме молекулярного рассеяния.

Выводы

Изложенный материал позволяет сделать следующие заключения о влиянии гранитов Турочакской интрузии на диориты Ульменского массива.

1. Вещественный состав диоритов закономерно изменяется с приближением к контакту с гранитами: породообразующие минералы и аксессорный магнетит характеризуются крайне неравномерным распределением; по мере приближения к контакту с гранитами появляются две генерации роговой обманки.

2. Кристаллы магнетита в контакте с гранитами несут следы растворения.

3. Содержание элементов-примесей в магнетите из диоритов закономерно изменяется с приближением к контакту с гранитами: количество никеля, меди, ванадия и кобальта в магнитном железняке уменьшается, приближаясь к контакту с гранитами; в контакте с гранитами появляется в магнетите бериллий, свидетельствующий о наложенных процессах.

4. Вещественный состав гранитов закономерно изменяется по мере приближения к периферии интрузива: породообразующие минералы распределены в гранитах эндоконтакта неравномерно.

5. Содержание магнетита в гранитах с приближением к контакту с диоритом уменьшается.

6. Кристаллы магнетита в гранитах, тяготеющих к контакту с диоритом, несут слабо выраженные следы растворения.

7. Распределение элементов-примесей в магнетите из гранитов закономерно меняется с приближением к периферии интрузива: кобальт установлен только в гранитах эндоконтакта; концентрация ванадия в магнетите увеличивается в центральной части тела, содержание меди возрастает в минерале с приближением к контакту с диоритами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Н. И. Беляшов. Основные закономерности распределения элементов-примесей в магнетитах из руд Карабского месторождения (Тургайский прогиб). Изв. АН Каз. ССР, сер. геол. наук, вып. 6(57), 1963.

2. В. А. Вахрушев. Вопросы минералогии, геохимии и генезиса железных руд Кондомского района Горной Шории (Западная Сибирь). Изд. СО АН СССР, 1959.

3. В. А. Вахрушев. Элементы-примеси акцессорного магнетита как критерии для генетического расчленения гранитоидов Алтае-Саянской области. ДАН СССР, т. 147, № 3, 1962.

4. В. А. Вахрушев. Элементы-примеси в магнетите железорудных месторождений Алтае-Саянской области. Сб. матер. по генет. и экспер. мин. Изд. СО АН СССР, 1963.

5. В. В. Ляхович. Некоторые данные о составе акцессорного магнетита. Тр. института минер., геох. и кристаллохим. ред. эл-тов, вып. 3, 1959.

6. Д. С. Штейнберг, В. Г. Фоминых. О распределении элементов-примесей в титаномагнетитах Урала. ДАН СССР, 139, № 6, 1961.

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ АПЛИТОВИДНЫХ ГРАНИТОВ БУЗУРГАТСКОГО УЧАСТКА УЛЕНЬ-ТУИМСКОГО ПЛУТОНА (Хакасия)

Е. В. ВЛАДИМИРОВА

(Представлена профессором А. М. Кузьминым)

В настоящей статье сообщаются результаты изучения акцессорных минералов аплитовидных гранитов Бузургатского участка Улень-Туимского plutона, раскрывающие общие минералого-geoхимические особенности пород и закономерности пространственного размещения акцессорий в них. Полученные данные могут быть использованы в целях корреляции интрузивных пород региона.

Краткая геолого-петрографическая характеристика аплитовидных гранитов

Улень-Туимский гранитоидный plutон расположен на восточном склоне Кузнецкого Алатау в районе среднего течения р. Белого Июса. Плутон сложен породами, варьирующими по составу от диоритов до гранит-аплитов. Весь сложный комплекс пород принято считать сформировавшимся в три фазы становления интрузии салаирского возраста.

Бузургатский участок находится в верховьях одноименного ручья, впадающего слева в речку Кара-Теге. Здесь обнажаются среднезернистые серые гранодиориты первой фазы и граносиениты второй фазы упомянутого plutона, прорванные небольшим (около 12 км²) штокообразным телом аплитовидных гранитов и дайками аплита и пегматита. Как аплитовидные граниты, так и дайки аплита и пегматита, развитые в районе, представляют собою кислые дифференциаты гранитоидной магмы Улень-Туимского plutона и относятся рядом исследователей к ее третьей фазе становления.

Аплитовидные граниты розового цвета однородны по структуре и выдержаны по составу. Главные минералы аплитовидных гранитов: калишпаты (30—40%), плагиоклазы (20—30%), кварц (25—40%), биотит (0,2—1%). Калишпат представлен большей частью перитом распада, реже — ортоклазом без двойников или с простым двойникование. Плагиоклаз идиоморфен, его состав № 20—25. Кварц образует резко ксеноморфные неправильные, несколько вытянутые зерна. Биотит сильно изменен. Структура породы гранитовая реже микропегматитовая.

Граниты включают чрезвычайно редкие маломощные (1—2 м) пегматоидные выделения, иногда имеющие вид линз. Автометаморфические и автометасоматические процессы на участке выразились в явлениях альбитизации (тонкие мелкозернистые оторочки вокруг зерен

плагиоклаза или небольшие гнездообразные скопления и жилки его в калишпатах); грэйзенизации (появление мусковита, турмалина, топаза, флюорита) и других более низкотемпературных постматических изменений.

Аксессорные минералы

В целях изучения минералов-примесей рассматриваемых пород автором обработано 12 проб-протолочек весом от 2,0 до 2,5 кг, 32 шлиховые пробы весом от 30,0 до 100,0 кг, проведено исследование шлифов.

Аксессорные минералы аплитовидных гранитов по весу составляют в сумме не более 0,3—0,4%, в пегматоидных выделениях до 0,5%. Содержания их, подсчитанные в граммах на тонну с учетом коэффициента потерь, приведены в табл. 1. Среди акссесорных минералов железа распространены магнетит, мартит и гематит. Максимальное содержание магнетита установлено в пегматоидных выделениях, а мартит и гематит характерны для аплитовидных гранитов. Из минералов титана присутствуют ильменит, сфен, рутил, анатаз. Наибольшая частота встречаемости отмечается для ильменита, хотя количественные содержания его незначительны. Рутил имеет частоту встречаемости 66%, содержания его отклоняются от единичных знаков до 170,0 г/т. Из других окислов самым распространенным является циркон; корунд обнаруживается редко. Из фосфатов постоянно присутствуют монацит и апатит. Содержания монацита значительно большие по сравнению с апатитом. Из редкоземельных минералов в аплитовидных гранитах и пегматоидных выделениях, кроме отмеченного выше монацита, присутствует ортит, из танталонибатов — колумбит, пирохлор, эшинит, топаз, флюорит, турмалин — продукты постмагматических процессов — встречаются очень редко (частота встречаемости 33%); из сульфидов — пирит; из самородных элементов — свинец; из экзогенных минералов — церуссит, лимонит. Ниже дана характеристика некоторых из них.

Магнетит распределен неравномерно. Содержание его заметно увеличивается в центральных и южных частях штокобразного тела (на участках, насыщенных пегматоидными выделениями), тогда как в северной он почти отсутствует. Объясняется это, по всей вероятности, неравномерностью проявления постмагматических процессов. Минерал кристаллизуется с образованием октаэдров размером 0,2—0,3 мм. Кристаллы несут следы растворения. Магнетит из пегматоидных выделений имеет размеры зерен до 0,5 мм.

Интересно отметить, что, кроме магнетита, иногда существенную часть магнитной фракции (до 2000,0 г/т) составляют магнитные шарики размером от 0,05 до 0,6 мм. Эти оригинальные образования легко крошатся. Они состоят из двух частей: ядра и внешней оболочки. Ядро металлическое, в форме шара, имеет гладкую блестящую поверхность стально-серого цвета, сильно магнитно, сравнительно легко раздавливается и чертится иглой. В растворе Cu_2SO_4 быстро покрывается металлической медью. Полуколичественный спектральный анализ показал присутствие в нем железа, как основного элемента, и, кроме того, Cr — 0,01%, Ni — 0,003—0,01%, Cu — 0,003%. Внешняя оболочка шариков состоит из хрупкой черной однородной массы, немагнитной, по данным спектрального анализа, содержащей Mn > 1,0%, Ba — 0,001%, следы Pb, As, Ca. Масса эта не просвечивает в проходящем свете, легко растворяется в HCl, окрашивая раствор в зеленовато-желтый цвет. Происхождение магнитных шариков, обнаруженных в пробах-протолочках из аплитовидных гранитов Бузургатского участка, пока не выяснено. Следует заметить, что ни в образцах, ни в шлифах, ни в материале шлиховых проб подобных образований пока не обнаружено.

Таблица 1

Распределение акцессорных минералов в породах Бузургатского участка

Минералы	Аплитовидные граниты										Пегматоидные выделения	
	# проб - протолочек										# проб-протолочек	
	105	106	107	108	109	186	187	188	189	190	191	192
Магнетит	+	+	24,0	30,0	+	60,0	500,0	1950,0	2770,0	50,0	1290,0	5250,0
Мартит	200,0	100,0	80,0	50,0	320,0	1800,0	90,0	50,0	150,0	150,0	80,0	30,0
Гематит	100,0	50,0	100,0	70,0	100,0	200,0	660,0	340,0	920,0	370,0	1570,0	225,0
Ильменит	+	+	+	+	+	+	—	12,0	++	+	+	180,0
Сфен	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—	9,0	—
Рутил	+	—	+	+	—	170,0	—	++	—	++	5,0	—
Анатаз	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	++
Циркон	+	+	+	++	—	++	2,0	7,0	—	—	90,0	10,0
Апатит	—	+	+	+	+	—	—	—	—	—	—	—
Пирит	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Турмалин	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Корунд	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Гранат	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Топаз	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	3300,0	—
Монацит	60,0	60,0	40,0	40,0	54,0	120,0	—	150,0	30,0	75,0	2,0	90,0
Ортит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Оранжит	+	+	+	+	—	—	—	—	—	—	0,50	15,0
Колумбит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,0	18,0
Минерал типа эшинита	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Самородный свинец	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Флюорит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Вторичные:												
Псевдоморфозы лимонита по пириту	++	+	+	+	+	—	420,0	++	+	++	+	+
Лейкоксен	++	++	++	++	++	10,0	9,0	45,0	20,0	15,0	+	75,0
Эпидот	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Хлорит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Церуссит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание: знак + содержание минерала в единичных знаках;
знак ++ содержание минерала в редких знаках.

выяснено. Следует заметить, что ни в образцах, ни в шлифах, ни в материале шлиховых проб подобных образований пока не обнаружено.

Мартит встречается в основном в виде октаэдров размером 0,3—0,5 мм. Цвет поверхности кристаллов буровато-черный, в порошке темно-вишневый. Слабо магнитен.

Гематит в зернах неправильной формы ярко-вишневого цвета. Включает мелкие кристаллы монацита, апатита и светлой слегка зеленоватой слюды (?).

Ильменит в большинстве проб присутствует в единичных зонах. Зерна его имеют форму толстых пластин черного цвета, часто покрытых серой пленкой лейкоксена.

Сфен редко встречающийся минерал. Образует мелкие (до 0,1 мм) кристаллы конвертообразного габитуса с гладкой поверхностью граней, прозрачен, окраска светло-желтых тонов.

Анатаз встречается в единичных кристаллах дипирамидального облика с тонкой поперечной штриховкой на гранях. Цвет светло-голубой, блеск алмазный.

Рутил присутствует в незначительных количествах. Кристаллы его размером 0,2—0,5 мм имеют шестовато-призматический габитус с отчетливой тонкой штриховкой вдоль главной оси. Обычно прозрачные светло-желтого цвета кристаллы иногда имеют черные плотные включения, сконцентрированные или на одном из концов кристалла, или перпендикулярно его длинной оси в виде кольца. Включения непрозрачны и, вероятно, состоят из тонкозернистого агрегата ильменита. Рутил включает мелкие кристаллы монацита второй разновидности.

Монацит — весьма характерный и постоянно встречающийся в рассматриваемых породах минерал. Морфология кристаллов, взаимоотношение с породообразующими и другими акессорными минералами, а также характер выделения бурых продуктов окисления TR позволили выделить две разновидности монацита, вероятно, соответствующие двум генерациям редкоземельного фосфата. Первая разновидность монацита проявляется в виде вытянутых кристаллов призматического или таблитчатого габитуса с дипирамидками на концах. Размер кристаллов от 0,1 до 1,2 мм, а отношение ширины к длине от 1 : 2 до 1 : 5. Кристаллы чаще встречаются в пределах зерен калишпатов или сильно измененного биотита, реже — в плагиоклазе. Характерным признаком этой разновидности является образование вокруг кристаллов монацита плеохралических двориков. Иногда в результате вторичных изменений от прозрачных кристаллов монацита остаются только мелкие реликтовые участки в общей бурой массе. Сильная степень вторичного изменения монацита этой разновидности дает основание говорить о ранней генерации его.

Монацит второй разновидности образует мелкие (не более 0,1 мм) изометричного облика кристаллы, прозрачные с отчетливо выраженным зональным строением. Они встречаются в виде отдельных кристаллов или скоплений по 2—5 кристалла в зернах кварца, внутри или на границе кристаллов рутила, на границе зерен кварца и калишпата или чаще в мелкозернистом агрегате альбита. Вторичные изменения этих кристаллов слабые. Ассоциация минералов, отсутствие продуктов изменения монацитов говорят о более позднем этапе образования редкоземельного фосфорита этой разновидности.

В материале шлиховых проб кристаллы монацита таблитчатые или призматические. Плоскости граней неровные, изъедены; ребра кристаллов сглажены. Окраска неравномерная — от светло-желтой до красновато-желтой. Удельный вес 5,20. Минерал радиоактивен. Радиохимическим анализом в монаците установлено Th — 6,07%, U — 0,259%, Pb —

0,106%. Полуколичественный спектральный анализ показал, что монацит содержит Ce, La, Y в количестве более 1,0%, Mn — 0,01%; Ti — 0,01%, следы Be, Ba, As.

Колумбит встречается редко. Черные, просвечивающие темно-красным, прямолинейно очерченные кристаллы его обнаружены в перититизированных зернах калишпатов. В материале протолочек призматические плоские кристаллы колумбита размером 0,2—0,5 мм имеют пикообразные концы. Поверхность кристаллов гладкая с полуметаллическим блеском. Спектральным анализом в минерале установлены в количестве основных элементов Mn, Nb, Ta; $Ti > 1,0\%$, $W > 1,0\%$, Be — 0,1%.

Минерал типа эшинита сравнительно часто встречается в материале шлиховых проб. Зерна его изометричной формы размером до 0,7 мм (в кристаллах пока не обнаружен). С поверхности темно-бурый, матовый, в осколках просвечивает бурый; излом полураковистый с сильным смолистым блеском на свежих сколах. В шлифах, вокруг темно-бурового слабо просвечивающего минерала, видна мелкоагрегатная слюдоподобная оторочка вторичных продуктов изменения. Минерал типа эшинита так же, как и колумбит, обнаруживается в кристаллах калишпатов. Спектральным анализом в нем устанавливаются высокие содержания Ca, Th, Ce, Nb.

Циркон является постоянным акцессорным минералом пород рассматриваемого участка, хотя содержания его незначительные. По форме и размерам кристаллов, по наличию элементов-примесей выделяются четыре разновидности циркона: первая разновидность (мелкий прозрачный), вторая разновидность (крупный прозрачный), малакон и циртолит. В аплитовидных гранитах распространены циркон первого типа и малакон, в пегматоидных образованиях — преимущественно циртолит и циркон второго типа, а две другие разновидности (первого типа и малакон) присутствуют в подчиненном количестве. Циркон первого типа представлен мелкими слегка вытянутыми кристаллами размером 0,05—0,1 мм с пирамиальными окончаниями. Удлинение 1 : 1,5 и 1 : 2. Поверхность граней гладкая, внутри с трещинками. Окраска слабо-желтых тонов, иногда содержит редкие тонкие включения темно-зеленого минерала (роговая обманка?). В шлифах обнаруживается в зернах калишпатов.

Циркон второго типа имеет кристаллы изометричной формы с развитием граней {100}, {110}, {111} размеры их до 1,5 мм, окраска слабо-розовых тонов. По данным спектрального анализа, первые две разновидности циркона не содержат заметных примесей посторонних элементов.

Малакон отмечается только в единичных знаках. Кристаллы его размером 0,2—0,4 мм имеют октаэдрическую форму. Окраска малакона светло-бурая. В проходящем свете минерал аморфный. Спектральным анализом установлено присутствие Si, Pb, Mn, U, Th, Be. Четвертый тип циркона циртолит (как и крупный прозрачный второго типа) характерен только для пегматоидных выделений, в которых он составляет до 80% от общего количества минерала в пробе. Кристаллы этого типа циркона имеют форму сильно вытянутых тетрагональных призм с соотношением осей 1 : 10. Максимальные размеры до 2,5 мм. Обычно кристаллы циртолита окружены плеохраичными дворниками, а внутри имеют аморфную массу с мелкими реликтами кристаллического строения. Кристаллы не-прозрачны, светло-бурового цвета, с поверхности покрыты ржаво-бурыми пятнами (иногда пятна сливаются и образуют пленку). Внутри кристаллы неоднородного строения. В основном это плотная стекловатая масса с жирным блеском в свежем изломе, в которой проявляются участки рыхлого строения. Как плотные, так и рыхлые образования густо пропитаны точечными включениями ржаво-бурового цвета. По данным полуко-

личественного спектрального анализа этот циркон содержит примеси Th, Hf, Y, Yb.

В целях сравнения составов и количественных соотношений акцессорных минералов аплитовидных гранитов и других групп пород Бузургатского участка Улень-Туймского plutона нами составлена табл. 2.

Таблица 2

**Распределение акцессорных минералов в породах
Улень-Туймского plutона в районе Бузургатского участка**

Минералы	Среднее содержание в г/т			
	гранодиориты I фазы (13 пр.)	граносиениты II фазы (10 пр.)	аплитовидные граниты III фазы (10 пр.)	дайки аплита и пегматита (7 пр.)
Магнетит	7957,0	1089,0	590,0	475,0
Мартит	—	++	194,0	+
Гематит	44,3	250,0	291,0	30,0
Ильметит	9,0	42,0	++	51,0
Сфен	784,0	174,0	+	57,8
Рутил	—	—	++	+
Анатаз	—	—	+	+
Лейкоксен	—	+	10,0	+
Циркон	40,0	11,7	1,0	+
Апатит	2,0	+	+	+
Пирит	+	+	+	—
Монацит	—	—	62,9	++
Оранжит	—	—	++	+
Колумбит	—	—	+	—
Самород. свинец	+	+	+	+
Самород. цинк	+	—	—	—
Халькопирит	+	—	—	—
Топаз	—	—	+	+
Гранат	—	—	—	+
Ортит	—	—	+	—

Примечание: знак + — содержание в единичных знаках;
знак ++ — содержание в редких знаках.

Из рассмотрения этой таблицы видно, что средний состав акцессорных минералов аплитовидных гранитов отличается от состава минералов-примесей пород ранних фаз одного и того же plutона и почти полностью совпадает с его поздними дайковыми образованиями кислотного состава. Для ранних этапов формирования пород участка характерны магнетит, сфен, циркон, апатит, сульфиды, самородный цинк. В гранодиоритах и граносиенитах не обнаружены редкометальные минералы и минералы легколетучих компонентов. В породах более кислого состава отмечается понижение содержания минералов железа и титана (магнетита и сфена) и заметное обогащение редкометальной минерализацией. Подобный видовой состав тяжелых минералов-примесей и их количественные соотношения сохраняются и для дайковых пород.

Действие постмагматических процессов в штокообразном теле аплитовидных гранитов сопровождается мартитизацией магнетита, лейкоксенизацией ильменита и образованием вторичных минералов по ряду других акцессорий. Явление мартитизации широко распространено в природе и отмечается многими исследователями. В частности, Р. В. Масгутов [3], рассматривая продукты мартитизации акцессорных минералов среди гранитов одного из массивов в Северном Казахстане, приходит к выводу, что процессы изменения магнетита и переход его в гематит характерны для гранитов, подвергавшихся интенсивному натровому метасо-

матозу. Автор подчеркивает, что подобные явления тесно связаны с эндогенными процессами.

Весьма интересным является общее уменьшение в породе при наложении вторичных процессов магнетита, апатита и ильменита и увеличение количества редкоземельных минералов. Как отмечают В. В. Ляхович и Б. И. Золотарев [2], а также в последнее время для пород Калбинского комплекса Н. Н. Амшинский и др. [1], причиной уменьшения содержаний магнетита, ильменита, апатита являются интенсивные постмагматические процессы, такие как калишпатизация, альбитизация, грейзенизация.

Из изложенного можно сделать следующие основные выводы.

1. В состав аплитовидных гранитов Бузургатского участка входит разнообразный комплекс акцессорных минералов, среди которых присутствуют редкометальные и редкоземельные минералы, содержащие такие элементы, как Th, Tr, Hf, Ta, Nb, U, Be, W, что, вероятно, можно использовать в качестве дополнительного критерия для выделения самостоятельной фазы внедрения, в которую сформировалось изучаемое штокообразное тело аплитовидных гранитов.

2. Обращает на себя внимание большое сходство состава и количественных соотношений акцессориев аплитовидных гранитов и даек аплит-пегматитов, что может указывать на очень тесную связь их образования в общем цикле становления гранитоидной интрузии.

3. Самый распространенный акцессорный минерал изученных пород — монацит.

ЛИТЕРАТУРА

1. Н. Н. Амшинский, И. В. Марич и др. Аксессории гранитоидов Алтая и методика их изучения. Госуд. Геологический Комитет СССР, СНИИГГИМС. Изд-во «Недра», Москва, 1964.
2. В. В. Ляхович, В. И. Золотарев. Аксессорные минералы в гранитоидах Горного Алтая. Тр. ИМГРЭ, вып. 2, Изд-во АН СССР, 1959.
3. Р. В. Масгутов. Некоторые данные к вопросу о мартитизации. Изд-во АН Каз. ССР, сер. геол., вып. 1, 1957.
4. Л. В. Таусон, З. В. Студеникова. Закономерности распределения свинца, цинка, молибденита в изверженных породах. Изд-во АН СССР, 1959.

ИЗЫХСКИЙ ГАББРОИДНЫЙ МАССИВ (Кузнецкий Алатау)

Г. А. ИВАНКИН, Д. И. ЦАРЕВ

(Представлена кафедрой общей геологии)

Описываемый ниже габбровый массив расположен в левом борту долины р. Белого Июса против поселка Мендоля. Породами его сложена верхняя часть одноименной горы, вершина которой возвышается над окружающей поверхностью в виде монаднока.

Своеобразная структура plutона, особенности петрографического состава пород и степени их изменения до сих пор не нашли освещения в печати. Учитывая это, авторы в настоящей статье сообщают основные результаты своих исследований.

Плутон прослеживается от долины р. Белого Июса через гору Изых в ЮЗ направлении за пределы изученной площади. Он прорывает породы карбонатно-амфиболитовой толщи и вместе с ними слагает сравнительно крупный останец кровли Улень-Туймского (Белоиусского) гранитоидного массива (рис. 1). Изыхский plutон имеет вытянутую в СВ направлении лополитоподобную форму, расслоен. Ясно выраженная полосчатость пород, слагающих его, позволяет уточнить строение массива, основные черты которого показаны на рис. 1. В дополнение подчеркнем, что полосчатость пород имеет очень крутое падение (под углами в 75—80°) на СВ вдоль ЮВ границы тела и обратное падение — в СЗ части его. Юго-западнее вершины горы Изыха полосчатость имеет падение на СВ под углами 60—65°.

Среди пород, слагающих plutон, наиболее распространенными являются следующие разности: 1) габбро оливиновое соссюритизированное и амфиболизированное, 2) амфиболизированное и катаkläзированное габбро, 3) амфиболизированное меланократовое габбро, 4) амфиболизированное кварцевое габбро и 5) анортозиты. Кроме того, к этому же комплексу, вероятно, относятся гарцбургиты, слагающие дайки, секущие габброиды. В табл. I приведена краткая характеристика отмеченных разностей пород.

Общими характерными чертами Изыхских габбро является то, что все они метагаббро, встречающаяся в них роговая обманка всегда вторичная, замещающая пироксен, имеет голубовато-зеленый цвет, зерна часто с занозистыми очертаниями, $2V$ колеблется от -76 до -86° , CNg — от 15 до 23°; первичные темноцветные минералы представлены авгитом ($CNg = 44^{\circ}$, $Ng - Np = 0,015$), а в оливиновой разности — авгитом, гиперстеном и магнезиальным оливином ($Ng - Np = 0,035$); плагиоклазы — лабрадор-битовитом от № 70 до № 76.

Преимущественным распространением пользуются амфиболизированное и катаклазированное и меланократовое амфиболизированное габбро. Кварцевое амфиболизированное габбро и аортозиты более ограничены в распространении и встречаются отдельными неправильной формы участками и полосами.

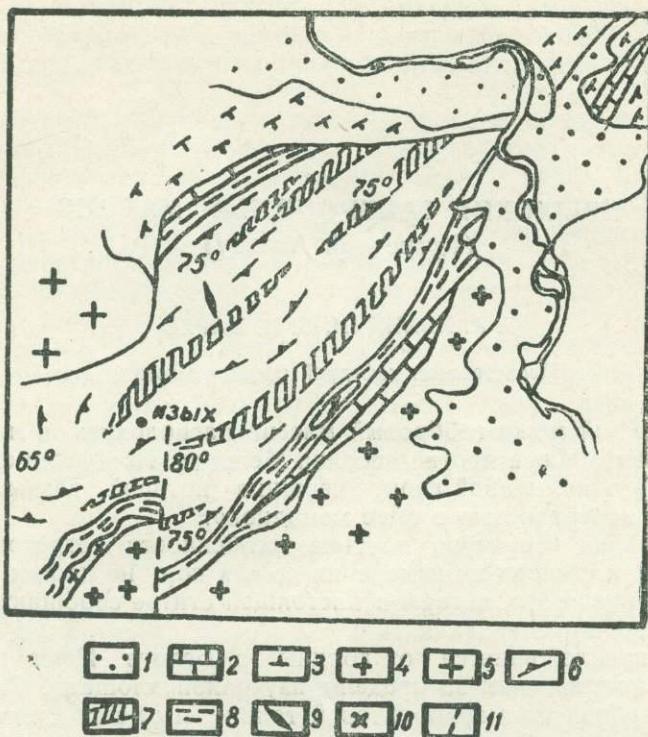


Рис. 1. Геологическая карта горы Изых. 1 — четвертичные отложения; 2 — мраморы каратегской толщи; 3 — сиенито-диориты первой фазы Улень-Туймского plutона; 4 — гранодиориты первой фазы Улень-Туймского plutона; 5 — граниты второй фазы Улень-Туймского plutона; 6 — габброиды горы Изых с элементами прототектонической полосатости; 7 — меланократовые разности габброидов горы Изых; 8 — контактовые амфиболито-гнейсы; 9 — дайки гарцбургитов; 10 — гибридные габбродиориты; 11 — дизьюнктивные нарушения.

Кроме описанных пород, сохранивших интрузивный облик, в составе массива имеются разности, которые приобретают все особенности метаморфических образований. Для петрографической характеристики этих пород, названных нами контактовыми амфиболито-гнейсами, приведем обобщенное описание их.

Контактовые амфиболито-гнейсы наблюдаются в приконтактовой части габброидов с породами Улень-Туймского интрузивного комплекса и являются продуктами контактового воздействия последних на Изыхское габбро и вмещающие габбро породы каратегской толщи. По своему облику амфиболито-гнейсы напоминают мелкозернистые гнейсовидные диориты. Цвет их обычно серый. Предыдущие исследователи называли их роговиками. Однако, кроме типичных роговиков, имеющих в своем составе около 5—10% фемических минералов, в этой группе пород преобладают амфиболито-гнейсы. Основными мине-

Таблица 1

Краткая петрографическая характеристика Изыхских габброидов

	Габбро оливиновое соскюритизированное и амфиболизированное	Габбро амфиболизированное и катаклизированное	Габбро меланократовое амфиболизированное	Габбро кварцевое амфиболизированное	Анортозит
Цвет	Темно-зеленовато-серый	Зеленовато-серый	Темно-зеленый	Зеленовато-серый	Светло-серый
Макроструктура	Среднезернистая	Среднезернистая	Крупнозернистая	Среднезернистая	Крупнозернистая
Текстура	Массивная или слабогнейсовидная	Массивная или полосчатая	Массивная	Массивная	Массивная или пятнистая
Микроструктура	Габбро-офитовая, пойкилоофитовая	Гипидиоморфно-зернистая и бетонная	Пойкилитовая	Габбровая и пойкилитовая	Панидиоморфно-зернистая
Минералогический состав	Плагиоклаз	35—45%	34—50%	До 20%	40—50%
	Авгит	20%	Реликтовые зерна	До 55%	Реликтовые зерна
	Гиперстен	До 5% зерна замещены серпентином	—	—	—
	Оlivин	Единичные зерна — до 10%	—	—	—
	Роговая обманка	25%	45—60%	25—30%	50—55%
	Кварц	—	Вторичный, до 0,05%	—	До 10%
	Аксессорные	Магнетит	Магнетит	Магнетит, сфен, единичные зерна	Магнетит, циркон
	Шпинель	До 5%	До 0,5%	—	—
	Второстепенные	Соссюрит	Эпидот, цоизит, серицит	Биотит, эпидот	Эпидот, хлорит, серицит, Альбит, цоизит
				соссюрит	

ралами, слагающими амфиболито-гнейсы, являются: 1) плагиоклаз — 30—60% (№ 40 до № 60, в реликтах первичных зерен — до 71); 2) роговая обманка — 30—50% ($2V$ от —72 до —84°, $CNg = 17—19^\circ$); 3) диопсид — до 40% ($Ng - Np = 0,028$, $CNg = 39^\circ$, $2V = 57^\circ$); 4) кварц — 10%, акцессорные (магнетит, сфен) — 5%; 5) редко биотит. Структура породы гнейсовидная, под микроскопом — нематобластовая (рис. 2, а). Амфиболито-гнейсы окаймляют габброиды г. Изых с северо-запада и юго-востока полосами шириной до 700 м. Элементы гнейсовидности их располагаются параллельно контактам габброидов с Улень-Туимскими гранитоидами и параллельно структурам останцев мраморов каратегской толщи, имеют падение преимущественно под габброидный массив под углами 70—85°, редко — обратное. Отдельные линейновытянутые участки амфиболито-гнейсов встречаются среди массива габброидов, обтекают будины габбро, затекают в трещины. Местами наблюдаются процессы метасоматической гранитизации амфиболито-гнейсов, выраженные в полосчатом замещении субстрата гнейса согласно его текстуре гранитом. Эти данные свидетельствуют о том, что амфиболито-гнейсы обладали пластической текучестью при своем образовании и, будучи пластичными, легко подвергались процессам гранитизации. Интересно отметить тот факт, что амфиболито-гнейсы наблюдаются только в приконтактовой зоне габброидов с первой сиенито-диоритовой фазой Улень-Туимской интрузии, в контакте со второй гранитовой фазой их нет.

Из даек, секущих метагабброиды горы Изых, большой интерес представляют дайки ультраосновных пород и оливиновых габбро. На них мы постараемся сосредоточить внимание, остальных же дайковых образований, как менее важных, с нашей точки зрения, касаться не будем.

Дайки ультраосновных пород сложены серпентинизированными гарцбургитами, имеют мощность 2—3 м, по отношению к структурам массива метагабброидов являются секущими. Цвет породы черный, структура мелко- и среднезернистая, текстура массивная или слабополосчатая, наблюдаются следы грубой рассланцовки. На выветрелых поверхностях образуются бурые корочки. Под микроскопом наблюдается петельчатая и перекрещенно-волокнистая структура. Минералогический состав: 1) оливин — 5% ($Ng - Np = 0,036$); 2) реликтовые зерна ромбических пироксенов, замещаемых серпентином и tremolитом (энstatит — $Ng - Np = 0,010$, гиперстен — $Ng - Np = 0,012$, $2V = -72^\circ$); 3) серпентин — 45%; 4) tremolит — до 45% ($Ng - Np = 0,023$); 5) рудные — до 5%; 6) зеленая шпинель — 0—1%.

Дайки оливинового габбро встречены в северо-восточной части Изыхского массива и за его пределами. В первом случае они секут метагабброиды, во втором — гранитоиды Улень-Туимского plutона, а следовательно, являются сравнительно молодыми образованиями среди интрузивных пород района. Мощность даек достигает 6 м. Минералам, слагающим эти габбро, свойственна свежесть. Порода имеет темно-серый до черного цвет, среднезернистую структуру, массивную текстуру, состоит из 45% плагиоклаза № 70, 50% темноцветных минералов (пироксен, роговая обманка, оливин) и 5% магнетита. Пироксены представлены авгитом и в меньшей степени гиперстеном. Содержание оливина 3—4 зерна на шлиф. Почти все зерна пироксенов имеют кайму из зеленой роговой обманки. По всей вероятности, амфиболизация пироксенов произошла в процессе кристаллизации магматического расплава. Микроструктура породы габбро-офитовая, в отдельных участках — пойкило-офитовая.

Для геохимической характеристики габброидов и kontaktовых амфиболито-гнейсов приведена табл. 2, в которой сведены результаты спектральных анализов. Сопоставлением наиболее часто встречающихся

ся содержаний химических элементов подтверждается генетическое сродство габброидов и амфиболито-гнейсов. Отмечаемое более высокое содержание титана и цинка, вероятно, объясняется влиянием наложенных процессов в приконтактовой части.

Таблица 2

Содержание химических элементов в породах массива горы Изых по результатам спектрального анализа штуковых проб

	Метагабброиды				Амфиболито-гнейсы			
	Содержание, %			доля наиболее часто встречающихся содержаний, %	Содержание, %			доля наиболее часто встречающихся содержаний, %
	от	до	наибо- лее часто встреча- ющиеся		от	до	наибо- лее часто встреча- ющиеся	
Pb	0	0,001	0	72	0	сл.	0	89
Cu	0,0005	0,1	0,001	38	0,001	0,006	0,001	44
Zn	0	0,06	0	40	0,003	0,01	0,006	78
Ni	0,003	1,0	0,01	31	0,006	0,06	0,01	44
Co	0,001	0,3	0,01	40	0,003	0,01	0,01	44
Cr	0,001	0,1	0,03	28	0,001	0,1	0,03	33
V	0	0,03	0,01	35	0,006	0,03	0,01	55
Mn	0,01	0,1	0,06	35	0,01	0,06	0,06	44
Ti	0	1,06	0,01	22	0,01	0,03	0,03	66
Ba	0	0,003	0	53	0	0,001	0	78
Sr	0	0,006	0	75	0	0,001	0	89

Сравнивая количественный состав окислов контактных амфиболито-гнейсов со средним составом наиболее типичных проб габбро (табл. 3), видим, что первые содержат больше SiO_2 , железа валового, TiO_2 , щелочей и обеднены кальцием и магнием. Из этого следует, что в результате контактного воздействия Улень-Туимской интрузии на габброиды г. Изых в последние привносились кремнекислота, титан, железо и щелочи и выносились из них кальций и магний.

В тектоническом отношении массив г. Изых располагается в осевой части Изыхской синклинали, входящей в состав более крупной структуры — горст-антеклинали, занимает субконкордантное положение со структурами вмещающих пород: его юго-западная граница является лишь несколько секущей по отношению к последним, северо-западная и юго-восточная протягиваются по простираннию мраморов каратегской толщи. Из элементов прототектоники проявляются полосатость, линейные структуры течения, трещины отдельности. При этом отличить первичную полосчатость от вторичной, возникшей в результате метаморфической переработки, не всегда возможно. Та и другая в основном имеют одно и то же простиранние, параллельное контактам, падают обычно в сторону массива под углами $65-80^\circ$ и выражаются чередованием меланократовых метагаббро с обычными и анортозитами. Из прототектонических трещин отдельности наиболее различимы продольные, остальные затушеваны вторичной трещиностью. С вторичной трещиноватостью связано внедрение всевозможных даек и сбросо-сдвиговое перемещение. Линейные структуры течения обусловлены взаимопараллельным ориентированием удлиненных зерен темноцветных минералов.

Возраст метагабброидов горы Изых определить весьма трудно. Массив прорывает каратегскую толщу (Pt_3)¹) и прорывается Улень-Туймской интрузией. Другими фактическими материалами, которые позволили бы сузить возрастные границы plutона, мы не располагаем. Сильная степень метаморфизма практически исключает возможность использовать методы определения абсолютного возраста.

Таблица 3
Химический состав пород Изыхского интрузивного комплекса

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	44,62	43,39	44,92	47,17	46,97	46,24	49,66	35,82
TiO_2	0,12	1,14	0,22	0,25	1,75	0,23	1,06	0,14
Al_2O_3	22,30	16,05	10,07	23,20	9,61	16,08	15,22	5,61
Fe_2O_3	1,98	6,52	5,62	1,71	3,80	3,35	6,13	9,58
FeO	3,44	5,77	5,05	2,27	5,65	3,92	6,76	5,84
MnO	0,05	0,09	0,11	0,11	0,15	0,07	0,14	0,30
MgO	9,99	8,93	22,58	7,14	13,92	11,23	6,28	30,28
CaO	13,75	14,41	4,03	15,79	15,00	16,82	8,54	1,12
Na_2O	1,20	1,00	1,00	1,16	1,54	0,67	2,84	0,19
K_2O	0,33	0,32	0,80	0,43	0,63	0,15	0,86	0,15
S	с.л.	с.л.	0,09	0,04	0,03	0,02	0,05	0,10
P_2O_5	00,9	0,04	0,07	0,08	0,49	0,05	0,20	0,06
H_2O	01,7	0,09	0,36	0,15	-	-	-	-
п.п.п.	19,4	1,07	5,72	1,37	0,96	1,28	1,30	10,14
Сумма	99,89	98,92	100,64	100,87	100,47	100,11	99,05	99,24

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	3,25	2,68	3,64	3,41	7,3	3,1	12,2	0,74
c	14,6	9,82	4,45	15,21	7,2	19,	8,3	1,1
b	27,1	35,5	44,61	22,92	33,6	27,7	26,2	66,2
S	55,05	52,0	47,3	58,46	46,7	50,3	53,1	31,9
Q	-11	--11,1	--17,1	-5,1	-28,2	-4,7	-14,1	--3,87
f'	19,4	32,6	19,8	37,79	10,2	32,6	52,5	26,2
m'	67,5	44,0	78,8	67,28	51,9	65,5	32,7	6,
c'	13,1	23,4	-	5,0	21,3	21,8	-	
a'	-	-	1,4	-			14,7	13,3

1, 4, 6 — габбро амфиболизированное и катаклизированное.

2 — габбро оливиновое соссюритизированное и амфиболизированное.

3, 5 — габбро меланократовое амфиболизированное.

8 — гарцбургит.

7 — контактовый амфиболито-гнейс.

Таким образом, габброндый комплекс пород горы Изых характеризуется рядом специфических черт, отличающих его от других интрузивных образований района среднего течения р. Белого Июса. Судя по химическому составу (см. табл. 3 и петрохимическую диаграмму, рис. 3), наибольшее сходство породы комплекса обнаруживают с габбро горы Когтак, расположенной в 20 км к северо-востоку от горы Изых, но отличаются рядом существенных признаков, из которых следует подчеркнуть следующие: 1) породы горы Изых представляют собою метагаббро и серпентинизированные гарцбургиты, 2) по результатам площадного металлометрического опробования, выполненного геофизическими партиями, устанавливается повышенная концентрация Cr, Ni, Co в породах горы Изых; эти элементы не характерны для Когтакского массива и 3) титановые минералы (ильменит и титано-магнетит), содержащиеся в повышенных количествах в породах Когтакского массива, практически отсутствуют в породах горы Изых.

При изучении гранитоидов Улень-Туимского plutона нами выявлено, что гибридные породы, слагающие обычно возвышенные участки в рельефе, содержат повышенное содержание пироксенов (до 35%) и изобилуют ксенолитами вмещающих пород типа Изыхского габбро и эфузивов каратегской толщи. Это наталкивает на мысль, что пироксины являются ксеногенными минералами, захваченными гранитоидной магмой при ассоцииации магматических пород кровли. В подтверждение этой мысли при микроскопическом изучении обнаружено, что иногда пироксины в поле шлифа располагаются отдельными обособленными группами зерен среди плагиоклазов (рис. 2, е). В отдельных случаев зерна в этих группах «цементируются» рудным минералом, образуя сидеронитовую структуру. Такие участки пироксеновой породы напоминают собою реликты ксенолитов габбро. Повсеместно пироксен замещается роговой обманкой или хлорит-актинолитовыми агрегатами. Пироксины представлены моноклинными (авгит, диопсид) и ромбическими (бронзит, гиперстен) разностями. В количественном отношении моноклинные преобладают над ромбическими.

Результаты металлометрического опробования, произведенного геофизическими партиями Западной комплексной геологоразведочной экспедиции Красноярского геологического управления, показывают, что повышенное содержание Cr и Ni находится преимущественно в пробах, взятых с горы Изых и с участков распространения гибридных пироксенодержащих пород (рис. 4). Участки с распространением эфузивов каратегской толщи и пород Буйской интрузии не обнаруживают сколько-нибудь значительного содержания этих элементов.

Анализируя эти данные, можно сделать вывод, что габброиды горы Изых некогда имели сравнительно широкое распространение в районе среднего течения реки Белого Июса. Они слагали, по всей вероятности, пластообразные и воронкообразные тела, вытянутые в северо-восточном направлении по простиранию складчатых структур вулканогенно-осадочной геосинклинальной толщи (каратегской). Эта вулканогенно-осадочная толща обнажается к югу от горы Изых, интенсивно дислоцирована и насыщена силлами и дайками габбро-диоритов, габбро-диабазов, эпидиабазов габбро-диорит-диабазовой формации, именуемой в соседних районах Буйской интрузией. Приспособляемость к складчатым структурам вмещающих пород и довольно интенсивная тектоника Изыхских габброидов наводит на мысль, что образование их происходило в доорогенный период и связано с глубинными разломами, возникшими при растяжении земной коры в краевой впадине геосинклинали в начальную стадию тектогенеза [8]. С внедрением габброидов завершился цикл геосинклинального вулканизма. Что касается даек гарцбургитового состава, то их следует считать конечным продуктом дифференциации очага базальтовой магмы, породившей Изыхские габбро. Этому свидетельствует пространственная приуроченность гарцбургитов к массиву габброидов, их одинаковая степень метаморфизма, указывающая на небольшой разрыв во времени образования, наличие повышенного содержания одинаковых элементов-примесей (Ni, Co) в обоих типах пород и одинаковых метаморфогенных минералов (зеленая шпинель). Следовательно, встает необходимость выделения самостоятельного Изыхского габбро-пироксенитового интрузивного комплекса и отнесения этого комплекса к какой-то определенной магматической формации.Петрографический состав габброидов, форма тела, положение в геологических структурах, ассоциация с эфузивно-осадочным геосинклинальным комплексом, наличие кварцевых габбро — все это характерно для габбро-пироксенит-дунистой формации, выделенной Ю. А. Кузнецовым на Урале [5]. Отличительной же особенностью Изых-

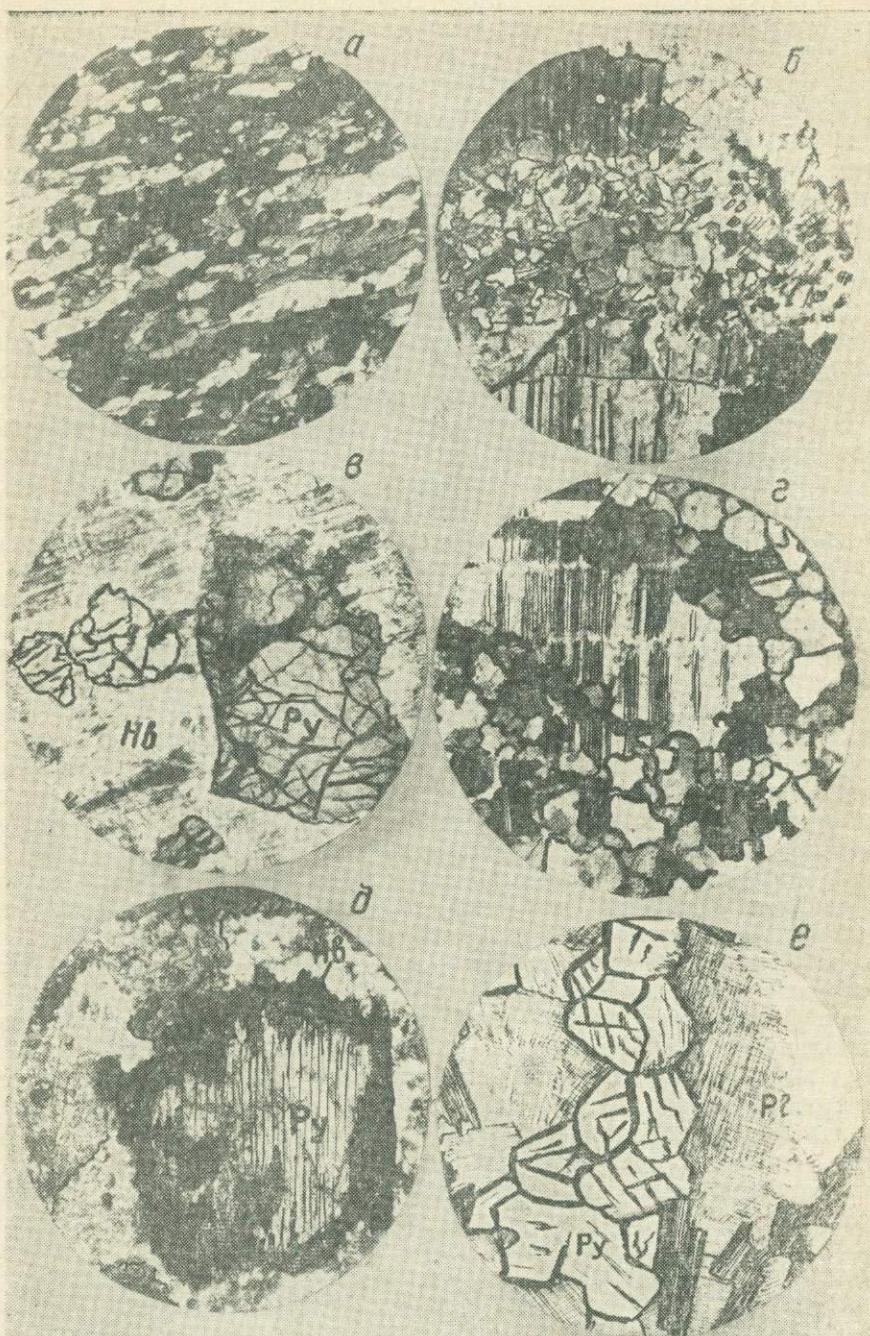


Рис. 2. Микрофотографии петрографических шлифов. а — контактовый амфиболит гн.г.; б — сетонная структура в катаклизированном габбро; в — реликты пироксена в зерне уранитовой роговой обманки в амфиболизированном габбро; г — ороговикованное габбро; д — амфиболизация зерна пироксена в амфиболизированном габбро; е — групповое распределение пироксена в гибридных породах Улень-Туимского plutона

ских пород является отсутствие в их составе дунитов, и ультраосновные породы являются более поздними образованиями, чем габброиды. Несколько похожий с нашим случай описан А. П. Лебедевым (1962 г.) на Сваранцком массиве в Южной Армении [7]. Там верхне-эоценовые (?) габброиды секутся дайками ультраосновных пород (магнетитовых оли-

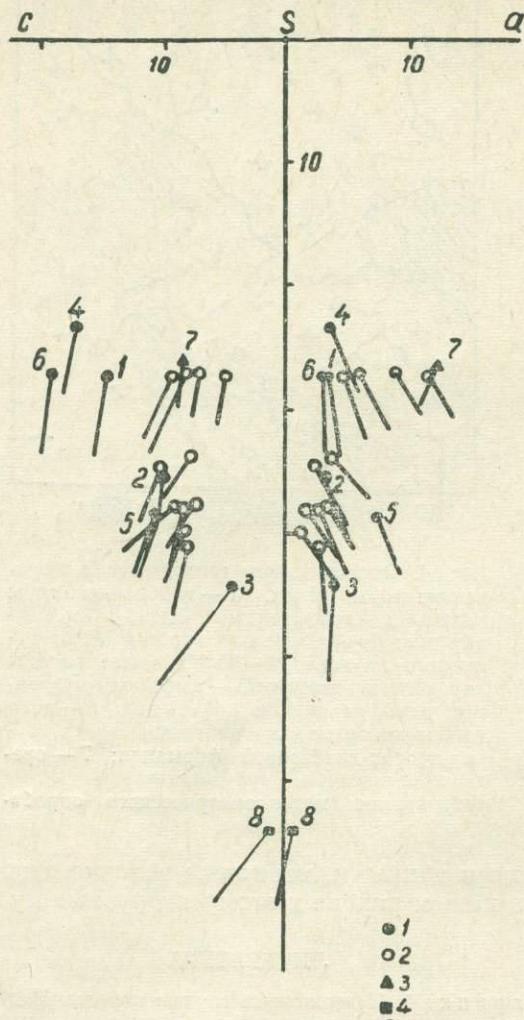


Рис. 3. Петрохимическая диаграмма. 1 — изыхское габбро; 2 — когтакское габбро; 3 — контактовый амфиболито-гнейс горы Изых; 4 — гарцбургит горы Изых

винитов и казанскитов). В работах же по Кузнецкому Алатау описаний интрузивных комплексов, подобных Изыхскому, не встречается. Таким образом, возникает затруднение в определении формационной принадлежности пород массива горы Изых. Авторы все же склонны с большими условностями отнести их к габбро-пироксенит-дунитовой формации.

На более молодые дайки оливиновых габбро, секущих Изыхские метагаббро и Улень-Туймские гранитоиды, также следует обратить внимание. Подобные образования встречаются в нескольких районах Кузнецкого Алатау. А. Ф. Коробейников в работе по Коммунаровскому рудному полю [6] описывает дайки оливиновых габбро, секущие Солгонский гранитоидный массив, который параллелизуется с Улень-Ту-

имским plutоном (Cm_3 —0). Эти дайки он условно относит к девонско-му габбро-сиенитовому интрузивному комплексу, выделяемому М. П. Кортусовым в Мариинской тайге (Кузнецкий Алатау) [3].



Рис. 4. Схематическая геологическая карта района горы Изых. 1 — габброиды горы Изых; 2 — гранитоиды Улень-Туимского plutона; 3 — гибридные породы Улень-Туимского plutона; 4 — карбонатные породы каратегской толщи; 5 — амфиболизированные диабазы каратегской толщи; 6 — тела габбро-диоритов и габбро-диабазов габбро-диорит-диабазовой формации; 7 — ореолы повышенного содержания Ni и Cr по результатам металлометрического опробования

Согласуясь с этими данными, мы также условно относим дайки оливинового габбро в нашем районе к этому интрузивному комплексу.

ЛИТЕРАТУРА

1. А. Н. Заварицкий. Изверженные горные породы. Изд-во АН СССР, 1956.
2. Г. А. Иванкин, Ю. А. Кузнецов. Магматизм и метаморфизм Кузнецкого Алатау. Геология СССР, т. XV, ч. 1, Красноярский край, Госгеолтехиздат, 1961.
3. М. П. Кортусов. О габбро-сиенитовом интрузивном комплексе Мариинской тайги (Кузнецкий Алатау). Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири. Изд-во Томского университета, Томск, 1962.
4. Ю. А. Кузнецов. О принципах выделения и классификации магматических пород. В кн.: «Основные идеи М. А. Усова в геологии». Изд-во АН Каз. ССР, 1960.
5. Ю. А. Кузнецов. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», Москва, 1964.
6. А. Ф. Коробейников. Основные черты трещинной тектоники Коммунаровского золоторудного поля. Геология и геофизика. Изд-во СО АН СССР, № 11, 1964.
7. А. П. Лебедев. Рудные оливиниты Свараницкого месторождения в южной Армении как особый генетический тип магматических железных руд. Сб. Геология рудных месторождений. Изд-во АН СССР, № 6, 1962.
8. А. Ритман. Вулканы и их деятельность. Перевод с немецкого. Изд-во «Мир», Москва, 1964.
9. В. Л. Хомичев. Интрузивный магматизм Туимского района Хакасии. Сб. «Новые данные по геологии юга Красноярского края». Красноярское кн. изд-во, 1963.

ИЗВЕСТИЯ
ТОМСКОГО ОРДЕНА ОКТЯБРЬСКОЙ РЕВОЛЮЦИИ
И ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ПОЛИТЕХНИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА имени С. М. КИРОВА

Том 177

1971

К ВОПРОСУ ПЕТРОГРАФИИ ГАББРО-СИЕНИТОВОГО
КОМПЛЕКСА НА ШАЛЫМСКОМ УЧАСТКЕ КОНДОМСКОГО
ЖЕЛЕЗОРУДНОГО РАЙОНА

Г. М. ИВАНОВА

(Представлена научным семинаром кафедры петрографии)

Шалымский участок охватывает водоразделы рр. Шалым, Б. Каменушка, Таенза и занимает среднее положение между Таштагольским и Шерегешевским участками Кондомского железорудного района в Горной Шории.

Интузивные образования габбро-сиенитового комплекса этого участка представлены двумя крупными массивами сиенитового состава — Шалымским и Таензинским и рядом штокообразных тел габбро и габбро-порfirитов. Вмещающими породами комплекса являются эфузивно-осадочные породы мундыбашской свиты среднего кембра. Литологически они представлены альбитофирами и их туфами с линзами и прослоями известняков и песчаников. Довольно часто эти эфузивно-туфогенные образования бывают сильно изменены в результате динамометаморфизма до порфиридов и метаморфических сланцев. В структурном отношении вмещающие породы среднего кембра на участке слагают II структурный этаж и образуют антиклинальную складку, вблизи сводовой части которой расположено Шалымское месторождение.

Интузивные образования габбро-сиенитового комплекса на данном участке формировались в три последовательные фазы: I фаза — габбро, габбро-порfirиты пироксеновые; II фаза — сиениты различных разновидностей; III фаза — жильные образования (дайки — диабазы, диориты, кварцевые порфиры).

Породы I интузивной фазы. I интузивная фаза представлена штокообразным телом габбро, встреченным на Черничном участке скважинами 186, 291, 299, 283, 272 и штоками пироксеновых габбро-порfirитов, прослеженных до глубины 250 м скважинами 250, 252. Наиболее крупными являются два тела ($0,35-0,4 \text{ км}^2$), имеющих в плане несколько вытянутое субмеридиональное и субширотное простирание и располагающихся в верховьях кл. Суммарного и р. Б. Каменушки в непосредственном контакте с сиенитами Шалымского массива в его северной части.

Интузивный характер этих порfirитов прослеживается здесь довольно четко, а именно, они прорывают эфузивно-осадочные образования среднего кембра и, в свою очередь, рвутся интузией сиенитами. Это же самое наблюдается и в отношении пород габбрового состава. Контакты габроидных тел с вмещающими породами чаще всего

четкие с зонами закалки, лишь иногда наблюдается незначительное ороговиковование.

Габбро на участке встречается двух разновидностей — порфировое и крупнозернистое. Причем порфировидное габбро тяготеет в основном к краевым частям тела, крупнозернистое к центральным.

Крупнозернистое габбро имеет панидиоморфнозернистую структуру и следующий минералогический состав: моноклинный пироксен — 40%, основной плагиоклаз — 60%. Пироксен представлен широкими табличными бесцветными зернами со следующими оптическими константами: $Ng = 1,695 \pm 0,002$; $Nm = 1,627 \pm 0,002$; $Np = 1,672 \pm 0,002$; $CNg = 48^\circ$; $2V = +60^\circ$, что соответствует авгиту. Плагиоклаз обычно имеет удлиненно-таблитчатую форму и двойниковое строение. По оптическим свойствам ($Ng = 1,567 \pm 0,002$; $Nm = 1,562 \pm 0,002$; $Np = 1,559 \pm 0,002$; $2V = +80^\circ$) он относится к лабрадору № 60. Плагиоклаз и пироксен обладают примерно равной степенью идиоморфизма по отношению друг к другу, что говорит об их одновременном выпадении из магматического расплава в момент кристаллизации породы. Из акцессорных минералов в породе наблюдаются магнетит, апатит, реже сфен.

В габбро порфировой структуры выделения представлены зернами плагиоклаза того же состава, что и в крупнозернистых вышеописанных разностях. Основная масса породы имеет сидеронитовую структуру и слагается плагиоклазом № 60, пироксеном-авгитом и магнетитом. Количественный минералогический состав порфировидного габбро следующий: плагиоклаз — 35%, пироксен — 40%, магнетит — 25%. Магнетит, представленный мелкими зернами, как правило, ксеноморфен по отношению к плагиоклазу и пироксену, при этом отчетливо видно, что он занимает промежутки между зернами указанных минералов, как бы цементируя их. Тогда как зерна плагиоклаза и пироксена обладают одинаковой степенью идиоморфизма по отношению друг к другу. Из вторичных постмагматических минералов встречаются актинолит, биотит, серицит, соссюрит. По пироксену, как правило, развивается вторичный амфибол-актинолит с оптическими свойствами: $Ng = 1,667 \pm 0,002$; $Nm = 1,658 \pm 0,002$; $Np = 1,647 \pm 0,002$; $CNg = 14^\circ$; $2V = -64^\circ$, а также биотит. По плагиоклазу обычно развиваются серицит и соссюрит. Наиболее интенсивные вторичные изменения в габбро проявились под воздействием внедрения сиенитов, что отчетливо можно наблюдать по скважинам № 286, а также № 299. Здесь габбро на контакте с сиенитами подвергаются полному метасоматическому замещению с образованием породы, почти полностью сложенной калишпатом.

Пироксеновые габбро-порфиры имеют порфировую структуру с выделениями пироксена размером до 7—8 мм, составляющими 35—40% от общей массы породы. Оптические свойства пироксена: $Ng = 1,698 \pm 0,002$; $Nm = 1,678 \pm 0,002$; $Np = 1,675 \pm 0,002$; $CNg = 48^\circ$; $2V = 44^\circ$. Основная масса имеет гипидиоморфнозернистую, иногда габбровую структуру с зернами плагиоклаза № 60—63 и пироксена. Большой частью она бывает забита вторичными минералами — биотитом, актинолитом, эпидотом, карбонатом, иногда развивается большое количество хлорита. Пироксен порфировых выделений часто замещается амфиболом-актинолитом со следующими оптическими свойствами: $Ng = 1,663 \pm 0,002$; $Nm = 1,648 \pm 0,002$; $Np = 1,643 \pm 0,002$; $CNg = 14^\circ$; $2V = -64^\circ$. Кроме актинолита, развивается также биотит в виде мелкочешуйчатого агрегата.

Породы II интрузивной фазы. (сиенитоиды). Основной составной частью комплекса на Шалымском участке являются сиениты, представленные двумя параллельными массивами: западным — Шалымским и восточным — Таензинским. Расстояние между ними

В среднем составляет 0,9—1,2 км. Оба выхода сиенитов, по всей вероятности, на глубине соединяются, образуя одно тело штокообразной формы. Данное предположение подтверждается петрографическим, петрохимическим составом их, а также структурным положением. Так в приконтактовой части западного (Шалымского) выхода сиенитов наблюдаются мелкозернистые щелочные сиениты. Подобные же сиениты встречены на глубине 300 м в скважине № 252, расположенной в 850 м восточнее этого контакта. У западного контакта восточного — Таензинского выхода сиенитов также присутствуют мелкозернистые щелочные сиениты. Таким образом, между двумя крупными выходами сиенитов наблюдается, видимо, как бы чашеобразной формы кровля сиенитового тела. Общее падение тела и большинства апофиз восточное, с углами от 60 до 90°. Таким образом, внедрение магмы сиенитового состава, вероятно, шло по направлению с востока на запад.

В плане западный — Шалымский массив имеет сложно очерченную форму субмеридионального простираия общей площадью в 8,2 км² при максимальной длине 5,5 км и ширине 2,5 км. Гребенчатая кровля этого массива особенно четко видна в районе Шалымского месторождения, расположенного вблизи северо-западной оконечности Шалымского массива. Железорудное месторождение здесь подстилается на глубине 150—250 м интрузией сиенитов с отходящими вверх от нее апофизами, с которыми обычно ассоциируют рудные тела, подчиненные тем же структурам. Таензинский массив располагается восточнее Шалымского на водоразделе рр. Таенза и Б. Каменушка. Он имеет несколько неправильную форму также субмеридионального простираия с общей площадью в 3,7 км² при максимальной длине 4,5 км и ширине 3 км.

Контакты сиенитов с вмещающими породами встречаются различные: как четкие закаленные, так и расплывчатые с неровными границами за счет калиевого метасоматоза. Довольно часто наблюдается скарнирование, при этом встречаются как экзоскарны, так и эндоскарны. Судя по положению контактов сиенитовых массивов и их отпрывков, видно, что внедрение сиенитовой массы подчинено в основном восточным и широтным трещинным зонам дробления.

Внутреннее строение тела сиенитов находится в соответствии с его внешней формой. В частности, в приконтактовых частях, как правило, находятся мелкозернистые щелочные сиениты, с удалением от контакта постепенно увеличивается размерность зерен, а также несколько меняется состав — появляется плагиоклаз и роговая обманка. Структура породы становится крупнозернистой, иногда порфировидной. Таким образом, на контакте с вмещающими породами происходило быстрое остывание расплава и закалка сиенитов. Западный и восточный (Шалымский и Таензинский) массивы несколько отличаются по разновидностям сиенитов, слагающих их. Так, Шалымский массив сложен в основном щелочными и известково-щелочными роговообманковыми сиенитами, тогда как Таензинский массив представлен главным образом лейкократовыми известково-щелочными сиенитами, в поле которых в виде пятен встречаются роговообманковые известково-щелочные разности. Кроме этих разновидностей здесь присутствуют также, правда в незначительном количестве, щелочные сиениты.

Щелочные кварцевые сиениты под микроскопом обнаруживают структуру, близкую к аplitовой. Минералогический состав их следующий: калишпат — 80—85%, кварц — 10—15% плагиоклаз — 0—5%. Калиевый шпат представлен таблитчатыми зернами размером 2—3 мм с оптическими свойствами: $Ng = 1,527 \pm 0,002$; $Nm = 1,525 \pm 0,002$; $Np = 1,521 \pm 0,002$; $2V = -83^\circ$, что соответствует калиево-натро-

вому составу с содержанием около 25% альбитовой молекулы. Плагиоклаз, присутствующий в некоторых разностях сиенитов от 2 до 5%, имеет следующие оптические константы: $Ng = 1,543 \pm 0,002$; $Np = 1,535 \pm 0,002$; $2V = +80^\circ$, что соответствует альбиту № 10. Из акцессорных минералов обычными являются магнетит, сфен, реже апатит. Вторичные изменения проявились в интенсивном замещении плагиоклаза серицитом. Калишпат, в свою очередь, приобретает бурый цвет за счет пелита, альбита и карбоната.

Разновидностями описанного выше кварцевого щелочного сиенита являются, с одной стороны, разности, не содержащие совершенно свободной кремнекислоты, а с другой — сиениты, переходящие в лейкократовые граносиениты с содержанием кварца до 20—25%. Бескварцевые сиениты в пределах Шалымского участка встречаются в ничтожном количестве. Граносиениты наблюдаются в основном на некоторых периферических участках Шалымского сиенитового массива. Калиевый полевой шпат в этих разновидностях того же состава, что и в ранее описанных кварцевых щелочных сиенитах.

Известково-щелочные лейкократовые кварцевые сиениты пользуются развитием на площади Таензинского массива и слагают здесь большую часть его. Средний минералогический состав их: калишпат — 60%, плагиоклаз — 30%, кварц — 7—10%. Под микроскопом обнаруживается гипидиоморфнозернистая структура со следующей последовательностью идиоморфизма — плагиоклаз, калиевый шпат, кварц. Плагиоклаз образует удлиненно-таблитчатые кристаллы размером до 7—8 мм. Многие из зерен плагиоклаза обрастают каймой калишпата. Оптические свойства плагиоклаза следующие: $Ng = 1,546 \pm 0,002$; $Nm = 1,542 \pm 0,002$; $Np = 1,537 \pm 0,002$; $2V = +80^\circ$, что соответствует олигоклазу № 13. Калиевый полевой шпат представлен удлиненно-таблитчатыми ксеноморфными по отношению к плагиоклазу зернами с оптическими свойствами: $Ng = 1,527 \pm 0,002$; $Nm = 1,525 \pm 0,002$; $Np = 1,521 \pm 0,002$; $2V = -83^\circ$, что соответствует минералу с содержанием 25% альбитовой молекулы. Кварц обычно ксеноморфен по отношению к плагиоклазу и калишпату и, как правило, выполняет промежутки между ними. Из акцессорных минералов обычными являются сфен, магнетит, апатит, иногда циркон. Вторичные изменения в породе выразились в серицитизации, альбитизации, пелитизации и слабой карбонатизации.

Известково-щелочные рогообманковые кварцевые сиениты составляют значительную часть площади Шалымского массива и небольшой участок в центральной части Таензинского массива, располагаясь здесь в поле известково-щелочных лейкократовых сиенитов. Средний минералогический состав породы: калиевый шпат — 50%, плагиоклаз — 30%, кварц — 10%, роговая обманка — 8—10%. Структура породы гипидиоморфнозернистая со следующей последовательностью идиоморфизма: роговая обманка, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц. Роговая обманка обыкновенная, представлена короткопризматическими кристаллами с ромбовидным поперечным сечением, плеохроирует она от светло-зеленого цвета по Ng до бесцветного по Np . Оптические свойства ее следующие: $Ng = 1,660 \pm 0,002$; $Nm = 1,651 \pm 0,002$; $Np = 1,643 \pm 0,002$; $CNg = 25^\circ$; $2V = -80^\circ$. Плагиоклаз встречается в виде удлиненно-таблитчатых кристаллов величиной до 6—7 мм с полисинтетическим двойниковым строением. Плагиоклаз обычно бывает интенсивно замещен серицитом и соссюритом, так что сохраняется лишь внешняя кайма зерен, очевидно, существенно раскисленная, показывающая оптические свойства: $Ng = 1,544 \pm 0,002$; $Nm = 1,541 \pm 0,002$; $Np = 1,538 \pm 0,002$; $2V =$

+80°, что соответствует олигоклазу № 13. Калиевый полевой шпат представлен коротко-таблитчатыми зернами буроватого цвета за счет пелитизации, оптические константы его: $Ng = 1,527 \pm 0,002$; $Nm = 1,525 \pm 0,002$; $Np = 1,521 \pm 0,002$; $2V = -80^\circ$, что соответствует минералу с содержанием 25% альбитовой молекулы. Кварц является обычно ксеноморфным по отношению к другим минералам и представлен зернами неправильной формы, выполняющими промежутки между ними. На контакте с калишпатом кварц образует иногда пегматитовые срастания. Вторичные изменения в роговообманковом известково-щелочном сиените выражались в замещении роговой обманки хлоритом, биотитом и эпидотом. По плагиоклазу в изобилии развиваются серицит, сассюрит и карбонат. Калиевый полевой шпат замещается часто альбитом с образованием микропертита и антипертита, а также карбонатом. Аксессорные минералы представлены апатитом, магнетитом, сфером, цирконом.

Контакты между отдельными разновидностями сиенитов в основном постепенные, незаметные.

Породы III интрузивной фазы (дайки). Среди дайковых образований на участке можно выделить дорудные и пострудные дайки. К первым относятся дайки щелочных микросиенитов, ко вторым — буровогообманковых диоритов, диабазов и диабазовых порфириров, а также горнблендитов.

Щелочные микросиениты пользуются сравнительно небольшим распространением и представлены обычно дайками мощностью 0,4—0,5 м, реже до 1 м. Простирание их колеблется довольно в широких пределах — от субширотного до субмеридионального, падение крутое. Встречаются они в основном в пределах Шалымского рудного поля, в частности, на рудничном карьере, по кл. Черничному и р. Б. Каменушке.

Щелочные микросиениты имеют таблитчатозернистую структуру, представленную беспорядочно расположенным зернами калишпата размером 1—1,5 мм. Оптические свойства калишпата: $2V = -82^\circ$; $Ng = 1,528 \pm 0,002$; $Nm = 1,525 \pm 0,002$; $Np = 1,522 \pm 0,002$, что соответствует минералу с содержанием 26% альбитовой молекулы. Иногда порода имеет порфировую структуру с немногочисленными порфировыми выделениями зерен калиевого полевого шпата размером 2—3 мм с теми же свойствами, что и в основной массе. Вторичные минералы представлены серицитом, альбитом, реже карбонатом. Из аксессорных минералов в изобилии встречаются магнетит, апатит.

Из пострудных жильных образований наибольшим распространением пользуются дайки буровогообманковых диоритов. Наблюдаются они на всей площади Шалымского участка, но особенно многочисленны в пределах рудного поля, где они секут рудные тела. Простирание их субширотное, падение крутое, мощность от 0,5 до 10—15 м.

Диориты имеют гипидиоморфнозернистую структуру и следующий количественный минералогический состав: плагиоклаз — 40%, роговая обманка — 40%, калиевый полевой шпат — 10%, кварц — 10%. Роговая обманка представлена удлиненно-призматическими зернами с четким идиоморфизмом по отношению к другим минералам. Размер зерен ее 2—3 мм. Плеохроизм роговой обманки хорошо выражен от темно-бурового цвета по Ng до светло-желтого по Np . Минерал имеет следующие оптические свойства: $CNg = 26^\circ$; $2V = -80^\circ$; $Ng = 1,665 \pm 0,002$; $Nm = 1,652 \pm 0,002$; $Np = 1,645 \pm 0,002$. Плагиоклаз образует удлиненные таблитчатые зерна размером 1,5—2 мм с полисинтетическим двойниковым строением. Определение у него оптических констант затруднено из-за почти полного замещения его постмагматическими мине-

ралами. Так, очень часто от зерен плагиоклаза остаются лишь реликтовая форма и обрывки по периферии зерна. Калиевый шпат является резко ксеноморфным по отношению к предыдущим минералам. Оптические свойства его следующие: $2V = -79^\circ$; $Ng = 1,526 \pm 0,002$; $Nm = 1,525 \pm 0,002$; $Np = 1,521 \pm 0,002$, что соответствует минералу с содержанием 23% альбитовой молекулы. Кварц выделяется из расплава последним, о чем свидетельствует ксеноморфная форма его зерен. Он имеет обычно неправильные очертания и располагается в промежутках между кристаллами других минералов. Вторичные изменения диорита проявились весьма активно. Так, роговая обманка в значительной степени замещена хлоритом и эпидотом. По плагиоклазу в изобилии развиваются серицит, эпидот, соссюрит. Наиболее сохранившимся из пордообразующих минералов является калиевый полевой шпат, он подвергается лишь частичной альбитизации и пелитизации. Из акцессорных минералов присутствует много лейкоксена, встречается магнетит.

Несколько меньшим распространением по сравнению с диоритами на Шалымском участке пользуются дайки диабазов и диабазовых порфиридов. Простирание их широтное, падение крутое, мощность колеблется от 0,5 м до 8 м. Диабазовые порфириты и диабазы имеют порфировую или офитовую структуры и массивную текстуру. В случае диабазовых порфиритов порфировые выделения размером до 3—3,5 мм и составляющие от общей массы 15—25% представлены плагиоклазом. Под микроскопом у таких пород обнаруживается следующий минералогический состав: плагиоклаз — 50%, пироксен — 40%, кварц — 10%, что соответствует кварцевому диабазу. Плагиоклаз-лабрадор интенсивно изменен вторичными процессами. Так, из постмагматических минералов по нему в изобилии развиваются эпидот, серицит, соссюрит. Пироксен представлен мелкими зернами, обычно зажатыми между кристаллами плагиоклаза. Оптические свойства пироксена следующие: $CNg = 38^\circ$; $2V = +44^\circ$; $Ng = 1,690 \pm 0,002$; $Nm = 1,674 \pm 0,002$; $Np = 1,667 \pm 0,002$, что соответствует авгиту. Из вторичных минералов по нему развиваются эпидот, актинолит, хлорит. Кварц обычно встречается в виде мелких изометричной формы зерен, ксеноморфных по отношению к плагиоклазам и пироксенам. Акцессорные минералы представлены магнетитом, лейкоксеноом и апатитом.

Гориблендиты встречены на водоразделе рек Б. Каменушка и Тельбес. Порода имеет порфировидную структуру с выделениями роговой обманки размером 2—2,5 мм. Нередко эти зерна имеют как бы обломанные расщепленные концы. Оптические свойства роговой обманки следующие: $CNg = 24^\circ$; $2V = -80^\circ$; $Ng = 1,661 \pm 0,002$; $Nm = 1,653 \pm 0,002$; $Np = 1,642 \pm 0,002$. Необходимо отметить четко наблюдаемый у нее плеохроизм от зеленого цвета по Ng до светло-желтого по Np . Основная масса породы имеет обычно таблитчатозернистую структуру и слагается роговой обманкой с теми же оптическими свойствами, что и роговые обманки в порфировых выделениях. Кроме этого, в основной массе встречается до 10% плагиоклаза. Вторичные изменения породы выразились в частичном замещении роговой обманки хлоритом и карбонатом. Плагиоклаз изменен значительно сильнее, по нему в изобилии развиваются серицит и соссюрит. Эпидот образует небольшие гнездообразные скопления, в которых он обычно представлен столбчатыми зернами желтоватого цвета.

В заключение необходимо отметить, что дайковые образования Шалымского участка как дорудные, так и пострудные имеют обычно четкие контакты с зонами закалки, иногда наблюдаются случаи незначительного ороговиковования. При этом значительная часть даек, большей частью пострудных (роговообманковых диоритов, диабазов), раз-

вита непосредственно в рудной зоне Шалымского месторождения, а также вблизи ее. Эти дайки довольно часто пронизывают как скарновые образования, так и руды. Возможно, что данные пострудные дайки возникли в тектонически активной унаследованной зоне, которая ранее служила участком локализации железооруденения. Таким образом, наличие даек буроговообманковых диоритов и диабазов, по всей вероятности, может быть использовано как поисковый признак для выявления новых участков железооруденения.

Таким образом, в пределах Шалымского участка Кондомского железорудного района довольно четко выделяется габбро-сиенитовый магматический комплекс, становление которого происходило в три последовательных этапа, каждый из которых связан с внедрением в виде последовательных порций в различной степени дифференцированной базальтовой магмы. Первая фаза внедрения — габброидная — связана с образованием на участке тел габбро и габбро-порфиритов. Вторая фаза — сиенитоидная — привела к формированию двух крупных сиенитовых массивов — Шалымского и Таензинского, с которыми непосредственно связано железооруденение участка. И, наконец, последней третьей фазой, характеризующейся внедрением жильных образований — даек, завершилось развитие рассматриваемого нами комплекса, после чего связь с материнским магматическим очагом уже прекратилась.

ИЗВЕСТИЯ
ТОМСКОГО ОРДЕНА ОКТЯБРЬСКОЙ РЕВОЛЮЦИИ
И ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ПОЛИТЕХНИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА имени С. М. КИРОВА

Том 177

1971

МАГМАТИЧЕСКОЕ ЗАМЕЩЕНИЕ И МЕТАСОМАТОЗ
ВМЕЩАЮЩИХ ЭФФУЗИВНО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОД
НА УЧАСТКЕ РУДНИКА ТАШТАГОЛ

Г. М. ИВАНОВА, С. С. ИЛЬЕНОК, А. А. МИТЯКИН

(Представлена научным семинаром кафедры петрографии)

При изучении петрографии Таштагольского участка габбро-сиенитовой железоносной интрузии нами было обращено внимание на широко проявленное здесь изменение вмещающих пород вблизи границы с сиенитами. Это изменение проявляется в виде метасоматоза и магматического замещения, которые можно объединить термином «сиенитизация», ибо конечным продуктом этих процессов является розовый мелко- или среднезернистый сиенит. Указание на проявления сиенитизации вмещающих пород имеется в более ранних работах Г. Л. Поспелова [1].

Проведенные нами исследования показали, что щелочному замещению подвергаются все породы, как более ранние интрузивные образования в виде габбро-порфиритов и диоритовых порфиритов, так и породы, входящие в состав кондомской свиты нижнего кембрия и мундыбашской свиты среднего кембрия. Таштагольский акмолитообразный интрузивный массив является межформационным, поэтому kontaktовому изменению подвергаются породы обеих свит. Ранее нами описаны явления сиенитизации более ранних основных интрузивных пород. В данной статье будут отмечены проявления щелочного метасоматоза и магматического замещения по известнякам, хлорит-серицит-кварцевым сланцам и эфузивным плагиоклазовым порфиритам.

Сиенитизация хлорит-серицит-кварцевых сланцев

Указанные породы имеют широкое распространение в районе и входят в состав кондомской свиты. В них часто встречаются реликты структур литокластических туфов, за счет которых они образовались. Образование сланцев связывается с региональным метаморфизмом толщи пород в связи с проявлением салаирского тектогенеза. Сиенитизация среди этих пород проявляется локально на участках, прилегающих к массиву сиенитов, и процесс замещения здесь развит наиболее широко по сравнению с другими типами пород. Примеры щелочного замещения пород можно наблюдать на различных участках. Наиболее интересные переходы к породам с различной степенью замещения можно видеть на горизонте 140 в ортах 20 и 21 Таштагольского рудника. Неизмененная исходная порода обладает гранолепидобластовой структурой и следующим составом: серицит 25—30%, хлорит 13—15%, кварц 50—55%, каль-

цит 8—10%. Зерна кварца обладают волнистым погасанием и как бы обтекаются чешуйчатым агрегатом серицита, хлорита и тонкозернистого карбоната.

В участках слабого щелочного замещения в породе появляется розовый калишпат в виде отдельных микроскопических скоплений гранобластического агрегата. При этом обычно повышается содержание серицита и кальцита за счет переотложения.

Ближе к интрузивному телу в сланцах появляются розовые пятна из агрегата калишпата. Они имеют нечеткие и неровные границы. Местами пятна перерастают в беспорядочно расположенные прожилковатые выделения мелкозернистого сиенита. Главная масса породы между указанными пятнами обладает серовато-зеленою окраской, но также приобретает слабый розоватый оттенок в результате появления в ней калишпата. Последний обнаруживается под микроскопом в виде тонкого гранобластического агрегата из изометрических зерен с зазубренными краями. Свойства минерала следующие: $Ng = 1,525$; $Np = 1,520$; $2V = -75^\circ$. В породе широко развит серицит, в подчиненном количестве — хлорит, эпидот, кальцит; встречается реликтовый кварц. В отдельных участках калишпат образует более крупные зерна таблитчатой формы.

Макроскопически розовые пятна сложены преимущественно калишпатом. Структура породы здесь резко отличается от вышеописанной. Это бостонитовая, местами переходящая в трахитовую структуру с флюидальным расположением кристаллов. В краевых участках пятен или шлир имеются переходы к аплитовидной и гранобластической структуре.

Жилообразные обособления представляют собою уже типичные щелочные лейкократовые микросиениты. Структура таких пород под микроскопом таблитчато-зернистая, местами хорошо выражено флюидальное расположение зерен. Гранобластовая структура здесь совершенно отсутствует. По калишпату развит более поздний альбит. Встречается переотложенный серицит и кальцит.

Таким образом, по интенсивности щелочного замещения и особенностям структур выделяются два типа пород. В породах, характеризующихся слабо выраженным процессом замещения, наблюдается обилие реликтовых минералов породы, местами заметно переотложенных. Здесь развиты гранобластические структуры с причудливыми зазубренными границами зерен. Лишь отдельные слабо выраженные порфиробластические зерна приобретают более или менее правильные таблитчатые очертания. Такая сиенитизированная порода носит метасоматический облик.

Другой тип породы в виде пятен, шлир и жилообразных обособлений характеризуется флюидальной текстурой, характерной для жидкого расплава, способного к истечению. Структура породы меняется от бостонитовой до таблитчато-трахитовой. Характерно, что чем лучше выражена флюидальность, т. е. чем подвижнее расплав, тем совершеннее огранка кристаллов и более четко выражена трахитовая структура. Бостонитовая структура породы характеризует расплав со слабой, начинающей выражаться подвижностью. Любопытно, что в участках развития подвижного расплава в краевых зонах наблюдается проявление аплитовидной структуры, переходящей к участкам метасоматического облика в гранобластическую структуру.

Одинаковый характер минералогического состава новообразований в обоих типах пород ясно указывает, что начальные стадии щелочного замещения имели характер метасоматоза. Прогрессивное развитие замещения привело к перерастанию метасоматоза в магматическое заме-

щение. Гнездообразные выделения жидкой магмы, небольшие перемещения ее и образование жилообразных обособлений, разрастание этих мелких очагов привели к полному замещению породы в участках, прилегающих к основному массиву.

Сиенитизация эфузивных плагиоклазовых порфириотов

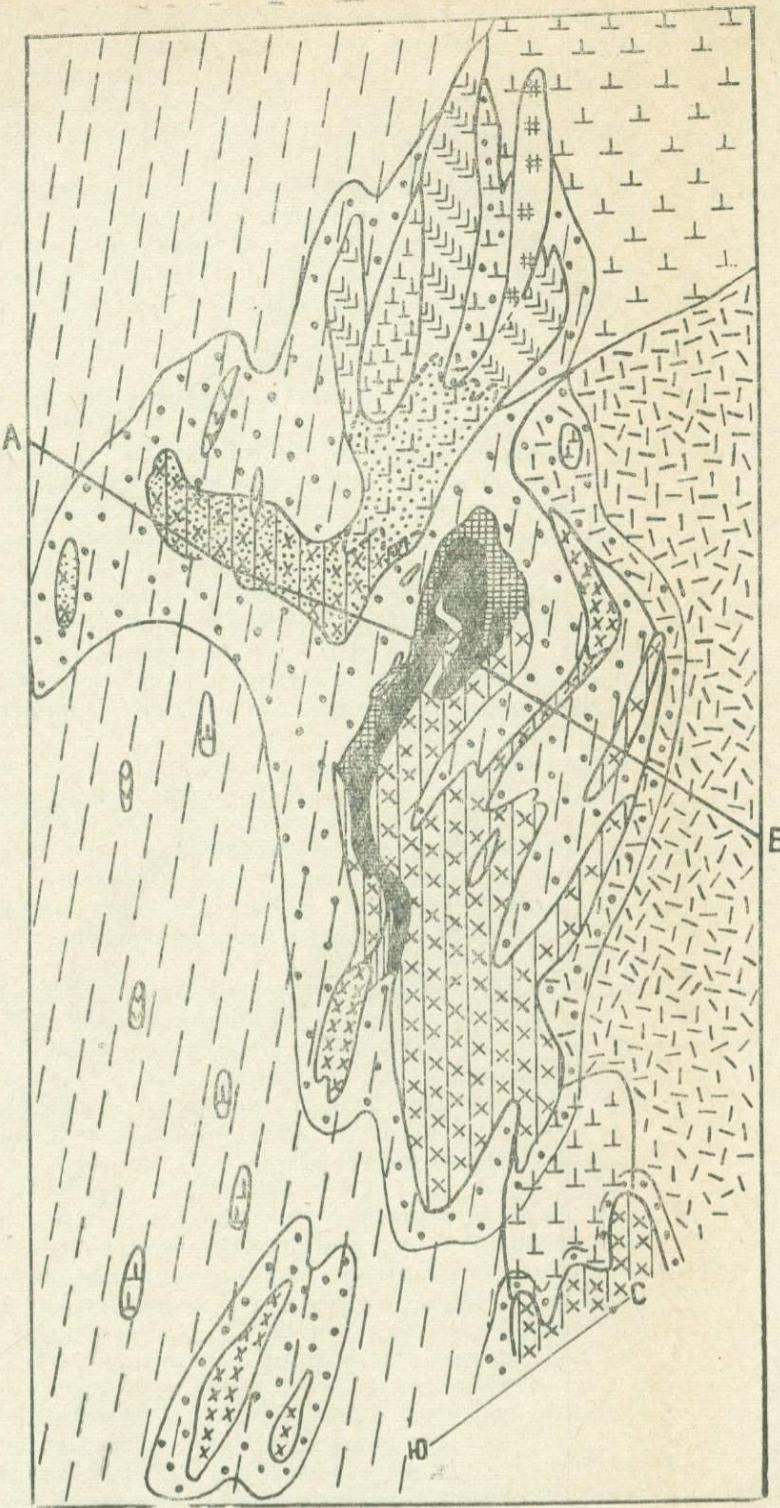
Значительное место в составе кондомской свиты занимают эфузивы состава плагиоклазовых и пироксеново-плагиоклазовых порфириотов. В зонах смятия местами они изменены до порфириоидов и зеленовато-серых хлоритовых сланцев. Сиенитовая интрузия в ряде мест прорывает указанные порфириты. При этом встречается различный характер контактов интрузии — то резко выраженный, то чаще нечеткий, в виде широких промежутков зон с пропитыванием сиенитовой магмой вмещающих пород.

Так, в скважине 125 прослеживаются постепенные переходы от неизмененных и слабо сиенитизированных порфириотов до пород, образованных в результате полного магматического замещения. В расстоянии 120—150 м от контакта порфирит испытывает слабую калишпатизацию. Макроскопически это зеленовато-серая слегка рассланцовенная порода полосчатой и едва заметной пятнистой текстуры за счет появления розового агрегата калишпата. Под микроскопом наблюдается первичная порфировая структура с выделениями плагиоклаза № 25—28. Основная масса породы сильно изменена и содержит реликты брусков плагиоклаза среди вторичных минералов в виде серицита, кальциита, альбита, лейкоксена. Плагиоклаз выделений также сильно замещен серицитом и кальцитом. В основной массе наблюдаются то отдельные ксеноморфные зерна калишпата, то небольшие скопления этого минерала в виде гранобластического агрегата.

На протяжении 100 м по направлению к интрузиву содержание калишпата в породе непрерывно возрастает. Пятна из розового мелко-зернистого агрегата этого минерала увеличиваются в размерах и сливаются друг с другом. Под микроскопом виден гранобластический агрегат из неровных, зазубренных зерен калишпата, который частично замещается альбитом, и редких реликтовых минералов исходной породы. Изредка в породе как бы просвечивает реликтовая порфировая структура. На этом фоне местами развиты шлиры и жилообразные обособления сиенита с трахитовой структурой и флюидальным расположением кристаллов. Последние указывают на гнездовое развитие жидкого расплава, способного к перемещению.

Далее, на протяжении 10—20 м, порода переходит в типичный щелочной микросиенит — порфир с бостонитовой структурой основной массы. В этой макроскопически розовой массивной породе наблюдаются порфировые выделения таблитчатого калишпата и плагиоклаза № 18. Основная масса темноцветных минералов не содержит и сложена калишпатом и альбитизированным плагиоклазом. Наблюдаются примесь вторичных минералов в виде хлорита и кальцита.

В разрезе по скважине № 266 видно развитие щелочного замещения по микротрециноватости пород, в результате чего порода приобретает псевдобrekchiевую текстуру. Механизм такого процесса разобран и показан экспериментальными исследованиями Г. Л. Поспелова, П. И. Каушанской и С. С. Лапина [2, 3]. Угловатые мелкие блоки пород разобщены розовыми жилообразными участками гранобластического агрегата калишпата. Местные разрастания скоплений последнего приводят к появлению шлир. Местами наблюдается последующее раздробление породы и цементация агрегатом эпидота и хлорита. Реликты по-



Геологический разрез по
линии АБ

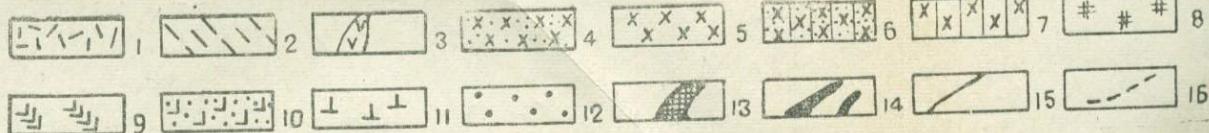
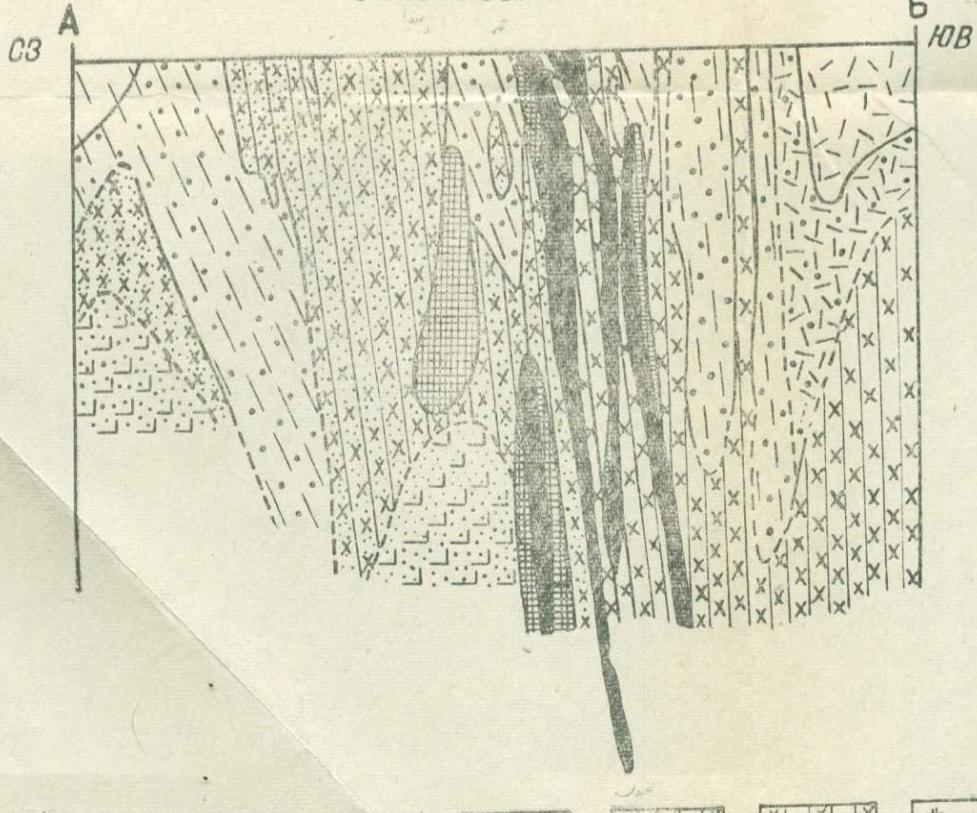


Рис. 1. 1 — туфы, песчаники, конгломераты, брекции (Cm_2mn); 2 — метаморфические сланцы с метасоматическими брекчиями (Cm_1kd); 3 — дайковые породы (диабазы, сиенит-порфиры, диориты); 4 — щелочные микросенинты кварцодержащие (γaD_{1-2}); 5 — щелочные микросенинты бескварцевые (γaD_{1-2}); 6 — щелочные лейкократовые сиенит-порфиры кварцодержащие (γaD_{1-2}); 7 — щелочные лейкократовые сиенит-порфиры бескварцевые (γaD_{1-2}); 8 — известково-щелочные лейкократовые микросенинты-порфиры бескварцевые (γaD_{1-2}); 9 — известково-щелочные лейкократовые бескварцевые сиенит-порфиры (γaD_{1-2}); 10 — известково-щелочные кварцодержащие лейкократовые сиенит-порфиры (γaD_{1-2}); 11 — пироксеновые, пироксено-роговообманковые габбро-порфириты (γaD_{1-2}); 12 — зона «сиенитизации» вмещающих пород; 13 — скарны; 14 — рудные тела; 15 — стратиграфические границы; 16 — границы между петрографическими разновидностями пород

роды в слабо замещенных угловатых блоках содержат то единичные зерна новообразованного калишпата, то его скопления, составляющие около 15% площади породы. Первичные выделения плагиоклаза сильно замещены карбонатом, а основная масса породы струйчатыми агрегатами серицита, карбонатом и хлоритом. Широко развит альбит как по калишпату, так и в виде самостоятельных зерен. Нередко кальцит и эпидот развиты по калишпату.

В участках крупных жилообразных обособлений сиенита появляется флюидальность и более правильные удлиненно-таблитчатые формы кристаллов, обычные для сиенита магматического происхождения.

В зонах более резкой трещиноватости эфузивов сиениты образуют четкие границы с вмещающими породами. Здесь сиенизация вмещающих пород почти не развита.

Сиенизация известняков

В контакте тел сиенитов с известняками также проявляется их замещение с развитием мелких пятен сиенитового состава и более рассеянной калишпатизации. По-видимому, этот процесс ввиду особенностей состава породы проявлялся слабо, что говорит о небольшой мощности таких зон.

Известняки в участках, наиболее удаленных от контакта, но слабо подвергнутых замещению, приобретают розоватый оттенок ввиду появления неправильных зерен калишпата ($Ng = 1,528$, $Np = 1,523$). Ближе к контакту в известняках появляются мелкие пятна агрегата калишпата, местами дающего розетки и радиальные агрегаты. Заметно переотложение кальцита.

Наконец вблизи контакта с сиенитами появляются обильные пятна сиенизированной породы. Они сливаются в неясные шлиры и гнезда, а также удлиненные жилообразные выделения. В этих участках гранобластическая структура агрегата калишпата сменяется структурой радиальной и бостонитовой с флюидальным расположением зерен. Среди такой породы сохраняются островки, гнезда перекристаллизованного известняка. По калишпату незначительным развитием пользуются альбит и серицит.

Итак, проявление щелочного замещения вмещающих пород имеет общие закономерности. Они выражаются в следующем:

1. Совершенно однотипно процесс сиенизации проявляется по самым различным по составу исходным породам. Появляющийся путем замещения сиенит не отличается по составу, будучи образованным как по эфузивным плагиоклазовым порфиритам, так и по известнякам и другим породам. Все это говорит о высокой температуре активного расплава-расгвора, вызывающего замещение пород.

2. В зависимости от близости к контакту с массивом сиенитов проявляется различная интенсивность и морфологические особенности щелочного замещения. В наиболее удаленных от контакта участках развиты отдельные зерна калишпата и его агрегата. Ближе к контакту появляются пятнистые обособления розового гранобластического агрегата калишпата, засоренного остатками замещаемой породы и наложенными продуктами метасоматоза. Затем пятна увеличиваются в размерах, появляются прожилковатые обособления розового сиенита. В этой породе наблюдается уже слабая флюидальность, порфировидное сложение и бостонитовая структура. Местами развиты брекчевидные породы или брекчи. Наконец, вблизи контакта пятна разрастаются и сливаются друг с другом. Проявляется флюидальность и сиенистовая структура из брусковидных зерен полевого шпата. Интересно,

что с развитием флюидальности, когда происходит кристаллизация движущегося расплава, на этих участках возникают мелкозернистые закаленные зоны.

3. Таким образом, на участках магматического замещения наблюдается постепенный переход в замещаемую породу. Там, где сиенитовая магма имела значительное перемещение, мы видим резкие интрузивные контакты и более четкие закаленные зоны из мелкозернистых пород.

4. Сиениты, образованные в результате обособления подвижного щелочного расплава-раствора с проявлением магматического замещения, имеют лейкократовый состав и относятся к щелочным сиенитам. В составе массива они образуют верхние оторочки с постепенными переходами в известково-щелочные сиениты, которые слагают ядра массивов (рис. 1).

Очень важным фактом является приуроченность контактовых метасоматических железорудных тел к щелочным разновидностям сиенитов. На Таштагольском месторождении рудные тела приурочены к глубокому карману развития этих сиенитов. Указанная закономерность, по нашему мнению, является генетической и позволяет использовать ее для оценки и прогнозирования оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Г. Л. Поспелов. О явлениях замещения при образовании эфузивовидных пород и об особенностях некоторых рудоносных вулканических комплексов. Сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Тр. I всес. петр. сов., 1955.
 2. Г. Л. Поспелов, П. И. Каушанская, С. С. Лапин. О бестрецинном образовании жилоподобных минеральных тел и брекчииевидных зон минерализации. Геол. руд. м-ний, № 2, 1961.
 3. Г. Л. Поспелов, П. И. Каушанская. Стадия развития и типы бестрецинного жилообразования. Геол. и геофизика, № 9, 1962.
-

ИЗВЕСТИЯ
ТОМСКОГО ОРДЕНА ОКТЯБРЬСКОЙ РЕВОЛЮЦИИ
И ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ПОЛИТЕХНИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА имени С. М. КИРОВА

Том 177

1971

НЕКОТОРЫЕ ФАЦИАЛЬНЫЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ
ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЖЕЛЕЗОРУДНОЙ ТОЛЩИ
БАКЧАРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

А. Н. КОНДАКОВ

(Представлена проф. А. М. Кузьминым)

Бакчарское месторождение оолитовых железных руд верхнемелового-нижнепалеогенового возраста расположено в юго-восточной части Западно-Сибирского железорудного бассейна. В строении рудоносной толщи месторождения выделено четыре ритма осадконакопления. Верхние железоносные части ритмов объединены в железорудные горизонты (снизу вверх): нарымский, колпашевский, чигаринский и тымско-бакчарский. В статье рассмотрены фациальные условия накопления железорудных горизонтов, проанализирована связь распределения фаций в зависимости от рельефа ложа накопления осадков и активности волноприбойной деятельности.

I. Нарымский горизонт. В составе отложений данного горизонта руды имеют подчиненное значение. Мощность отложений горизонта изменяется от 4 до 10 м, а мощность рудных тел с содержанием $> 25\%$ железа составляет от 1—3 до 5 м. В составе отложений горизонта выделяются (рис. 1): 1 — оолитовые крупнозернистые бурье руды и песчаники с базальным хлоритовым, сидеритовым и гизингеритовым цементом, реже хлоритолиты; 2 — оолитовые мелкозернистые зеленоцветные песчаники с прослоями руд, цемент хлоритовый, глинистый, сидеритовый, установлены глауконит, вивианит, очень редко пирит; 3 — хлоритолиты глинисто-песчаные с пиритом и ходами илоедов, песчаные ингредиенты тонкозернистые и мелкозернистые; 4 — мелкозернистые кварцевые глауконитсодержащие песчаники. В юго-западной и северо-восточной части месторождения оолитовый материал преимущественно гетит-гидрогетитовый, на остальной части территории гидрогетит-лентохлоритовый. Структурные поверхности ложа горизонтов (рис. 2, 4, 6, 8) отстроены с введением поправки к современному гипсометрическому положению в + 0,08 м на 1 км к востоку от 54 скважины, учитывающей пострудный наклон структурного плана в восточном направлении. В качестве древнего уровня горизонта при расчете поправки использована базальная поверхность чеганских горизонтально-слоистых глин. В рельефе ложа накопления нарымского горизонта намечаются две депрессионные структуры, разделяемые субмеридиональным валообразным поднятием. Указанные структуры являются консидентационными, так как в осевых частях депрессий установлены максимальные мощности осадков и на возвышенных участках минимальные. Уклоны рельефа составляют 2—5 м на 1 км. Согласно исследованиям В. П. Зенковича, О. К. Леонтьева [3], И. А. Шамрая [5], А. А. Аксенова и др. [1],

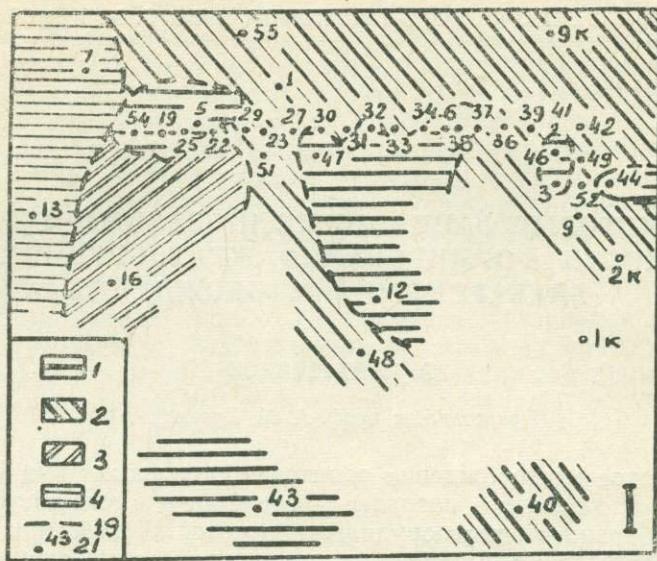


Рис. 1. Литолого-фациальная схема отложений нарымского горизонта. Пояснения в тексте. 19 — границы литолого-фациальных зон, 20 — современная граница распространения отложений горизонта, 21 — скважины колонкового бурения и их номер

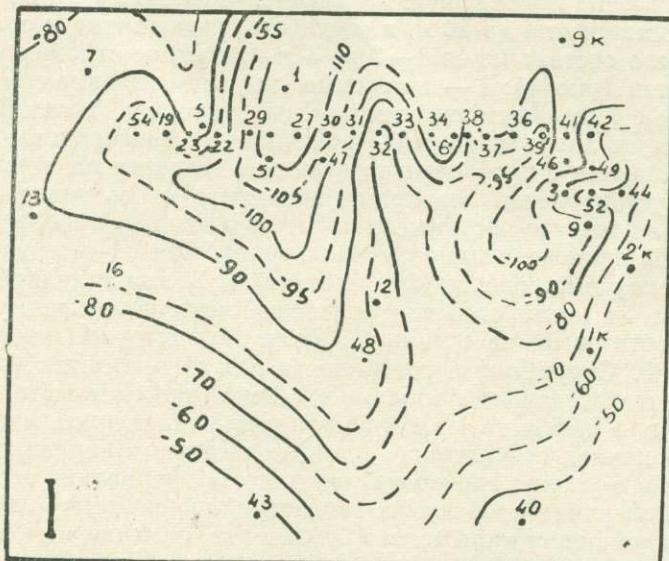


Рис. 2. Структурная карта на подошве отложений нарымского горизонта

в условиях мелководья неоднородные по крупности осадки сортируются волновой деятельностью, причем крупные или тяжелые частицы концентрируются на круtyх участках профиля равновесия и мелкие — на пологих. В зоне резкого разрушения волны и пляжной зоне на склонах подводных валов и на гребне их происходит отмывка и резкое обогащение отложений тяжелыми минералами или прочными и тяжелыми оолитовыми телами [1]. Экспериментально П. А. Волковым доказана транспортировка волной тяжелых минералов вверх по склону до 2/3 его откоса [2]. Наиболее крупнозернистые обогащенные оолитами осадки (рис. 1, 2) находятся на территории осевых частей возвышенных участков, что, с нашей точки зрения, объясняется концентрированием оолитового материала деятельностью волнений в этапы обмеления бассейна и вывода осадков в зону взмучивания. Метасоматический характер гидроокислов железа в оолитах доказывает данное положение. Выделенные выше группы отложений отвечают следующим фациальным зонам (рис. 1): 1 — отложения подводных валов и прибрежного мелководья, 2 — отложения мелководья в зоне слабого и периодического влияния волнений, 3 — отложения залива, изолированного от активного волноприбоя, 4 — отложения мелководья с влиянием огибающего территорию месторождения вдоль берегового течения.

II. Колпашевский горизонт. Мощность отложений горизонта изменяется от 2 до 12 м, причем в восточной части месторождения руды составляет 90—100% полного разреза горизонта. По петрографическому составу выделяются (рис. 3): 5 — крупнозернистые оолитовые бурье руды с маломощными прослойками песчаников с хлоритовой, сидеритовой и гизингеритовой цементации; 6 — оолитовые зеленоцветные песчаники с прослойками бурых руд, цемент хлоритовый, сидеритовый, глинистый, в цементе отмечены пирит и вивианит; 7 — разнозернистые глинистые песчаники и глины песчанистые с ходами илоедов, вивианита и фосфатными стяжениями. В центральной и восточной части площади в отложениях преобладают оолиты гидрогетита, в северо-западном и западном направлениях в составе оолитового материала ведущую роль приобретают железистые хлориты, а на северном и западном фланге оолиты сменяются глауконитом. Структурный план наследует основные детали рельефа ложа накопления отложений нарымского горизонта (рис. 4, 2). Наиболее мелководные, обогащенные оолитами осадки накапливались на возвышенных участках рельефа в зоне влияния активного волноприбоя (рис. 45). Северная часть и крайние западные фланги слагаются осадками открытого бассейна. В юго-западной части отложения формировались в условиях спокойной, защищенной от волнений бухты с преимущественно глинистым составом осадков.

III. Чигаринский горизонт. Руды горизонта имеют второстепенное значение из-за незначительной мощности рудных пластов и ограниченной площади их распространения. В отложениях выделено: 8 — оолитовые глинисто-хлоритовые песчаники с прослойками руд; 9 — хлоритолиты и руды с возрастающим количеством оолитового материала в составе пород в восточном направлении, содержащие сидерит, конкреции фосфорита; 10 — глины песчанистые с глауконитом и незначительной примесью оолитов; 11 — глинистые алевролиты и тонкозернистые песчаники; 12 — кварц-глауконитовые разнозернистые песчаники. Овоидно-оолитовый материал в центральной части площади и на восточном фланге слагается главным образом гидрогетитом, на юго-востоке — хлоритами и гидрогетитом, в западном направлении оолиты вытесняются овоидами глауконита. В структурном строении намечается ряд валообразных возвышенностей и депрессий, местоположение которых совпадает с расположением соответствующих структур в нижележащих горизонтах.

зонах (рис. 6, 4, 2). Наиболее мелководные и отмытые отложения накапливались в осевой части и склонах положительных структур в зоне влияния волноприбоя (рис. 5, 8, 9), на территории юго-западной депрессии (рис. 6, 5) — в условиях мелководного изолированного от влияния

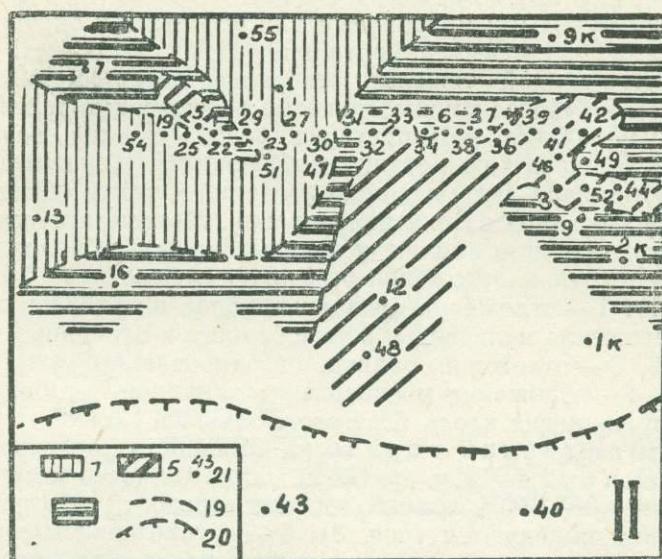


Рис. 3. Литолого-фациальная схема отложений колпашевского горизонта. Пояснения в тексте

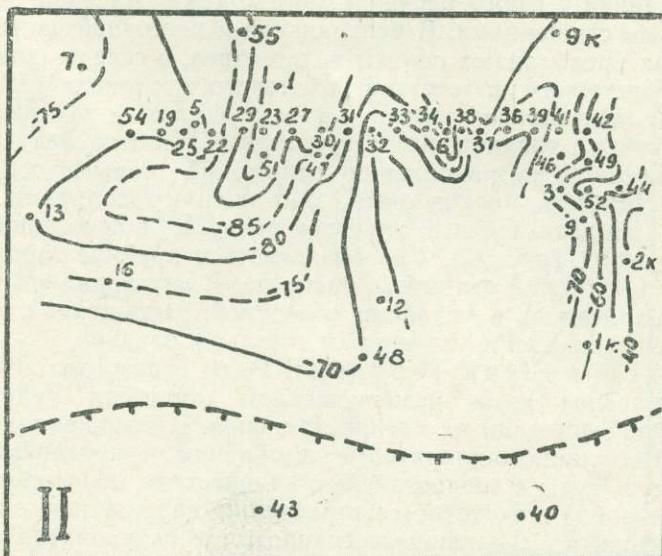


Рис. 4. Структурная карта по подошве отложений колпашевского горизонта

волнений залива. В западной части месторождения намечается зона интенсивного вдоль-берегового течения (рис. 5₁₂).

IV. Тымско-бакчарский горизонт. Отложения горизонта наряду с колпашевским горизонтом включают основные промышленные

пласты железных руд мощностью до 15 м. В составе отложений горизонта выделены следующие типы пород (рис. 7): 13 — рыхлые оолитовые лимонитовые руды, в верхней половине разреза сцементированные си-

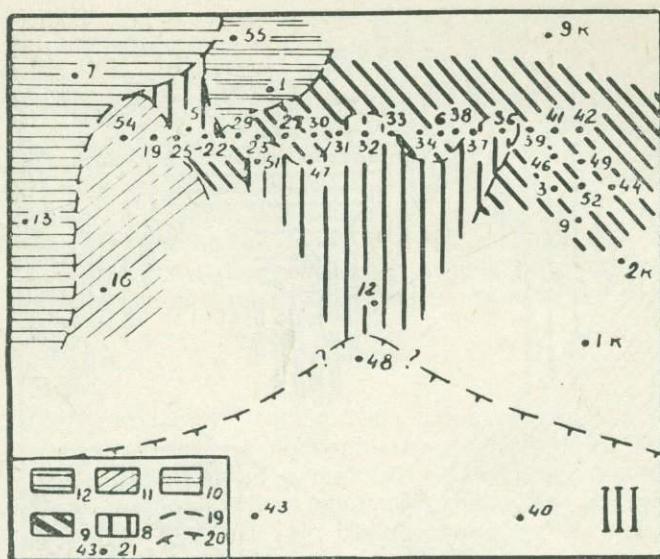


Рис. 5. Литолого-фациальная схема отложений чигаринского горизонта. Пояснения в тексте

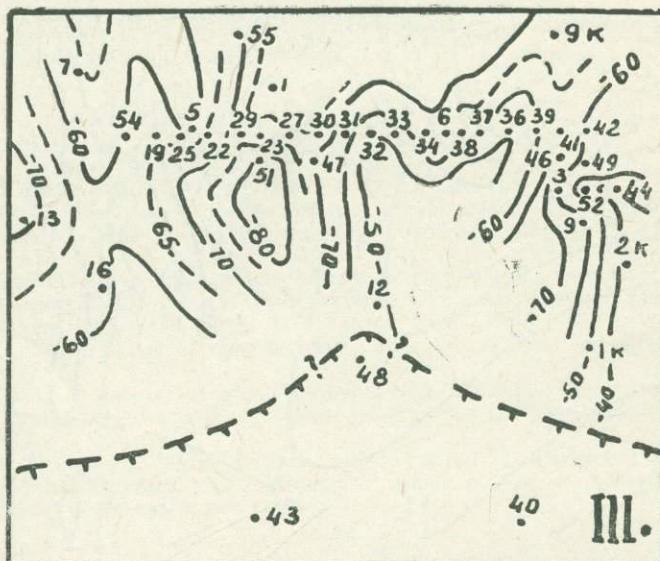


Рис. 6. Структурная карта по подошве отложений чигаринского горизонта

деритовым цементом; 14 — рыхлые оолитовые руды и руды с сидеритом-хлоритовым и хлоритовым цементом; 15 — оолитовые руды с хлоритовым и сидеритовым цементом; 16 — оолитовые руды, сменяющиеся в верхней части разреза глауконит-кварцевыми песчаниками; 17 — глау-

конит-кварцевые песчаники с оолитовыми рудами в основании разреза; 18 — глауконит-кварцевые песчаники. В северо-восточной и центральной части площади в отложениях преобладают лимонитовые оолиты, к югу

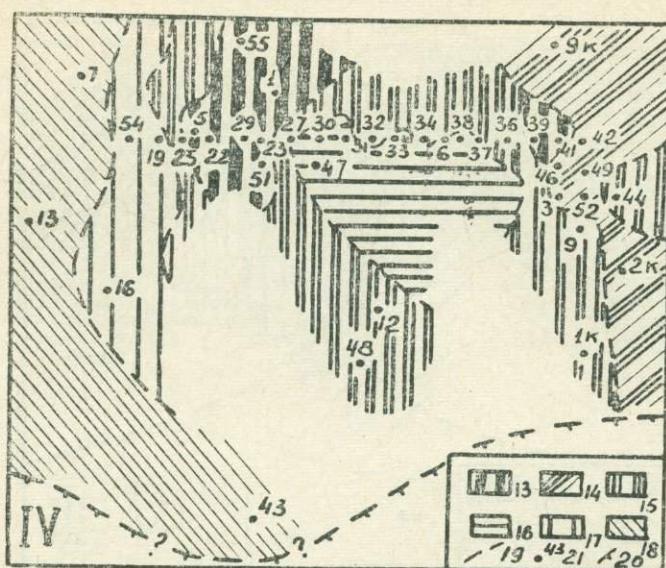


Рис. 7. Литолого-фациальная схема отложений тымско-бакчарского горизонта. Пояснения в тексте

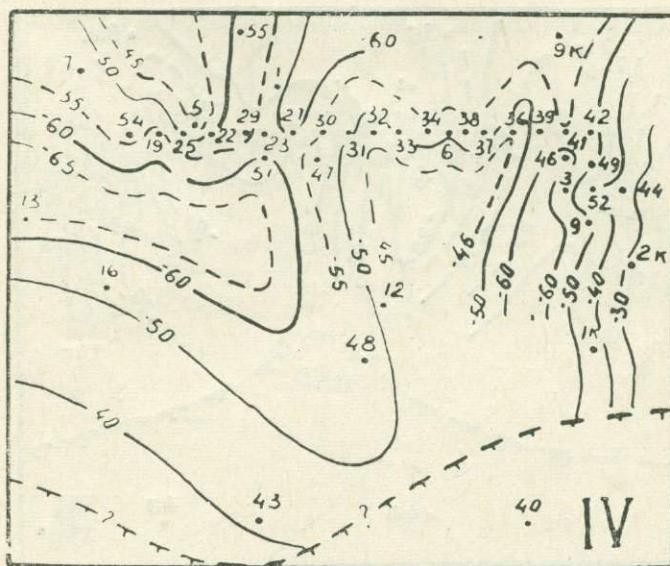


Рис. 8. Структурная карта по подошве отложения тымско-бакчарского горизонта

и западу они содержат оолиты гидрогетит-хлоритового состава. В отложениях крайнего западного фланга содержатся овоиды глауконита, в главной массе неокисленного. Структурный план транслирует структурное строение чигаринского горизонта (рис. 8, 6). Особенностью рас-

пределения отложений в горизонте в отличие от нижележащих отложений является отсутствие руд в районы осевой части Бакчарского вала и резкое сокращение мощности нижней части разреза. Скважины 30 и 31 в базальной части разреза вскрыли прослой, обогащенный кварцевым материалом. На основании этого нами сделано заключение о временно существовавшем в районе Бакчарского вала островном поднятии. Рыхлые руды на западном и восточном погружении вала формировались в условиях пляжа. На погружении склонов положительных форм рельефа накапливались отложения мелководья, несущие печать в той или иной мере проявившейся деятельности волноприбоя (рис. 7₁₄, 15). На западном фланге формировались отложения зоны вдоль-берегового течения (рис. 7₁₈). К концу накопления отложений горизонта зона влияния течений расширилась (рис. 7₁₆, 17), а отдельные ветви течений прорывались в центральную часть территории, обусловив песчано-глауконитовый состав отложений верхней части горизонта.

Выводы

1. Рудные отложения горизонтов накапливались в мелководном бассейне, изолированном от поступления терригенного материала, переносимого вдоль-береговыми течениями, системой подводных валов.

2. Наиболее глубоководные глауконитоносные осадки формировались на глубинах 200 ± 100 м [4]. Возрастание глубин имело место в северо-западном направлении.

3. Обогащенные лимонитовым овоидно-оолитовым материалом, осадки обнаруживают тесную связь с положительными структурными элементами консидементационной природы. Указанная связь обусловлена интенсификацией волноприбойной деятельности в периоды обмеления, когда осуществлялась сортировка, отмывка и экскавация овоидно-оолитового материала вверх по склону.

ЛИТЕРАТУРА

1. А. А. Аксенов, Е. Н. Невесский, Ю. А. Павлидис, Ф. А. Щербаков. Вопросы образования прибрежно-морских россыпей. Сб. «Перемещение наносов и генезис россыпей тяжелых минералов в береговой зоне моря». Тр. ин-та океанологии, т. 76, 1965.
2. П. А. Волков. Экспериментальное исследование механической сортировки тяжелых минералов. Сб. «Перемещение наносов и генезис россыпей тяжелых минералов в береговой зоне моря». Тр. ин-та океанологии, т. 76, 1965.
3. О. К. Леонтьев. Геоморфология морских берегов и дна. Изд-во Моск. ун-та, 1955.
4. Н. М. Стражов. Детали реконструкции физико-географической обстановки в древних морских водоемах. В сб.: «Методы изучения осадочных пород», т. 2. Госгеотехиздат, 1957.
5. И. А. Шамрай. Механическая сортирующая деятельность моря как фактор морского рудонакопления. Сб. «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3—4. Изд-во Львовского ун-та, 1956.

ИЗВЕСТИЯ
ТОМСКОГО ОРДЕНА ОКТЯБРЬСКОЙ РЕВОЛЮЦИИ
И ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ПОЛИТЕХНИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА имени С. М. КИРОВА

Том 177

1971

О ЗНАЧЕНИИ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

А. М. КУЗЬМИН, Т. И. ПОЛУЭКТОВА

Огромная роль и большое значение акцессорных минералов для решения ряда важных теоретических и практических задач в наши дни становится совершенно очевидным. Вопросы, связанные с выявлением закономерностей распределения акцессорных минералов в интрузивах, а также особенностей концентрации редких элементов в горных породах приобретают все большую актуальность.

Прежде чем перейти к рассмотрению областей применения акцессорных минералов, остановимся на понятии термина «акцессорные минералы».

Существует несколько определений понятия «акцессорный минерал». Так, Г. Розенбуш [25, 38] акцессорным минералом называет «характерные особые примеси» в горной породе. К ним в интрузивных породах он относит апатит, циркон, титанит, магнетит, гематит, ортит, монацит, гранат, турмалин, топаз, флюорит, сульфиды и другие минералы. Все перечисленные минералы выкристаллизовывались из остивающей магмы на более ранних этапах и поэтому им были свойственны наиболее совершенные (идиоморфные) формы кристаллов. И. А. Преображенский [22] считает, что акцессориями следует называть минералы, которые присутствуют в горных породах в таких малых количествах, что для изучения их требуется применение методов концентрации. Аналогичное определение дают и иностранные ученые [37].

Присутствие акцессорных минералов в горных породах в малых количествах — очень характерный для них признак и принимается за основу большинством геологов. Однако в определении И. А. Преображенского не учитывается второе важное свойство их — качественная сторона и не обращается внимание на особенности вхождения в их состав присутствующих в породе в незначительных количествах редких и радиоактивных элементов. В геологическом словаре (1955) дается следующее определение акцессорного минерала: «Акцессорные минералы, образующие количественно ничтожную, а качественно нередко характерную примесь в горных породах». С такой формулировкой понятия

Только что сказанное является частью «правила Розенбуша» о порядке кристаллизации минералов в интрузивных породах и долгое время оставалось незыблым. Это «правило» в отношении акцессорных минералов в явной или скрытой форме признается многими акцессорщиками, несмотря на то, что высказываются другие мнения, согласно которым акцессорные минералы в стадии становления магмы являются последними (А. Н. Заварицкий, 1955) и даже считаются метасоматическими.

«акцессорные минералы» совпадает в основном и определение, предложенное В. К. Моничем [21], И. Е. Сморчковым [30]. И. Х. Хамрабаев [32] при рассмотрении вопросов петролого-геохимических особенностей магматических и рудных комплексов западного Узбекистана к акцессориям относит «...редкие минералы магматической или позднемагматической стадий, образованные малыми элементами или избыточной порцией главных породообразующих элементов». В такой трактовке понятия «акцессорные минералы» также имеется ряд недостатков. Например, нет определенности в содержании термина «редкие минералы» — неясно, имеется ли здесь в виду их редкая распространенность или они по особенностям их химического состава были редкими.

В 1965 году в Москве на совещании по проблеме «Акцессорные минералы в решении вопросов происхождения и металлогенеза магматических комплексов» О. И. Матковским [19] дано следующее определение понятия «акцессорный минерал»: «Акцессорными минералами называются минералы, образующие обычно количественно незначительную, но качественно характерную составную часть горных пород; они содержат в своем составе акцессорные химические элементы, которые при определенных физико-химических условиях не рассеиваются в решетках главных минералов, а уже при незначительном количестве в минералообразующей среде (при возможной частичной рассеянности отдельных из них в главных минералах) становятся насыщающими компонентами и кристаллизуются в виде самостоятельных акцессорных минералов» [19].

Большинством исследователей и нами принимается формулировка понятия «акцессорный минерал», предложенная О. И. Матковским.

В. В. Ляхович к этому определению добавляет два наиболее характерных признака для акцессорных минералов: 1. Применение для их изучения особых методов концентрации. 2. Крайне незначительные размеры зерен самих акцессорных минералов — десятые и сотые доли миллиметра.

Круг вопросов, решаемых с помощью акцессорных минералов, достаточно четко определяется в работах [9, 24, 29, 30]. Рассмотрим главные из них.

1. Наличие одинаковых акцессорных минералов и элементов-примесей в интрузивных породах комплекса может свидетельствовать наряду с другими геолого-петрографическими признаками об их комагматичности. Так, М. Г. Руб [29], занимаясь изучением акцессорных минералов интрузивных пород Мяо-Чанского комплекса, пришла к выводу об общности породившей их материнской интрузии. Этот принцип также широко используется для решения вопроса о комагматичности эффузивных, субвулканических и интрузивных пород [29]. Проблеме комагматичности различных интрузивных образований посвящена обширная литература, в частности, выпущенный сборник под редакцией В. С. Коптева-Дворникова и М. Г. Руб [29].

2. Акцессорные минералы объективно позволяют решать вопрос о связи оруденения с магматическим комплексом. Решение этого вопроса имеет не только научное, но и большое практическое значение [1, 9, 24, 26, 27, 28]. М. Г. Руб на примере изучения взаимоотношения жильных пород с оруденением в юго-западной части Приморского края [26, 28], а также гранитоидов Мяо-Чанского интрузивного комплекса и связанных с ними постмагматических образований [28] пришла к выводу, что «...наличие в магматических породах и сопровождающих их постмагматических образованиях общих акцессорных минералов, содержащих однотипные элементы-примеси, свидетельствует наряду с другими фактами о их связи».

А. В. Рабинович [24], изучая закономерности распределения акцессорных минералов в гранитидах различных металлогенических зон, выделил 12 типов магматических пород (цирконовый, циркон-флюоритовый, циркон-колумбитовый и т. д.) и установил, что с определенным их типом парагенетически связаны определенные рудопроявления. Так, в интрузивных породах Восточного Забайкалья, с которым связано олово-вольфрамовое оруденение, наблюдается апатит-монацитовый тип, а интрузивные породы Рудного Алтая, с которыми парагенетически связано полиметаллическое оруденение, относятся к цирконовому типу.

Г. Д. Афансьев [1] также считает, что главнейшими критериями, определяющими возможные генетические связи металлоносности с определенными магматическими комплексами наряду с другими признаками, является «специфика вещественного состава магматических пород и рудных проявлений с учетом акцессорных минералов и элементов примесей». Эти взгляды разделяются Ф. К. Шипулиным [34], Э. П. Изохом [7], И. М. Воловиковой [6] и другими.

З. Немаловажная роль отводится акцессорным минералам для корреляции и возрастного расчленения интрузивов. И. Х. Хамрабаев [31] указывает, что «...все гранитоидные комплексы различного возраста и различных районов имеют определенную парагенетическую ассоциацию акцессориев». В последующих работах И. Х. Хамрабаев [32], выделяя принципы корреляции магматических пород, наряду с обще-геологическими критериями большое значение придает петрографо-минералогической, в частности характерной ассоциации акцессорных минералов, их количественным соотношениям. Идею сопоставления интрузивных пород по характерному признаку и комплексу акцессорных минералов можно найти в работах В. В. Ляховича и др. [13, 17] и докладах, посвященных 10-летию лаборатории акцессорных минералов ИМГРЭ. На совещании в Москве, проходившем в 1965 г., достаточно убедительно было показано, что «на основании выделения типов ассоциаций акцессорных минералов, а также данных о содержании элементов-примесей, как в породообразующих, так и в акцессорных минералах, можно проводить корреляцию трудно расчленяемых по геологическим данным магматических комплексов». Следует заметить, что для выявления сходных или различных черт какой-либо группы интрузивных образований пользуются, как правило, видовым составом акцессорий. Особенностям морфологии кристаллов пока не уделяется должного внимания. К настоящему времени сравнительно детально изучена из акцессорных минералов морфология циркона. Г. Хоппе [36] также полагает, что «...для целей корреляции апатит, его морфологические признаки имеют не меньшее значение, чем циркон...». На необходимость тщательного изучения морфологических особенностей кристаллов акцессорных минералов указывает В. В. Ляхович и другие исследователи.

4. В ряде случаев для определения абсолютного возраста гранитоидов используют некоторые радиоактивные акцессорные минералы: циркон, торит, ортит, монацит. Известно, что определение возраста изверженных пород является одной из наиболее сложных проблем геологии. Калиевые минералы, используемые для этих целей, зачастую занижают абсолютный возраст пород, так как нередко они являются продуктами калиевого метасоматоза и при деформации калий-натриевых щелочных пород возможно теряют часть радиогенного аргона [11]. Образование большинства радиоактивных акцессорных минералов, как отмечает ряд авторов, тесно связано с формированием породы [16, 30]. Среди зарубежных исследователей широко распространено определение абсолютного возраста интрузивных пород по плеохроичным ореолам в биотитах, наблюдавшихся вокруг циркона, монацита, ксенотима и других.

5. Изучение закономерностей распределения акцессорных минералов в отдельных интрузивных телах позволяет выявить ряд интересных особенностей. И. Е. Сморчков [30], изучая закономерности распределения акцессорных минералов по вертикали гранодиоритового массива, установил, что в более глубоких частях интрузива акцессорий больше, чем в верхних. Количество апатита в массиве уменьшается сверху вниз. Цирконы различных частей массива резко отличаются не только формой, но и окраской кристаллов. Увеличение количества акцессорных минералов в апикальной части массивов отмечается в работах А. А. Конюк и С. Д. Туровского [8], В. Н. Криволуцкой [10]. В. В. Ляхович и А. Д. Червинская [14], изучая особенности распределения акцессорных минералов по вертикали Эльдзуртинского массива, пришли к выводу, что в вертикальном разрезе массива главная масса акцессорных минералов распределена довольно равномерно, не концентрируясь в сколько-нибудь заметных количествах в нижней или апикальной его частях. Колебания в содержании таких акцессорных минералов как флюорит, турмалин, а также рудных минералов объясняются постмагматическими процессами, которые проявлялись с разной интенсивностью в различных участках массива. А. И. Баженов [2, 3, 4] установил, что в вертикальном сечении Элекмонарского гранитоидного массива сфен распределен неравномерно, а радиоактивность сфена и циркона закономерно увеличивается от нижних частей массива к апикальным.

Установление закономерностей распределения акцессорных минералов по вертикали интрузива позволили бы в ряде случаев судить о глубине эрозионного среза.

Е. Д. Семенова на примере изучения гранитов Верх-Исетского массива пришла к выводу, что в эндоконтактовой фации сфена и апатита больше, чем в центральных участках массива. Аналогичная закономерность установлена и для магнетита, рутила, флюорита, турмалина, ильменита [8, 12]. Радиоактивность акцессорного циркона из гибридных пород, развивающихся в эндоконтактовых участках гранитов, выше, чем из пород, развитых в центральных участках массива [3]. Обратная зависимость радиоактивности отмечена для сфена из гибридизированных пород эндоконтактовых участков [4].

6. Исследования ряда авторов показали, что акцессорные минералы очень чувствительны к метасоматическим процессам [5, 15, 18, 23]. А. Х. Хасанов и Н. И. Кривошекова [33] на примере гранитоидов Южного Гиссара показали последовательность проявления в гранитоидах постмагматических метасоматических процессов, которые отражаются в изменении, а иногда резкой смене одних акцессорных минералов другими. Так, при грязенизации гранитов сфен переходит в рутил по следующей схеме: сфен → лейкоксен → брукит → рутил. К аналогичным заключениям пришли В. К. Монич и Г. Н. Гогель [20], которые установили, что акцессорные минералы железа и титана очень чувствительны к метасоматическим процессам, а продукты изменения их могут служить поисковым признаком на грязи.

7. Наконец, В. А. Ермолаев [4] морфологию акцессорного циркона успешно использовал не только для корреляции гранитоидов Забайкалья, но и для установления роли и источника отдельных магматических массивов в питании (создании) цирконово-ильменитовых рассыпей.

Итак, на приведенных выше примерах показано, как акцессорные минералы позволяют решать практические вопросы. Необходимо дальнейшее их изучение в наметившихся направлениях с применением более совершенных методов изучения их состава и законов количественного распределения в магматических породах с глубиной для решения ряда

проблем, связанных с рождением самой магмы и ее роли в создании месторождений полезных ископаемых и их распределения в земной коре.

ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев Г. Д. Проблема гранитоидов и некоторые вопросы связанные с ней металлогенеза. Сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Тр. первого Всесоюзного петрографического совещания. Изд. АН СССР, 1955.
2. Баженов А. И. Изменение радиоактивности акцессорного циркона в вертикальных и горизонтальных сечениях Элекмонарского многофазного гранитоидного массива (Горный Алтай). Сб. «Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири». Изд. ТГУ, 1962.
3. Баженов А. И. К вопросу об изменении радиоактивности акцессорного сфена на примере пород Элекмонарского многофазного гранитоидного массива (Горный Алтай). Изв. ТПИ, т. 121, 1963.
4. Баженов А. И., Ермолаев В. А. Распределение и типоморфия акцессорного циркона в породах Элекмонарского гранитоидного интрузивного массива (Горный Алтай). Сб. «Материалы по минералогии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края». Изд. ТГУ, 1964.
5. Борисова К. Д., Горохов И. М., Лобач-Жученко С. Б. Акцессорные минералы метасоматически преобразованных архейских гранитогнейсов (на примере одного из районов Центральной Карелии). Тр. лаборатории докембрия, вып. 12, 1961.
6. Боликов А. М. Особенности вещественного состава и формирования гранитоидов юго-западной части Чаткальского хребта. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 21, 1958.
7. Изох Э. П. и др. Позднемезозойские интрузии Центрального Сихотэ-Алиня и связь с ними оруденения. Тр. ВСЕГЕИ, вып. 21, 1957.
8. Конюк А. А., Туровский С. Д. К вопросу о морфологии и вещественном составе гранитоидных массивов северной Киргизии. Тр. ин-та геологии АН Кирг. ССР, вып. 7, 1956.
9. Коптев-Дворников В. С., Григорьев И. Ф. и др. Интрузивы гранитной формации малых глубин. Поведение в их породах элементов-примесей и критерии генетических связей рудообразования с ними. Сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых».
10. Криволукская В. Н., Туровский С. Д. Стратиграфия и последовательность формирования Бабаханского интрузива. Тр. ин-та геологии АН Кирг. ССР, вып. 7, 1956.
11. Кузьмин А. М. О сохранности аргона в микроклине. Геохимия, № 5, 1961.
12. Лодочников В. Н. К петрологии Воронежской кристаллической глыбы Русской платформы. Изд. геол. ком., 1927.
13. Ляхович В. В., Нонешникова В. И., Червinskaya A. D. Некоторые данные об акцессорных минералах гранитоидов. Тр. ИМГРЭ, вып. 3, 1959.
14. Ляхович В. В., Червinskaya A. D. О характере распределения акцессорных минералов в гранитоидных массивах. Тр. ИМГРЭ, вып. 4, 1960.
15. Ляхович В. В., Нонешникова В. И. О влиянии поздних процессов на содержание акцессорных минералов в гранитоидах. Тр. ИМГРЭ, вып. 4, 1960.
16. Ляхович В. В. Акцессорные минералы и абсолютный возраст изверженных пород. Тр. ИМГРЭ, вып. 7, 1961.
17. Ляхович В. В. О некоторых особенностях акцессорного циркона гранитоидов. Тр. ИМГРЭ, вып. 15, 1963.
18. Ляхович В. В. Акцессорные минералы как индикаторы геологических процессов. Сб. «Новые методы в минералогии и петрографии и результаты их применения». Госгеолтехиздат, 1963.
19. Матковский О. И. О понятии термина «акцессорный минерал». Минералогич. сб. Львовск. ун-та, вып. 2, 1965.
20. Монич В. К., Гогель Г. Н. Некоторые акцессорные минералы из гранитов и грейзенов Баянульского массива. Изв. АН СССР, сер. геол., вып. 13, 1951.
21. Монич В. К. Петрология гранитных интрузий Баянульского района в центральном Казахстане. Изд. АН Каз. ССР, 1957.
22. Преображенский И. А. Акцессорные минералы в изверженных породах. Тр. ИГН АН СССР, вып. 56, сер. геол. 1941.
23. Путалова Р. В. Некоторые данные о замещении ильменита рутилом и анатазом. Изв. АН Каз. ССР, сер. геол. вып. 3, 1959.
24. Рабинович А. В. Закономерности распределения акцессорных минералов в гранитоидах различных металлогенических зон. Сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». 1960.
25. Розенбуш Г. Описательная петрография. ОНТИ, 1934.
26. Руб М. Г. Взаимоотношение жильных пород с оруденением в юго-западной части Приморского края. Советская геология, № 51, 1956.

27. Руб М. Г. Гранитоиды Приханкайского района и основные черты их металлическости. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 33, 1960.
28. Руб М. Г. Значение акцессорных минералов для решения некоторых вопросов петрологии и металлогенеза. Советская геология, № 1, 1964.
29. Руб М. Г., Ашихмина Н. А., Магидович Т. С. Акцессорные минералы как один из индикаторов комагматичности и металлогенической специализации эфузивных, субвулканических и интрузивных образований (на примере Северо-Востока СССР). Сб. «Акцессорные минералы и элементы как критерий комагматичности и металлогенической специализации магматических комплексов». «Наука», 1965.
30. Сморчков И. Е. Значение акцессорных минералов в изучении изверженных пород. М., 1958.
31. Хамрабаев И. Х. Магматизм и постмагматические процессы в западном Узбекистане. 1958.
32. Хамрабаев И. Х. и др. К методике изучения и классификации акцессорных минералов гранитоидов с целью расчленения и корреляции магматических формаций (на примере гранитоидов западного Узбекистана и Чаткало-Кураминских гор). Первое средне-азиатское петрографическое совещание, 1965.
33. Хасанов А. Х., Кривощекова Н. И. Роль метасоматоза в образовании титановых акцессорных минералов (на примере гранитоидов южного Гиссара). Сб. «Проблемы геологии Таджикистана». Изд. АН Тадж. ССР, 1964.
34. Шипулин Ф. К. О малых интрузиях юго-восточного Приморья. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 3, 1956.
35. Larsen E. S. Method for determining the age of igneous rocks using the accessory minerals. Bull. Geol. Soc. Amer., No. 10, vol. 63, 1952.
36. Hoppe Guntter. Die Formen des akzessorischen Apatits. Berichte der Geologischen Gesellschaft, H. 2, 1962.
37. Read H. The Study of accessory minerals in igneous and metamorphic rocks. Amer. Mineralogist, No. 2, 22, 1937.
38. Rosenbusch H. Ueber das Wesen der Körnigen und porphyrischen Struktur bei Massengesteinen. N 7, 2, 1882.

ИЗВЕСТИЯ
ТОМСКОГО ОРДЕНА ОКТЯБРЬСКОЙ РЕВОЛЮЦИИ
И ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ПОЛИТЕХНИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА имени С. М. КИРОВА

Том 177

1971

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ
И СОСТАВА МУСТАГСКОГО ПЛУТОНА (ГОРНАЯ ШОРИЯ)

Э. И. ЛИСЕНКОВ

(Представлена научным семинаром кафедр минералогии, петрографии и полезных ископаемых)

В Кондомском железорудном районе Горной Шории широким развитием пользуются гранитоиды так называемого Мустагского интрузива. В различное время интрузив посетили А. М. Кузьмин [7], Ю. А. Кузнецов [6], Н. А. Батов [1], А. Г. Володин [3], В. И. Каминская [4] и ряд других геологов, в работах которых имеются лишь краткие сведения о Мустагском plutоне. Наличие в экзоконтактовой полосе северной части интрузива рудопроявлений пьезооптического сырья, а также указания на генетическую связь с гранитоидами полиметаллического оруднения [2], естественно, повышают интерес к более глубокому исследованию интрузива.

Кондомский район характеризуется весьма сложным геологическим строением, что обусловлено положением района на границе двух крупных структур — Бийского массива и Кондомско-Лебедской подвижной зоны, разделенных региональным нарушением северо-восточного простирания [5, 4]. Основными структурными элементами района являются Спасская антиклиналь (в пределах восточной окраины Бийского массива), сложенная породами протерозойского возраста [8] (мраморизованные битуминозные известняки, кварциты, доломиты, эфузивы основного состава), и Кондомская грабен-синклиналь (северо-восточная часть Кондомско-Лебедской подвижной зоны). В пределах последней распространены эфузивно-осадочные образования нижнего и среднего кембрия, песчано-глинистые сланцы и алевролиты ордовика, туфы и туфоловы предположительно девонского возраста [4]. Общее направление основных структур северо-восточное.

К осевой части Спасской антиклинали приурочен наиболее крупный в районе существенно гранитоидный по составу Мустагский массив (площадь около 290 км²), длинная ось которой вытянута согласно основному направлению структур района (рис. 1). Несколько более мелких штоков-сателлитов главного интрузивного тела (Сарлыкский, Иенский, Верхнекаменушинский) располагаются в пределах Кондомской грабен-синклинали.

Мустагский массив представляется в виде линейно вытянутого тела длиной около 40 км и шириной 5—10 км. Западный контакт его в общем согласен со структурой вмещающих пород, имеет крутое (80—90°) падение, о чем свидетельствуют его почти прямолинейный в плане характер в условиях сильно пересеченной местности и незначительная ширина зоны роговиков (десятки и первые сотни метров). Более широ-

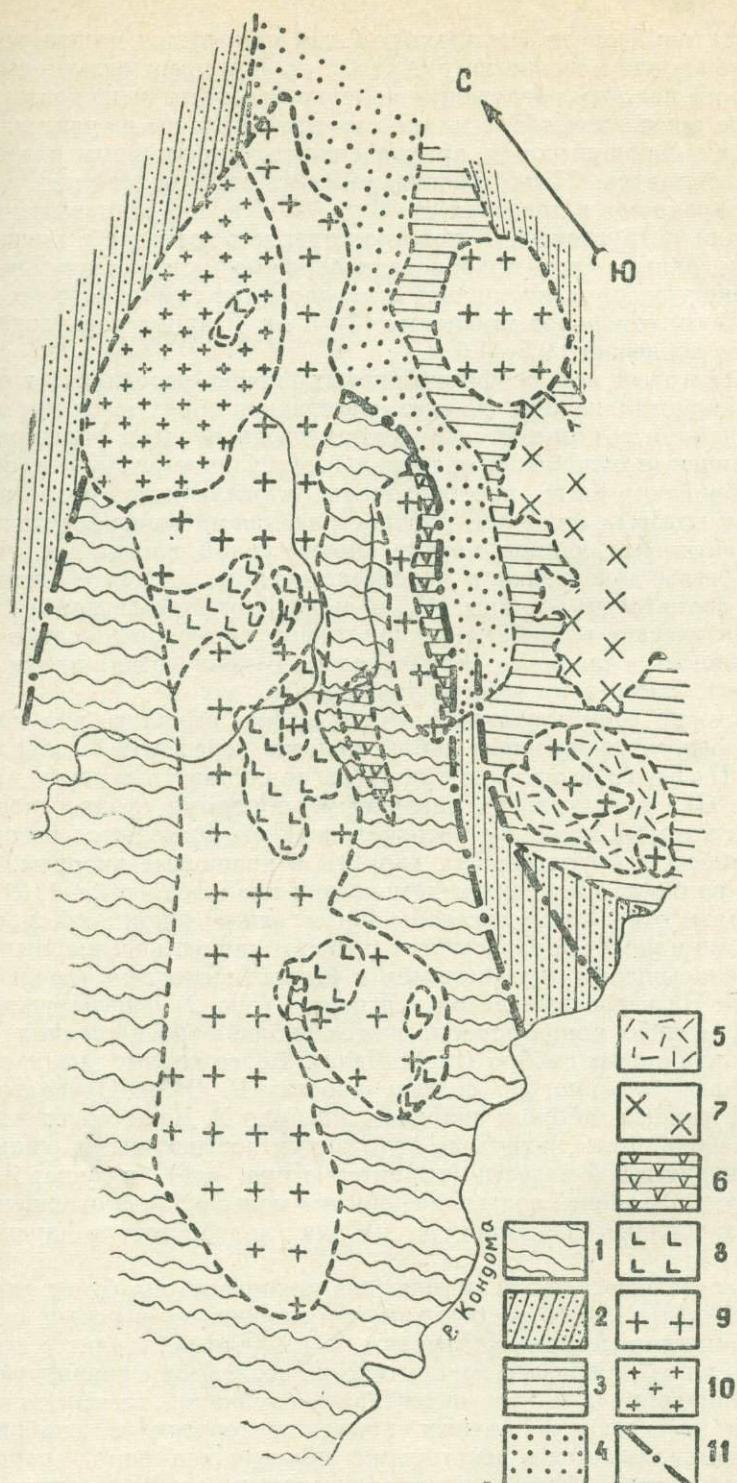


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Мустагского plutона (составлена с использованием материалов В. И. Каминской, А. И. Скоморохова, К. В. Радугина, Б. А. Блюмана): 1 — карбонатно-силицилитовая толща ($\text{Pr}-\text{Sn}?$); 2 — метаморфические сланцы, рассланцованные основные эфузивы и их туфы, известняки (Cm_1); 3 — кислые эфузивы и их туфы, песчаники с прослоями известняков (Cm_2); 4 — алевролиты, алевролитовые песчаники, кварциты (O); 5 — литоидные темные туфы, фельзиты и туфолавы ($\text{D}?$); 6 — габбро-порфиры, плагиоклаз-роговообманковые порфиры; 7 — сиениты и граносиениты; 8 — роговообманковые габбро, габбро-диориты, диориты; 9 — крупнозернистые биотитовые граниты, гранодиориты; 10 — аляскитовые и гранофиевые граниты; 11 — основные разрывные нарушения

кий контактовый ореол (местами до 2 км) отмечается на восточном контакте, где кровля массива погружается, по-видимому, значительно положе. О более пологом погружении поверхности восточного контакта говорят также его извилистый в плане характер, наличие в гранитоидах ксенолитов вмещающих пород, приуроченность к восточному экзоконтакту штоков-сателлитов. Углы падения контакта непосредственно в обнажениях варьируют в пределах от 35 до 70°. Характер контакта повсеместно резкий интрузивный. В непосредственном контакте с вмещающими породами граниты часто приобретают порфировидную структуру и полосчатую текстуру, проявляющуюся в чередовании лейкократовых и обогащенных биотитом полос мощностью 3—5 см. Ширина зоны закаливания обычно не превышает 0,5—1,0 м.

Контактовый метаморфизм боковых пород выразился в основном в их перекристаллизации. За счет известняков образуются мраморы, содержащие иногда незначительную примесь диопсида и форстерита. Песчано-сланцевые отложения ордовика и эфузивно-осадочные образования кембрийских толщ преобразованы в различного рода роговики, в составе которых наиболее распространеными минералами являются альбит, актинолит, эпидот, хлорит, биотит, кварц, иногда диопсид и андродит. Чрезвычайно редко в непосредственном контакте встречаются диопсид-гранатовые скарны [4] и диопсид-волластонитовые породы. Метасоматическое воздействие гранитоидов проявилось слабо и местами выразилось в привносе незначительного количества калия (биотит, калишпат), кремнезема и бора (турмалин).

В истории формирования плутона можно выделить ряд последовательных фаз, установленных наблюдениями пересечений пород в обнажениях. Первая фаза интрузива по составу и строению наиболее сложная. Она представлена различными породами среднеосновного состава, из которых широким распространением пользуются роговообманковые габбро, габбро-диориты, диориты и кварцевые диориты.

Как видно из имеющихся химических анализов (табл. 1, 2), породы первой фазы относятся к составам нормального ряда, а по содержанию кремнезема и щелочей охватывают разности пород, насыщенных и реже слегка ненасыщенных кремнеземом и бедных щелочами (по А. Н. Заварицкому). На петрохимической диаграмме (рис. 2) фигуративные точки анализированных пород располагаются вблизи точек средних составов габбро и кварцевых габбро (по Р. Дэли). Более кислые разности пород первой фазы отвечают по составу диориту Р. Дэли. По сравнению со средними типами габбро и кварцевого габбро Р. Дэли соответствующие породы первой фазы интрузива отличаются повышенными содержаниями полевошпатовой извести (характеристика «с») в ущерб щелочам («а»). Сумма щелочей составляет обычно менее 3,5%, а отношение молекулярных количеств калия и натрия колеблется в пределах от 0,11 до 0,33.

Петрографическая характеристика пород плутона будет дана в специальной статье. Здесь же отметим, что имеющиеся в распоряжении автора данные определенно указывают на гибридный характер пород первой фазы и позволяют связывать генезис последних с гранитной магмой, контаминированной за счет интенсивной глубинной ассилиации карбонатных и эфузивно-осадочных пород протерозоя и кембрия. Этот вывод подтверждается и некоторыми общими для пород первой фазы и гранитов второй фазы минералогическими особенностями (в тех и других присутствуют кварц, кали-натровый полевой шпат, биотит, роговая обманка, циркон) и тесной пространственной связью габбро-диоритов с гранитами Мустагского плутона (за пределами массива породы первой фазы отсутствуют).

Таблица 1

Химические составы пород Мустагского интрузива (в вес. %)

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	Σ
I	50,53	0,83	17,80	1,20	6,85	0,05	7,36	11,48	2,29	0,66	0,24	0,81	100,10
II	50,48	1,45	18,34	1,81	7,55	0,10	5,52	9,09	3,14	1,11	0,40	0,96	99,95
625	45,68	0,16	26,98	0,62	2,62	0,05	3,40	13,07	2,05	1,00	0,13	3,89	99,65
517	54,00	1,36	19,01	1,55	6,21	0,09	3,73	7,33	3,55	1,98	0,40	1,08	100,29
III	73,84	0,15	13,21	0,14	2,20	0,08	0,67	1,02	3,62	4,00	0,10	0,11	99,14
330	72,14	0,37	14,88	0,07	3,17	0,04	0,82	2,41	4,31	1,30	0,11	0,20	99,82
696=Г	65,52	0,52	16,21	1,57	2,31	0,11	1,84	4,06	3,30	2,39	0,04	0,71	99,38
84=А	60,36	0,79	17,24	4,39	2,48	0,10	2,69	4,47	3,63	2,82	0,42	0,59	99,98
286	66,65	0,54	15,42	0,75	3,52	0,10	1,07	2,76	3,67	3,40	0,19	1,54	99,61
IV	75,02	0,11	13,25	0,51	1,59	0,06	0,09	0,62	4,17	4,46	0,13	0,18	100,19
520	73,43	0,14	12,46	0,95	3,59	0,06	0,16	0,56	4,05	3,86	0,06	-	99,32
246=А	75,21	0,16	13,31	-	1,66	0,05	-	0,80	3,27	4,86	0,07	0,29	99,68
508	75,18	0,07	12,01	0,57	3,17	0,04	0,73	0,25	4,46	4,00	0,07	-	100,55

Примечание. 1-я фаза: I — роговообманковый габбро-норит, среднее из 4 анализов; II — роговообманковый габбро-диорит, среднее из 4 анализов; 625 — лейкократовое габбро; 517 — диорит. 2-я фаза: III — крупнозернистый биотитовый гранит, среднее из 21 анализа; 330 — гибридный плагиогранит; 696-Г — гибридный гранодиорит; 84-А — гибридный кварцевый диорит (по В. И. Каминской); 286 — гранодиорит. 3-я фаза: IV — аляскитовый гранит, среднее из 5 анализов; 520 — гранит-порфир. Дайковые породы: 245-А — аплит; 508 — рибекитовый гранитовый порфир. Анализы выполнены в химлаборатории ЗСГУ, публикуются впервые.

Вторая фаза интрузива, породы которой слагают около 80% площади Мустагского массива и штоки-сателлиты, представлена крупнозернистыми биотитовыми, реже роговообманково-биотитовыми микроклиновыми гранитами и незначительно распространенными гранитоидами повышенной основности эндоконтактовой фации. Для гранитов

Таблица 2
Числовые характеристики составов пород Мустагского интрузива
(по А. Н. Заварицкому)

Обр.	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	п	a:c	Q	φ
1	6,1	9,1	25,3	59,5	-	30,0	50,00	20,0	84,0	0,7	2,3	3,8
II	8,9	8,3	21,4	61,4	-	40,0	45,0	15,0	81,0	1,0	3,3	7,3
625	7,2	18,2	11,7	62,9	-	31,8	59,7	8,6	75,7	0,4	68,3	5,5
517	11,2	7,7	15,8	65,3	-	48,2	41,7	10,1	73,2	1,45	0,57	8,7
III	13,2	1,2	4,6	81,0	30,0	47,1	22,9	-	58,0	11,0	34,4	1,4
330	10,9	2,8	6,9	79,4	37,6	42,9	19,5	-	83,4	3,9	33,9	0,8
96=Г	10,8	5,0	8,2	76,0	17,0	44,0	39,0	-	68,0	2,6	25,4	16,1
684=А	12,2	5,6	11,2	71,0	1,3	57,5	41,9	-	65,9	2,2	0,2	35,0
286	13,1	3,4	6,8	76,7	13,7	59,3	27,0	-	62,1	3,9	23,9	9,6
IV	15,0	0,7	2,6	81,7	20,5	71,8	7,7	-	58,5	21,4	32,7	15,4
520	13,9	0,7	5,1	80,3	15,3	79,6	5,1	-	61,5	21,3	32,1	15,3
246=А	13,7	0,9	3,1	82,3	50,9	49,1	-	-	50,5	14,6	36,3	-
598	14,7	0,2	4,6	80,5	-	73,0	25,5	1,5	62,9	67,1	31,4	10,1

Примечание: нумерация образцов та же, что и в табл. 1.

этой фазы характерны высокое содержание щелочей (7,5—8,4%) при значительном преобладании калия, низкое содержание извести (0,4—1,8%) и магнезии (0—1,0%), резкое преобладание закисного железа над окисным (табл. 1, 2). Рассматриваемые граниты принадлежат к составам пород, пересыщенных алюминием («а» чаще равно 25—30). По классификации А. Н. Заварицкого, данные породы относятся ко второму классу (пересыщены кремнеземом), группе, богатой щелочами. Фигуративные точки составов гранитов второй фазы ложатся в основном между точками средних составов гранита и аляскита (по Р. Дэли). От средних типов гранитов Р. Дэли граниты второй фазы значительно отличаются пересыщенностью глиноземом (пологое положение обращенных влево векторов в плоскости asb) и меньшим содержанием полевошпатовой извести.

Породы третьей фазы интрузива слагают северо-западную часть Мустагского массива и представлены мелко-среднезернистыми аляскитовыми гранитами, гранофировыми гранитами и гранит-порфирями, для которых чрезвычайно характерна миаролитовая текстура. Основанием для выделения указанных пород в качестве самостоятельной фазы служит факт пересечения ими в верховье рч. Кара-Су биотитовых гранитов второй фазы. По химизму гранитоиды третьей фазы в общем близки породам второй фазы и отличаются от последних более лейкократовым составом, меньшим количеством магнезии (не более 0,16%). На петрохимической диаграмме figurативные точки гранитоидов третьей фазы группируются около точки среднего состава аляскита Р. Дэли (рис. 2). Малое значение коэффициента «с» (0,5—0,8) приближает рассматриваемые гранитоиды к группе пересыщенных щелочами пород.

Дайковые породы не отличаются разнообразием. Чаще встречаются маломощные дайки северо-восточного или северо-западного простирания, отвечающие по составу и структуре аплитам, гранит-порфирям и фельзитам. Гораздо реже встречаются дайкообразные тела мощностью 62

до 50 метров рибекитовых гранитовых порфиров. Особенности химизма дайковых пород характеризуются химическими анализами 246-А и 508 (табл. 1, 2 и рис. 2).

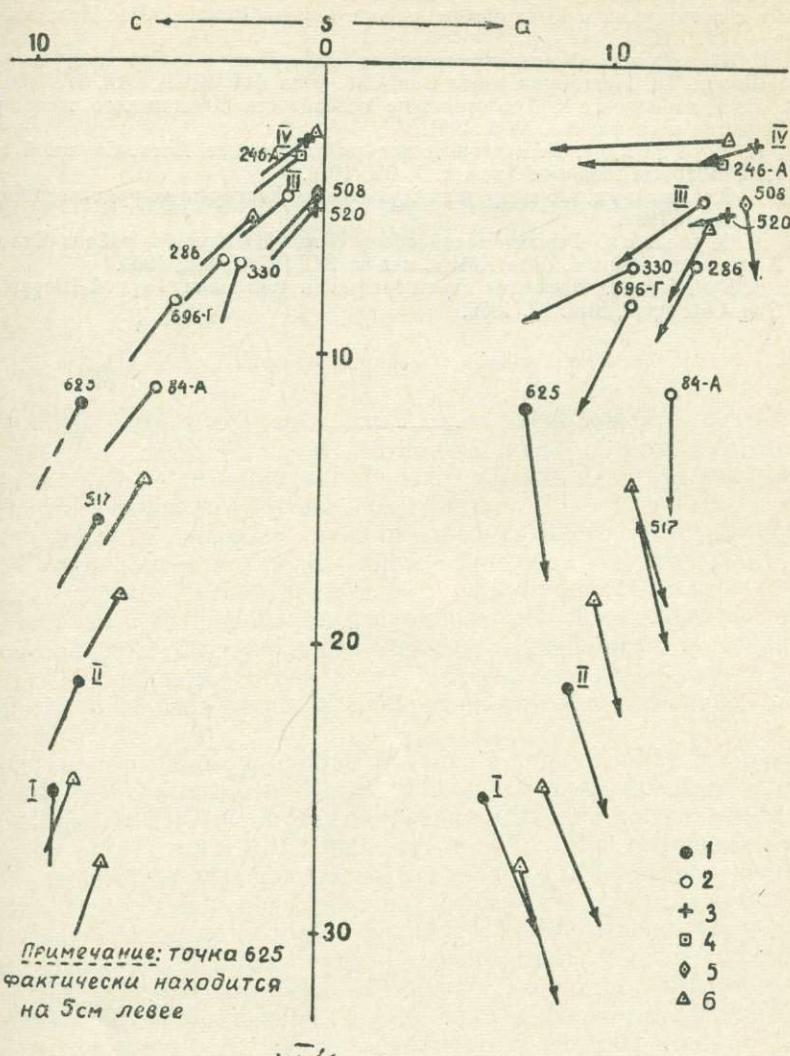


Рис. 2. Векторная диаграмма химических составов пород Мустагского plutона (по А. Н. Завариному): 1 — породы первой фазы интрузива; 2 — породы второй фазы интрузива; 3 — породы третьей фазы интрузива; 4 — химические составы пород, по Р. Дэли

Таким образом, анализ химического и петрографического состава и пространственного размещения пород Мустагского plutона позволяет выделить три разновременных группы пород, отвечающие последовательным фазам становления интрузива.

ЛИТЕРАТУРА

1. Н. А. Батов. Кондомская группа железорудных месторождений. В сб.: «Мин-сырьев. база КМК», Томск, 1933.
2. В. А. Вахрушев. О генетических связях железного и полиметаллического оруднения с интрузиями в Кондомском районе Горной Шории. Зап. Всес. минералог. об-ва, сер. 2, 37, 1958.
3. А. Г. Володин. О возрасте гранитов Мустагского и Сарлыкского plutонов в Горной Шории. Тр. Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. ф-ла АН СССР, вып. 17, 1956.
4. В. И. Каминская. Геологические особенности Кондомского железорудного района. Геология и геофизика, № 3, 1961.
5. В. А. Кузнецов. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области. Вопросы геологии Азии, т. 1, М., 1954.
6. Ю. А. Кузнецов. Об интрузиях Кузнецкого Алатау и их рудоносности. Вестн. ЗСГРТ, вып. 3—4, 1932.
7. А. М. Кузьмин. Геологический обзор Горной Шории и района Сталинского завода. В сб.: «Мин.-сырьев. база КМК», изд-во ЗСГРТ, Томск, 1933.
8. К. В. Радугин. Элементы стратиграфии и тектоники Горной Шории. Матер. по геол. Зап.-Сиб. края, вып. 37, 1936.

К ВОПРОСУ ПЕТРОГРАФИИ БАТАНАЮЛЬСКОГО МАССИВА ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

А. А. МИТЯКИН

(Представлена научным семинаром кафедры петрографии)

Батанаюльский массив щелочных пород расположен в северной части Кузнецкого Алатау по ключу Батанаюл, левому притоку среднего течения реки Урюп. В административном отношении площадь массива входит в Тисульский район Кемеровской области.

Геологическая позиция района, включающего рассматриваемую площадь, обусловлена его положением в пределах Назаровской краевой девонской ступени Кузнецкого Алатау, сформировавшейся в северной части Восточно-Мартайгинского срединного массива, сложенного верхнепротерозойскими и нижнепалеозойскими отложениями. Последние перекрыты осадочно-вулканогенной толщей нижнего и среднего девона, прорванной большим количеством интрузивных тел щелочных и основных пород.

Впервые нефелиновые породы массива в виде берешитов были обнаружены М. М. Груниным и К. В. Ивановым при проведении геолого-съемочных работ в 1940 году. В дальнейшем массив посещался М. В. Ворошиловым (1957) и Ю. Д. Скобелевым (1959). До недавнего времени всеми исследователями, включая вышеназванных, берешиты считались составной частью девонской осадочно-эффузивной толщи участка. В составе тел берешитов при этом выделялись кроме берешитов, и нефелиниты. В последние годы геологами Горячегорской партии (В. Н. Корягиным и В. Г. Михалевым) было высказано мнение об интрузивном характере берешитов, залегающих в виде силлов. Полевые наблюдения автора, проведенные летом 1965 года, полностью подтверждают это мнение. В доказательство можно привести следующие факты:

1. Берешиты имеют четкий интрузивный контакт с породами вмещающей эфузивной толщи. Последние несут четкие следы метаморфизма, проявившегося в интенсивной карбонатизации, развитии сульфидов железа. Плагиоклазы, присутствующие в порфировых выделениях, полностью замещены серицитом, тогда как при удалении от контакта на 10–15 м они выглядят совершенно свежими.

2. На контакте с берешитами в эфузивах наибольшее развитие имеет система трещин, имеющих те же элементы залегания, что и тело берешитов, слабо выраженных в удалении от контакта. Это позволяет сделать вывод, что данные трещины возникли в процессе интрузии, результатом которой явилось образование названного тела.

3. Об интрузивном характере берешитов свидетельствует также внутреннее строение силла. На границе с эфузивами наблюдается ма-

ломощная закаленная зона. Порода здесь имеет четкую порфировую структуру с вкрапленниками нефелина. Основная масса лилово-серая, стекловатая. Наблюдается большое количество миндалий размером до 6—7 мм, выполненных карбонатом, часто хлоритом. В центре тела порода раскристаллизована значительно полнее — вместе с нефелином во вкрапленниках появляется пироксен, плагиоклаз. Основная мелкозернистая масса слагается плагиоклазом и пироксеном.

Общая площадь выхода массива составляет около 5,5 км² при максимальных размерах в поперечнике 1,2 км и по простиранию 5 км.

При полевых работах на основании изучения магматических контактов между разностями пород, слагающих массив, установлено семь последовательных фаз внедрения, в результате которых сформировались последовательно лабрадоровый берешит — андезиновый берешит — тенарлит — порфирит — нефелиновый монцонит — нефелиновый сиенит — известково-щелочной и щелочной сиениты — дайки диабазов. Наиболее крупные тела в виде силлов и штоков образуют лабрадоровые берешиты, нефелиновые монцониты и нефелиновые сиениты. Остальные разности представлены небольшими телами в форме даек с максимальной мощностью 10—15 м. Для всех пород массива, формировавшихся в приповерхностных условиях, характерна четкая порфировая структура.

Лабрадоровые берешиты составляют около 70% от площади выхода массива. Они слагают тело в форме силла с азимутом падения 340°, углом падения 35°.

Макроскопически данные породы, взятые из центральной части тела, обладают порфировой структурой. На фоне темно-серой основной массы видны выделения нефелина с размером зерен 5—8 мм, имеющих в поперечном сечении обычно квадратную форму, в количестве 55% от общего объема породы. Кроме нефелина, во вкрапленниках присутствуют таблитчатые зерна плагиоклаза размером до 7—8 мм в количестве 10% и пироксен в виде призматических зерен такого же размера до 16% от массы породы.

Под микроскопом можно видеть, что выделения нефелина часто представлены гемеропорфирами, состоящими из нескольких зерен. Нефелин при этом полностью замещен канкринитом светло-желтого цвета с константами № = 1,528, Ne = 1,510, No — Ne = 0,018. Развивается также цеолит по тонким ветвящимся жилкам, образующим дендритовидный узор. Пироксен светло-зеленого цвета со слабым плеохроизмом в зеленых тонах. Образует удлиненно-призматические зерна с восемнугольным поперечным сечением с оптическими константами: CNg = 40°; 2V = 54°; Ng = 1,723 ± 0,003; Nr = 1,694 ± 0,003; Ng — Nr = 0,029, что соответствует диопсид-салиту с содержанием около 7% FeO + Fe₂O₃ (по У. А. Дику, 1965).

Плагиоклаз, представленный удлиненными таблитчатыми зернами с широкими полисинтетическими двойниками, по составу отвечает лабрадору № 70. Частично замещен серицитом. Основная масса породы сложена в большей своей части тонкозернистым агрегатом вторичных минералов — хлоритом и гидроокислами железа, среди которых видны мелкие игольчатые зерна плагиоклаза и пироксена со средним размером 0,2 мм.

Из акцессорных минералов в виде мелких изометричной формы зерен наблюдается магнетит, ассоциирующий обычно с пироксеном, и апатит, представленный правильными гексагональными призмами. В сумме оба минерала составляют около 4% от объема породы. Судя по взаимоотношению минералов-вкрапленников, выделение шло последовательно, начиная с нефелина, затем пироксена и плагиоклаза.

В восточной части участка в теле лабрадоровых берешитов наблюдается дайкообразное тело андезиновых берешитов мощностью 12 м, имею-

щее такие же элементы залегания, что и основное тело. Андезиновые бедречи возникли в результате второй фазы внедрения. С первой разновидностью они имеют четкий магматический контакт с зоной закалки. Основная масса породы в приконтактовой части представляет полуразложенное стекло красно-бурого цвета при параллельных николях.

В центральной части тела данные породы четко порфировой структуры, в выделениях нефелин с размером зерен до 2 см, составляющий от общей массы 30%, и плагиоклаз в виде зерен таблитчатой формы в количестве 20% от объема породы, с таким же размером зерен.

Микроскопическое изучение показывает, что нефелин, как и в породах первой разновидности, полностью замещен канкринитом и цеолитом. Плагиоклаз с полисинтетическим двойниковым строением в небольшой степени замещен серицитом. По составу отвечает андезину № 48. Основная масса породы тонко раскристаллизованная, забита хлоритом, в котором видны ЛЕЙСТЫ плагиоклаза размером 0,8—1,2 мм, зерна пироксена величиной до 3 мм в количестве 10—15% и мелкие зерна нефелина, замещенные канкринитом. Пироксен бледно-зеленого цвета со слабым плеохризмом имеет оптические константы: $CNg = 40^\circ$; $2V = 58^\circ$; $Ng = 1,717 \pm 0,003$; $Np = 1,689 \pm 0,003$; $Ng - Np = 0,028$, что соответствует диопсид-салиту с содержанием около 6% $FeO + Fe_2O_3$ (по У. А. Диру, 1965). Из акцессорных присутствует магнетит и апатит. Из взаимоотношений минералов в породе можно заключить, что кристаллизация ее началась примерно одновременно с нефелина и плагиоклаза. Выделение пироксена началось позже, он присутствует только в основной массе.

Продуктом следующей, третьей фазы внедрения, являются терапит-порфиры. Они образуют довольно многочисленные мелкие тела в форме даек мощностью от 2—3 до 10 м. Простирание даек субширотное и субмеридиональное. По внешнему облику порода очень сходна с лабрадоровым порфиритом — темно-серая порфировой структуры, в выделениях удлиненно-таблитчатые зерна плагиоклаза размером по длиной оси до 2 см, от объема породы составляющее около 35%. Таблицы плагиоклаза имеют линейную и плоскостную ориентировку, согласную с ориентированной контактов дайки с боковыми породами. Плагиоклаз с полисинтетическим двойниковым строением, неровными извилистыми очертаниями по составу отвечает андезину № 48, часто имеет зональное строение. Частично замещен серицитом и карбонатом. Основная масса породы мелкозернистая, состав ее следующий: нефелина 35%, пироксена 30%, плагиоклаза 30%.

Нефелин представлен хорошо образованными удлиненно-призматическими зернами с правильным шестиугольным поперечным сечением, полностью замещенными минералом группы канкринита, образующим чешуйчатые агрегаты медово-желтого цвета с оптическими константами: $No = 1,541 \pm 0,002$; $Ne = 1,531 \pm 0,002$; $No - Ne = 0,010$. Повышенное преломление минерала и пониженное двупреломление по сравнению с обычным канкринитом объясняется повышенным содержанием калия в его составе (Винчелл, 1953).

Пироксен бледно-зеленого цвета в виде удлиненных призм размером 1,5—2,0 мм со слабым плеохризмом от светло-зеленого по Ng до желто-вато-зеленого по Np . $CNg = 40^\circ$; $2V = 58^\circ$; $Ng = 1,718 \pm 0,003$; $Np = 1,690 \pm 0,003$; $Ng - Np = 0,028$, что соответствует диопсид-салиту с содержанием около 6% $FeO + Fe_2O_3$.

Плагиоклаз основной массы образует игольчатые кристаллы с простым и полисинтетическим двойниковым строением, ориентировка зерен произвольная. Из вторичных минералов развивается в небольшом количестве по зернам пироксена актинолит, присутствует также хлорит, образующий иногда небольшие скопления в виде миндалин, и карбонат. Из акцессорных минералов магнетит и апатит в количестве 2—3%.

В четвертую фазу внедрения образуются породы, в которых из полевых шпатов преобладающим является калишпат, который в трех вышеуказанных разностях отсутствовал. Эти породы слагают тело, контактирующее на западе с лабрадоровыми порфиритами и имеющее примерно такие же элементы залегания. Площадь выхода на дневную поверхность составляет около $1,5 \text{ км}^2$. По минералогическому составу они занимают примерно среднее положение между нефелиновыми сиенитами и нефелиновыми монцонитами, но из-за довольно высокого номера плагиоклаза (№ 45) их, видимо, правильнее будет относить к нефелиновым монцонитам. Состав породы следующий: калиевого шпата — 45%, плагиоклаза — 25%, пироксена — 13%, нефелина — 10%, акцессорных минералов — 2%.

Внешне порода порфировой структуры, в выделениях присутствует калиевый шпат с размером зерен до 6 см, от объема породы составляющий 30%, и нефелин в виде призм с квадратным поперечным сечением размером до 1 см, от объема породы составляющий 8%.

Основная масса породы темно-серая мелкозернистая. Под микроскопом видно, что выделения калишпата, внешне имеющие вид отдельных зерен, представляют собой гломеропорфировые выделения, состоящие из нескольких зерен с извилистыми линиями взаимных границ, образующих внешне форму одного зерна. В зернах калишпата наблюдаются закономерные типа пегматитовых вrostки нефлеина размером до 0,2 мм, составляющие от площади зерна около 10%.

Оптические константы калишпата — $\text{Ng} = 1,5285 \pm 0,001$; $\text{Nm} = 1,523 \pm 0,001$; $\text{Nr} = 1,519 \pm 0,001$ — показывают на высокое содержание альбитовой молекулы — около 37%. Нефелин порфировых выделений, как и во вростках, в калишпате полностью замещен канкринитом и цеолитом.

Основная масса породы имеет гипидиоморфнозернистую структуру с идиоморфизмом пироксена и плагиоклаза по отношению к калиевому шпату.

Плагиоклаз в виде шестоватых кристаллов с полисинтетическим двойниковым строением, прямолинейными боковыми очертаниями по составу отвечает эндезину № 45. Частично замещен серицитом. Пироксен в породе присутствует в виде двух разновидностей. Один из них, светло-зеленый, образует короткопризматические кристаллы с шестиугольным поперечным сечением, слабым плеохроизмом от светло-зеленого по Ng до желто-зеленого по Nr с оптическими константами: $\text{CNg}=42^\circ$; $2V=58^\circ$; $\text{Ng}=1,725 \pm 0,003$; $\text{Nr}=1,697$; $\text{Ng}-\text{Nr}=0,028$, что соответствует салиту с содержанием 8% $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ (по У. А. Дику, 1965). Пироксен другой разновидности, присутствующий в небольшом количестве по сравнению с первым, бесцветный в виде удлиненно-призматических зерен с константами: $\text{CNg}=47^\circ$; $2V=57^\circ$; $\text{Ng}=1,703 \pm 0,002$; $\text{Nr}=1,678 \pm 0,002$; $\text{Ng}-\text{Nr}=0,025$, что соответствует лейкоавгиту с содержанием $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ 0,8%. Вторая разновидность пироксена является более ранней, она обогащена магнием. От лейкоавгита остались лишь отдельные реликтовые зерна ввиду того, что при остывании он подвергся инконгруэнтному плавлению и из расплава шел рост пироксена более обогащенного железом. Об этом свидетельствуют реакционные взаимоотношения между двумя разновидностями. Калиевый шпат основной массы, по составу сходный с таковым в порфировых выделениях, представлен мелкими зернами изометричной или слабо удлиненной формы. Из акцессорных минералов присутствуют магнетит и апатит.

В пятую фазу внедрения возникают породы, в которых из полевых шпатов присутствует только калиевый. Это нефелиновые сиениты, образующие тело штокообразной формы по восточному борту Батанаюла мощностью около 100 м северо-восточного простирания. Макроскопиче-

ски порода розовато-серая, порфировой структуры, в выделениях наблюдается калишпат с размером зерен до 1 см в количестве 30% от объема породы, пироксен с размером зерен до 7—8 мм в виде удлиненных призм в количестве 10% и нефелин в виде призматических зерен с квадратным поперечным сечением в количестве 8% от общего объема породы.

Характерными являются гнезда-шилии размером до 3 см, выполненные зернами пироксена, которые как бы цементируются калиевым шпатом. Основная масса мелкозернистая.

Пироксен порфировых выделений двух разновидностей — салит и эгиринавгит. Первый из них представлен призматическими зернами с шестиугольным сечением в поперечнике, желто-зеленого цвета с плеохроизмом от желто-зеленого по Ng до бесцветного по Np с оптическими константами: $CNg = 44^\circ$; $2V = 59^\circ$; $Ng = 1,721 \pm 0,003$; $Np = 1,693 \pm 0,003$; $Ng - Np = 0,028$, что соответствует составу минерала с участием около 6,5% $FeO + Fe_2O_3$. Салит подвергнут интенсивной опаизации. Замещение магнетитом начинается с периферии зерен. Отдельные мелкие зерна полностью замещены магнетитом с сохранением реликтовой формы минерала. Эгиринавгит образует уплощенные призмы с поперечным сечением в виде вытянутого шестиугольника с плеохроизмом от травяно-зеленого по Ng до желто-зеленого по Np. Оптические константы его: $CNp = 30^\circ$; $2V = 82^\circ$; $Ng = 1,743 \pm 0,003$; $Np = 1,724 \pm 0,003$; $Ng - Np = 0,039$. Отчетливо видно, что эгиринавгит является более поздним, чем салит, образуя вокруг последнего реакционные каймы. Подтверждением этому является также факт наличия в основной мелкозернистой массе только эгиринавгита.

Калиевый шпат выделений, как и в породе предыдущей разновидности, характеризуется высоким содержанием альбитовой молекулы. Основная мелкозернистая масса породы содержит 30% эгиринавгита, остальная часть приходится на калиевый шпат и акцессорные, среди которых много апатита и магнетита — 2—3%.

В предпоследнюю фазу происходит образование сиенитов безнефелиновых, среди которых можно выделить по минералогическому составу: известково-щелочные роговообманковые и щелочные лейкократовые. Обе разновидности пород образуют на участке жильные тела мощностью до 10 м субширотного и субмеридионального простирания. Известково-щелочные сиениты макроскопически розовые порфировой структуры с выделениями зерен плагиоклаза величиной до 8 мм, составляющих от объема породы около 8%, и единичных зерен калишпата. Основная масса мелкозернистая.

Плагиоклаз выделений представлен хорошо образованными таблитчатыми зернами с полисинтетическим двойниковым строением, по составу отвечающий андезину № 38. Частично замещен серицитом и карбонатом. Единичные зерна калиевого шпата, присутствующие в порфировых выделениях, также образуют зерна таблитчатой формы с оптическими константами: $Ng = 1,5285$; $Np = 1,519$; $Ng - Np = 0,0095$, что соответствует минералу с содержанием около 38% альбитовой молекулы.

Основная масса породы гипидиоморфнозернистая с идиоморфизмом роговой обманки и плагиоклаза по отношению к калишпату. От роговой обманки сохранилась лишь реликтовая форма зерен, она полностью замещена карбонатом, частично хлоритом с обособлением гидроокислов железа.

Плагиоклаз в виде столбчатых зерен имеет тот же состав, что и в порфировых выделениях. Общий минералогический состав породы: калишпата — 50%, плагиоклаза — 40%, роговой обманки — 10%. Из вторичных минералов по всей площади шлифа в виде тонкого агрегата развивается хлорит, в меньшем количестве — карбонат. Аксессорные минералы представлены магнетитом и апатитом.

Щелочные лейкоократовые сиениты — розовые мелкозернистой или порфировой трахитовой структуры — слагаются калишпатом, по составу аналогичным в вышеописанных разностях, с участием до 3% кварца в виде единичных мелких ксеноморфных зерен в промежутках между зернами калишпата.

В завершающий период становления массива на участке Батанаюл происходит становление диабазовых даек. Это зеленовато-серая порфировой структуры порода, в выделениях единичные зерна плагиоклаза таблитчатой формы с размером по длинной оси до 2 см. В породе наблюдаются миндалинки округлой формы с размером до 4 мм, выполненные кварцем.

Порода обнаруживает под микроскопом типичную офитовую структуру основной массы, сложенной на 50% авгитом, 43% плагиоклазом, 5% магнетитом и кварцем — 2—3%. Плагиоклаз в виде столбчатых зерен с полисинтетическим двойниковым строением по составу отвечает лабрадору № 60. Частично замещен серицитом и карбонатом.

Пироксен — титанавгит фиолетового цвета — имеет оптические константы: $CNg=48^\circ$; $2V=50^\circ$; $Ng=1,743 \pm 0,003$; $Np=1,720 \pm 0,003$; $Ng-Np=0,043$, что соответствует минералу с содержанием около 8% $FeO+Fe_2O_3$ и 4,8% TiO_2 (по У. А. Дири, 1965). По авгиту интенсивно развивается хлорит.

Магнетит в виде мелких зерен неправильной формы равномерно распределен по всей площади шлифа, ассоциируя с зернами пироксена. Кварц представлен единичными мелкими ксеноморфными зернами.

В итоге краткого разбора петрографии пород Батанаюльского массива можно сделать следующие выводы:

1. Отчетливо прослеживается постепенное уменьшение роли щелочей Na и увеличение щелочей K от ранних продуктов дифференциации к поздним. Крайними продуктами дифференциации являются бескалишпатовые породы первой фазы и чисто калишпатовые последней. В таком же направлении идет уменьшение содержания Ca, что видно из основности плагиоклазов.

2. Постепенное увеличение содержания кремнекислоты от пород первой фазы к последней. Породы недосыщенные переходят в насыщенные с появлением свободной кремнекислоты.

3. Несмотря на большую недосыщенность кремнекислотой пород первых фаз и высокое содержание железа, оливин в них отсутствует. Это свидетельствует о том, что магма была пересыщена Ca, в результате чего образуются кальций-железомагнезиальные пироксены. О пересыщенности магмы Ca свидетельствует также наличие в породах первой фазы плагиоклаза высокой основности (лабрадора № 70), несмотря на очень высокую щелочность.

4. О высоком содержании Ca в магме может свидетельствовать также факт полного замещения нефелина канкринитом. Два последних вывода дают основание предполагать о, возможно, имевшей место асимиляции магмой вмещающих пород, богатых кальцием, что послужило одной из причин образования недосыщенных нефелиновых пород.

ИЗВЕСТИЯ
ТОМСКОГО ОРДЕНА ОКТЯБРЬСКОЙ РЕВОЛЮЦИИ
И ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ПОЛИТЕХНИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА имени С. М. КИРОВА

Том 177

1971

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДЕВОНСКИХ
МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ТАЛАНОВСКОГО ГРАБЕНА
(КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ)

В. З. МУСТАФИН, В. К. ЧЕРЕПНИН

(Представлена профессором А. М. Кузьминым)

Геологическое строение Талановского грабена, петрографическая характеристика эффузивных, интрузивных и дайковых образований, распространенных в его пределах, и история их формирования рассматривались ранее в работах В. З. Мустафина, В. Г. Крюкова и Н. С. Лыхиной [4, 5, 9]. По последним представлениям на грабене устанавливается следующая последовательность становления эффузивных, интрузивных и дайковых пород (от древних к молодым), составляющих тельбесскую серию.

1. Эффузивы основного состава, среди которых развитием пользуются лабрадор-пироксеновые, иногда с оливином, лабрадоровые порфиры и афириты с их лавами, кластолавами и пелитовыми, а также псаммитовыми туфами.

2. Эффузивы среднего состава, представленные плагиоклаз-рого-обманковыми порфиритами, среди которых отмечаются линзовидные тела туфоконгломератов. Плагиоклаз-рого-обманковые порфириты на описываемой площади образуют дайкообразное тело и являются, по-видимому, субвулканической (жерловой) фацией основных эффузивов, имея с последними рвущие и постепенные контакты.

3. Эффузивы щелочного состава, главными представителями которых являются трахитовые порфиры и их лавы. Меньшим распространением пользуются трахитоидные фонолиты.

Щелочные эффузивы прорываются телами ортофиров и крупнозернистых бескварцевых сиенитов, являющихся, очевидно, жерловой фацией щелочного эффузивного комплекса. По аналогии с соседними районами [1, 3, 8, 10] возраст всех этих образований принимается нижнедевонским.

4. Наиболее молодым членом тельбесской серии, залегающим в самых верхах ее разреза, являются лавы пироксен-оливиновых и более поздних андезитовых порфиритов. От упомянутых выше пород они отделяются красноцветной осадочной толщей, пользующейся на территории грабена ограниченным распространением. Корреляция Талановского разреза с подобными разрезами девонских эффузивов соседних районов позволяет считать возраст пироксен-оливиновых и андезитовых порфиритов эйфельским [4].

Толщи эффузивов на грабене прорываются дайками лабрадоровых порфиритов, микросиенитов, микродиоритов, а также телами кварцевых сиенитов. Последними интрудируются все толщи эффузивов, охаракте-

ризованные выше, однако сами они, в свою очередь, секутся наиболее молодыми на грабене дайками диоритовых порфиритов и спессартитов.

Таким образом, вулканогенные образования грабена довольно четко обособляются в 2 самостоятельных комплекса, составляемых 1—3 и 4 эфузивными толщами. Во времени эти комплексы разделены продолжительным периодом образования красноцветной осадочной толщи.Петрографические и геологические особенности комплексов позволяют отнести первый из них к трахиандезитовой, а второй — к базальт-андезитовой формациям, входящим в состав орогенных, главным образом геоантклинальных формаций подвижных зон [7].

Ниже рассматриваются петрохимические особенности вулканогенных формаций Талановского грабена (табл. 1). Химические анализы пород выполнены в Центральной лаборатории Новосибирского территориального геологического управления и в химлаборатории МГРИ. Пересчеты анализов на числовые характеристики А. Н. Заварицкого [2] осуществлены в НИИ Гидроуголь г. Новокузнецка на счетно-решающей машине «СЕТУНЬ». Результаты пересчетов даны в виде векторных изображений состав пород. На основе их построены вариационные кривые для вулканогенных нижнедевонской трахиандезитовой и среднедевонской базальт-андезитовой формаций (рис. 1).

Трахиандезитовая формация слагается сложной серией последовательно формирующихся эфузивов основного, среднего и щелочного состава. На петрохимической диаграмме фигуративные точки пород, составляющих формацию, группируются в непрерывную полосу, протягивающуюся снизу до верху через все ее поле.

Векторы пород, представляющих низы формации, располагаются в нижней части диаграммы сравнительно близко к оси SB, что типично для разностей основного состава, богатых фемическими компонентами. На плоскости ASB вектора лабрадоровых и пироксен-лабрадоровых (№ 27, 34, 45, 33) порфиритов достаточно крупны и ориентированы в основном круто вправо, что свойственно породам, обогащенным магнезиальными силикатами. На плоскости CSB figurativные точки основных эфузивов располагаются на некотором удалении от оси SB, чем подчеркивается заметное содержание в них полевошпатовой извести. Ориентировка векторов и большое значение n (84,7—96,4) указывают на преобладание Na_2O в сумме щелочей. В общем щелочность этих пород, выраженная отношением $a:c$, непостоянна и изменяется от нормальной (0,6) для лабрадоровых порфиритов, по Р. Дэли [2], до высокой (2,2) и очень высокой (3,2).

Единственный химический анализ алевритового туфа основных пород (№ 48) характеризует его как разновидность, пересыщенную глиноземом (вектор на плоскости ASB имеет левую ориентировку). Щелочность туфа остается очень высокой ($a:c$ равно 2,6) для пород основного состава, причем в сумме щелочей над Na_2O резко преобладает K_2O , что подчеркивается пологим наклоном вектора на плоскости CSB и довольно низким значением n (25,0).

Фигуративные точки плагиоклаз-роговообманковых порфиритов (№ 24, 25, 26) по сравнению с figurativными точками рассмотренных выше пород несколько удаляются от оси SB на плоскости ASB, но остаются примерно на тех же расстояниях от нее на плоскости CSB. Этим выражается увеличение суммы щелочей в рассматриваемых породах и постоянство в них количества полевошпатовой извести. На плоскости ASB векторы этих пород приобретают более кругую правую ориентировку, сменяющуюся ориентировкой левой. Изменение направления векторов указывает на переменное насыщение пород глиноземом.

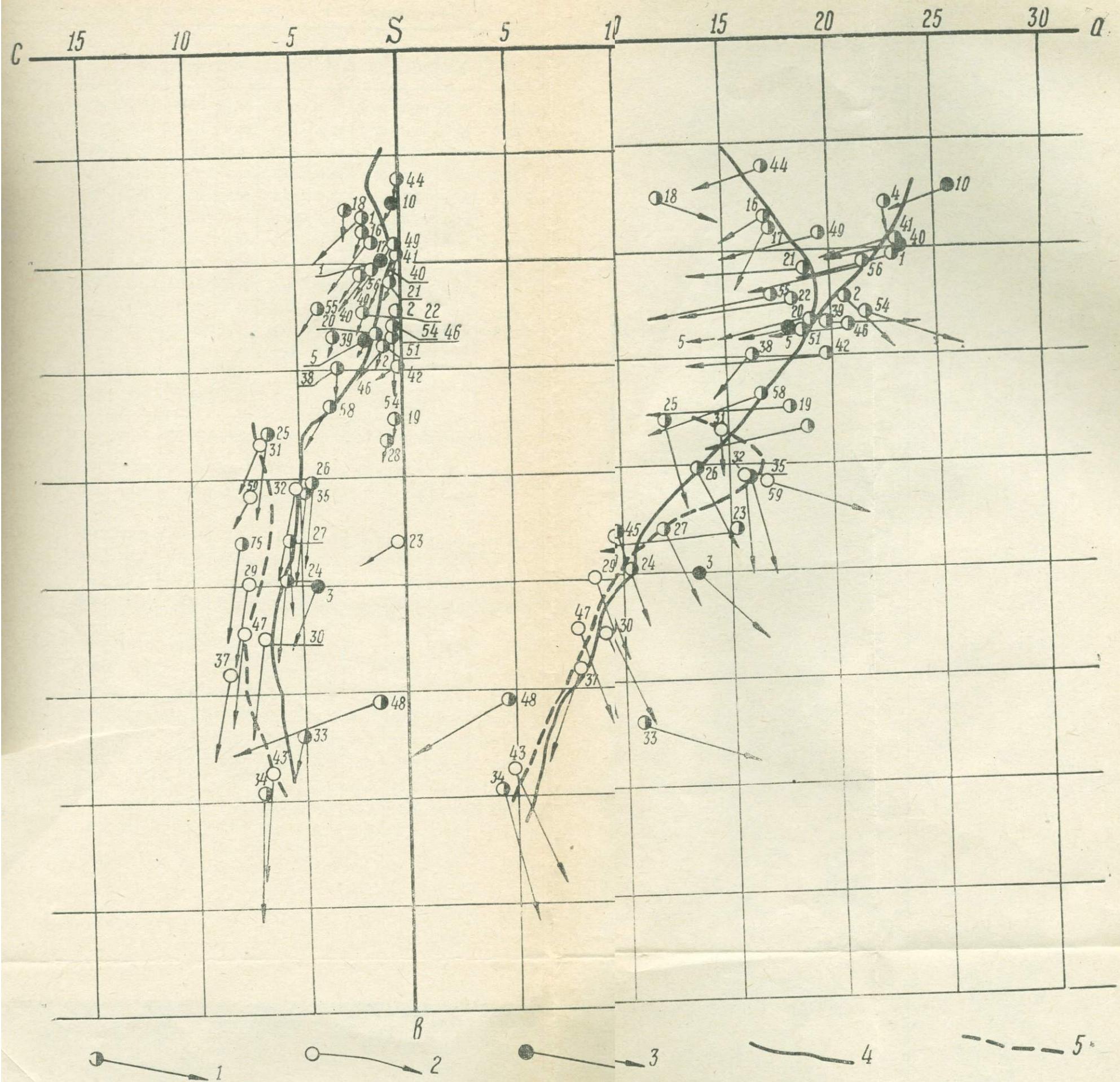


Рис. 1. Диаграмма химических составов магматических пород Талановского грабена:

1—эффузивные породы трахиандезитовой формации, 2—эффузивные породы базальт-андезитовой формации, 3—интрузивные и дайковые породы; 4—вариационная кривая пород трахиандезитовой формации, 5—вариационная кривая пород базальт-андезитовой формации

Таблица I

Химические составы магматических пород Талановского грабена

Окислы	Номера анализов									
	1	2	3	4	5	10	16	17	18	19
SiO ₂	56,44	59,32	44,29	57,45	56,88	57,10	62,03	63,60	69,42	58,39
TiO ₂	0,21	0,74	1,31	0,29	0,11	0,23	0,72	0,68	0,55	0,35
Al ₂ O ₃	22,06	16,38	15,18	19,01	20,13	20,58	15,88	16,16	13,06	23,47
Fe ₂ O ₃	4,13	4,63	2,99	4,23	2,73	4,64	3,80	2,86	2,72	2,58
FeO	1,16	2,95	6,92	1,96	4,35	0,37	2,58	3,20	2,66	3,23
MnO	0,11	0,14	0,20	0,16	0,09	0,12	0,06	0,10	0,12	—
MgO	0,55	1,61	4,0	0,87	0,47	0,40	0,61	1,21	0,47	0,59
CaO	0,92	2,70	8,73	1,79	1,32	0,30	1,48	1,34	3,94	0,42
Na ₂ O	5,93	6,50	4,10	5,20	4,96	6,30	5,32	4,53	5,09	7,17
K ₂ O	6,60	4,70	2,20	7,10	4,61	7,60	3,22	5,02	0,69	1,09
P ₂ O ₅	—	—	0,37	0,13	0,03	0,12	0,28	0,18	0,10	0,06
H ₂ O	0,20	—	2,44	1,04	0,38	1,88	3,95	0,74	0,52	—
S	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
п. п. п.	1,64	1,00	7,46	0,30	3,94	0,32	—	—	—	1,95
Сумма	99,95	100,67	100,16	99,53	100,0	99,96	99,93	99,62	99,34	100,01
a	23,0	20,7	13,5	22,5	18,1	25,6	16,9	17,2	12,0	17,9
c	1,2	0,4	4,5	1,9	1,7	0,4	1,9	1,6	2,6	0,5
\bar{c}										
b	10,4	12,2	25,1	7,7	13,7	7,1	8,2	8,6	7,7	17,4
S	65,4	66,7	56,9	67,9	66,5	66,9	73,0	72,6	77,7	64,2
Q	-16,3	-8,5	-17,7	-11,2	-4,8	-17,7	10,6	9,2	28,9	-7,8
a:c	20,2	52,1	3,0	11,7	11,0	68,2	9,1	10,6	4,6	36,3
a: \bar{c}										
c'		23,1	29,0	4,3					27,2	
a'	45,7				45,8	28,0	16,0	13,0		65,5
m'	9,1	21,8	29,9	19,9	5,9	9,8	12,9	23,7	10,1	5,5
f'	45,2	55,2	41,1	75,9	48,2	62,2	71,1	63,3	62,7	29,0
n	57,7	67,8	73,9	52,7	62,1	55,8	71,5	57,8	91,8	85,2
t	0,3	0,9	82,2	0,4	0,2	0,3	0,9	0,8	0,6	0,5
φ	34,5	31,7	11,3	48,7	17,4	57,2	40,6	28,2	29,4	12,1
FeO : MgO	1,2	1,0	1,0	1,3	5,2	0,5	2,4	1,4	3,2	3,1
Fe ₂ O ₃ : FeO	1,6	0,7	0,2	1,0	0,3	5,7	0,7	0,4	0,5	0,4

Номера анализов

20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
58,61	61,92	58,65	53,91	48,15	51,21	49,86	48,78	53,59	47,32	46,56	46,26
0,2	0,45	0,32	0,4	1,10	1,12	0,98	1,82	0,80	1,70	1,32	0,93
19,79	19,36	21,62	23,27	19,46	17,33	16,04	16,22	20,82	16,81	16,56	18,93
1,74	5,65	3,41	4,0	3,24	3,65	6,80	6,79	9,31	5,44	5,05	8,40
4,86	0,20	1,44	4,31	5,89	5,24	3,02	5,45	1,10	7,16	5,62	5,78
0,16	0,11	0,073	0,17	0,12	0,20	0,17	0,21	0,06	0,20	0,19	0,32
0,93	0,13	0,50	0,81	5,46	4,10	4,13	4,30	0,85	5,49	6,80	1,91
0,73	0,52	1,65	0,49	4,50	6,25	6,07	6,98	0,73	7,89	9,46	5,12
5,23	4,50	5,29	2,86	3,63	4,05	5,08	4,90	5,91	3,29	3,41	4,01
5,33	6,06	4,32	6,06	1,10	1,52	1,09	0,28	3,80	0,80	0,94	3,07
0,057	0,069	0,10	0,069	0,29	0,04	0,30	0,42	0,48	0,42	0,35	0,59
—	—	—	—	0,40	0,43	0,82	0,46	0,66	0,34	0,24	0,35
—	—	—	—	0,01	—	0,01	—	0,01	0,01	0,01	—
1,92	1,19	2,16	2,69	6,32	4,67	6,17	3,11	2,13	2,63	2,81	3,99

Номера анализов

32	33	34	35	37	38	39	40	41	42	43	44
48,57	38,42	45,10	48,09	41,95	54,55	51,96	57,19	59,85	57,30	47,23	71,09
1,55	1,33	1,05	1,17	1,84	1,23	0,33	0,29	0,20	0,19	1,10	0,22
18,36	13,53	13,21	17,73	20,03	18,21	18,84	20,92	20,36	22,17	13,51	14,87
5,86	8,08	2,97	7,03	8,87	6,58	2,91	4,0	3,62	3,85	4,23	1,83
5,22	0,56	6,87	2,72	4,26	4,11	3,31	2,50	2,50	1,90	6,19	2,39
0,18	0,23	0,16	0,19	0,24	0,16	0,11	0,09	0,07	0,06	0,20	0,08
5,15	3,24	11,90	4,90	6,33	1,55	1,46	0,39	0,42	0,37	10,44	0,32
4,44	15,58	9,04	5,42	6,29	2,57	6,54	0,82	0,22	0,24	10,66	0,14
5,73	3,10	1,80	6,10	2,80	6,47	7,64	6,25	8,31	2,65	1,98	7,80
1,58	1,62	0,14	0,83	0,81	1,06	1,32	6,25	3,48	9,62	0,32	0,40
0,42	0,25	0,21	0,30	0,617	0,507	0,15	0,078	0,081	0,067	0,24	0,069
0,25	0,52	0,42	0,46	1,10	0,39	0,35	0,13	0,34	0,21	0,51	0,17
—	—	0,01	0,01	—	—	0,04	—	—	—	—	—
2,91	14,71	7,57	5,69	5,37	3,47	4,61	1,62	1,56	1,48	3,88	1,30
100,22	100,46	100,45	100,67	100,51	100,91	99,60	100,53	100,01	100,11	100,52	100,58
15,6	10,7	4,3	15,6	8,0	16,4	19,9	23,1	23,0	19,7	4,8	16,9
5,1	5,2	7,0	4,8	8,5	3,2	3,4	1,0	0,3	0,3	6,7	0,2
20,3	32,1	34,7	20,4	29,2	15,0	13,7	9,8	9,4	15,0	33,8	5,9
59,0	52,0	54,0	59,2	54,3	65,4	63,0	66,1	67,3	65,0	54,7	77,0
-18,1	-22,4	-7,7	-17,7	-16,1	-5,2	-17,3	-15,1	-11,8	-9,7	-6,9	20,2
3,1	2,1	0,6	3,2	1,0	5,1	5,8	22,9	87,2	67,7	0,7	104,2
2,9	52,4	12,6	10,8			36,5				18,8	
41,7	53,3	57,8	62,0	23,9	42,1			15,7	16,2	33,2	35,4
12,0	2,0	6,9	5,9	40,0	41,3	37,1	33,6	8,0	39,6	43,4	40,4
46,4	44,8	35,2	32,2	36,2	49,3	46,8	51,5	50,0	49,6	37,5	45,9
59,9	53,0	65,0	40,6	83,4	80,2	87,6	96,4	70,3	86,2	84,7	95,1
0,3	0,6	0,4	0,6	1,7	1,6	1,5	2,7	1,1	2,6	2,1	1,5
11,3	43,1	24,0	14,7	12,0	18,6	30,8	26,8	44,2	19,8	16,5	43,8
2,9	0,9	1,6	3,0	0,6	0,7	0,4	0,7	0,7	0,5	1,7	0,7
0,2	12,7	1,1	0,4	0,3	0,3	1,0	0,6	3,8	0,4	0,4	0,7
								0,5	6,5	0,2	1,2
								0,9	0,7	0,7	0,7
								0,7	0,4	0,7	0,9
								0,9	0,7	0,7	0,3
									0,7	0,9	0,4

Номера анализов										
45	46	47	48	49	51	54	55	56	58	59
45,31	56,73	46,07	55,45	63,70	61,96	54,24	54,62	56,68	51,84	39,66
1,20	0,47	1,17	1,40	0,30	1,03	1,03	0,60	0,16	0,60	0,77
16,75	19,22	16,51	16,72	18,11	18,94	16,27	22,27	21,84	22,57	19,74
5,28	6,08	1,39	6,82	4,27	3,75	0,04	2,26	1,70	3,72	4,22
4,35	3,34	7,54	3,74	0,62	0,66	4,98	1,82	3,65	2,44	3,53
0,19	0,27	0,20	0,20	0,09	0,07	0,20	0,07	0,10	0,06	0,13
5,16	0,45	7,68	4,39	0,56	0,62	1,08	0,82	0,66	1,60	1,52
7,79	0,53	9,23	1,46	0,21	0,87	4,84	3,07	1,55	2,92	11,55
3,19	5,61	2,95	0,52	6,09	5,60	8,50	2,30	5,90	0,70	3,40
1,18	5,61	0,72	2,37	4,39	5,00	1,35	7,80	5,60	5,10	4,40
0,35	0,17	0,43	0,48	0,081	—	—	—	—	—	—
0,30	0,31	0,24	0,44	0,18	1,68	0,94	2,92	1,26	4,28	1,46
0,03	0,02	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—
8,54	1,42	4,89	5,50	1,10	0,35	6,68	0,88	1,06	1,23	9,68
99,62	100,23	99,06	99,54	99,70	100,53	100,13	99,43	100,16	100,06	100,06
9,9	20,6	8,0	4,5	19,4	18,4	21,6	17,1	21,5	16,4	16,7
7,8	0,7	7,8	1,7	0,3	0,9	0,6	4,0	1,9	3,7	7,5
22,8	13,2	27,2	30,6	9,0	13,6	12,6	12,0	10,7	16,7	20,9
59,5	65,5	57,0	63,2	71,3	67,00	65,2	66,9	65,9	63,1	54,8
-8,6	-11,6	-11,0	15,6	3,7	-3,8	13,3	4,5	-13,1	-10,3	-31,3
1,3	31,8	1,0	2,6	77,4	19,2	38,0	4,3	11,0	4,4	2,2
13,1		15,5				44,0				44,8
	30,3		45,9	43,4	26,0		55,0	41,5	47,8	
43,3	5,8	53,0	23,9	10,4	7,1	15,2	12,1	10,4	17,2	19,9
43,7	63,9	33,5	30,2	46,3	66,8	40,7	32,7	48,0	34,8	40,3
80,4	60,3	86,2	25,0	67,8	62,9	90,4	29,4	61,4	52,6	53,9
2,0	0,6	1,9	1,9	0,4	1,3	1,4	0,9	0,8	0,9	1,5
22,4	39,7	4,7	18,8	39,9	22,2	0,2	17,3	14,3	14,8	20,3
0,5	4,2	0,6	0,5	0,6	0,6	3,0	1,2	3,1	0,8	1,3
0,6	0,8	0,08	0,8	3,1	7,0	0,0	1,1	0,4	1,4	1,1

Щелочность плагиоклаз-рогообманковых порфиритов не выделяется (а : с изменяется от 1,8 до 2,9) и является высокой в сравнении со средними составами подобных пород, по Р. Дэли (а : с равно 1,7). В сумме щелочей преобладающим остается Na_2O , что подтверждается крутой ориентировкой векторов на плоскости CSB и высокими значениями п (80,2—87,6 против 77,5 по Р. Дэли).

На диаграмме многочисленны фигуративные точки (№ 23, 28, 19, 58, 38, 39, 42, 51, 20, 46, 54, 2, 22, 55, 21, 1, 56, 49, 16, 17, 18, 41, 44, 4) пород, представляющих верхние горизонты трахиандезитовой формации. На плоскости ASB они образуют довольно густое поле, располагающееся на все большем расстоянии от оси SB. Это соответствует увеличению общей щелочности представляемых ими пород. При этом с уменьшением параметра b (от 15 к 5) намечается разветвление вариационной кривой эфузивов трахиандезитовой формации. Одна ветвь — левая (№ 22, 55, 21, 49, 17, 16, 18, 44) — довольно резко изгибаются в направлении к вершине S, что указывает на повышение кислотности пород, характеризуемых ею. Другая ветвь (фигуративные точки № 39, 46, 2, 56, 1, 41, 4) сохраняет общее направление вариационной кривой отражающей составы эфузивов нижних толщ формации. Эта ветвь продолжает уклоняться от оси SB, что свидетельствует об увеличивающейся щелочности пород.

Большая часть эфузивов обеих групп сильно пересыщена глиноzemом, и векторы, их представляющие, имеют пологую до почти горизонтальной левую ориентировку. Минералогически эти особенности химизма пород выражаются появлением в них слюды или нефелина, проявляющихся индивидуализировано или потенциально в их нераскрытии-стализованной основной массе. Лишь единичными анализами устанавливается нормальное содержание глинозема в этих породах, и векторы их принимают правую ориентировку. При этом соотношение щелочных полевых шпатов с кальциевыми (а : с) в породах левой ветви изменяется в среднем от 4,28 до 29,5 и достигает максимума (104,2) при преобладании щелочных полевых шпатов. Значение п в них испытывает менее резкие колебания, что соответствует сравнительному постоянству количеств натровой и калиевой щелочей при обычном некотором преобладании первой из них. Нередко, правда, количества их становятся близкими, а иногда (№ 55) K_2O преобладает над Na_2O .

Породы, характеризуемые правой ветвью вариационной кривой, отличающиеся более значительными величинами параметра А, в основном сильно пересыщены глиноземом. Отношение а : с в них весьма изменчиво (от 2,02 до 52,1) и достигает 87,2. Величина п в редких случаях (№ 4, 1) указывает на почти равные количества в породах Na_2O и K_2O , чаще свидетельствуя о преобладании Na_2O в их сумме.

Эти вариации количественных соотношений K_2O и Na_2O получают соответствующее отражение в ориентировке векторов обеих групп отмеченных пород на плоскости CSB. По положению фигуративных точек на этой плоскости, кроме того, видно, что характеризуемые породы не испытывают особого различия в содержании полевошпатовой известности. Их общая вариационная кривая неуклонно приближается к оси SB, подчеркивая этим уменьшение количества полевошпатового CaO .

Сравнение составов щелочных пород грабена со средними составами таких же пород, по Р. Дэли, показывает, что для эфузивов грабена находятся близкие типы. Наблюдающиеся же отличия в большинстве случаев следует относить за счет гидротермальной обработки пород грабена. Так, ортофиры и частично трахитовые порфиры, подверженные нередко альбитизации, насыщаются натровой щелочью и по этому при-

знаку обнаруживают большое сходство с плагиопорфирами Минусинского межгорного прогиба [8].

Образование трахиандезитовой формации, по-видимому, завершают щелочные сиениты (№ 5, 10, 40), фигуративные точки которых на плоскости ASB пространственно тяготеют к правой ветви вариационной кривой эфузивов формации. Точки их все дальше уклоняются от оси SB, подчеркивая нарастающую щелочность этих пород. На плоскости CSB отмеченные фигуративные точки очень близко подходят к оси SB, что типично для породам, испытывающим потерю полевошпатовой извести. Сиениты пересыщены глиноземом (векторы их на плоскости ASB имеют левое пологое направление), содержат почти равные количества натровой и калиевой щелочей (n от 48 до 62, а векторы на плоскости CSB сравнительно пологи). Соотношение щелочных полевых шпатов с кальциевыми ($a:c$) в щелочных сиенитах грабена (11,0—22,9) близко его величине в щелочных сиенитах и щелочных трахитах, по Р. Дэли (14,7—30,3). Соответственно количества натровой и калиевой щелочей (n) близки их содержаниям в типичных щелочных сиенитах и трахитах (55,8—62,1 против 63,9, по Р. Дэли).

Химические анализы пироксен-оливиновых базальтовых (№ 43, 37, 47) и андезитовых (№ 30, 29, 32, 59) порфиритов более молодой базальт-андезитовой формации грабена немногочисленны, но достаточно полно иллюстрируют особенности петрохимизма этой группы пород. Имея составы, близкие средним составам базальтов, по Р. Дэли, пироксен-оливиновые порфириты грабена, в частности, отличаются устойчиво высокими содержаниями MgO . Лишь иногда (№ 37) они насыщены глиноземом, и векторы их на плоскости ASB ориентированы вниз влево. В основном же эти породы испытывают недостаток глинозема, и векторы их на плоскости ASB имеют правую ориентировку. Фигуративные точки описываемых пород на этой плоскости уклоняются умеренно вправо, чем выражается увеличивающаяся щелочность пород в ходе их образования. Общая щелочность базальтов грабена ($a:c$), однако, ниже этой величины типичных базальтов, по Р. Дэли, и оливиновых базальтов (0,7—1,0 против 1,5 и 1,17). Положение фигуративных точек характеризуемых пород на плоскости CSB указывает на заметно большее содержание в них полевошпатовой извести, чем в основных породах трахиандезитовой формации. Ориентировка векторов пород на этой плоскости отражает устойчивое преобладание Na_2O в сумме щелочей.

Андезитовые порфириты (№ 29, 30, 31, 32, 35, 59) по основным характеристикам являются переходными от типичных базальтовых к андезитовым порфиритам, по Р. Дэли, но с первыми из них у этих пород устанавливается большое сходство. Фигуративные точки их на плоскости ASB продолжают уклоняться от оси SB вправо, а векторы их поворачиваются против часовой стрелки. Эти изменения вызваны соответственно увеличением в них щелочей и уменьшением насыщения пород магнезией и глиноземом. На плоскости CSB проекции точек их остаются примерно на одном расстоянии от оси SB, чем подтверждается постоянство в них количества полевошпатовой извести. Общая щелочность пород уклоняется от средней ($a:c = 1,2-1,3$) до высокой (3,2 против 1,75 пород, по Р. Дэли). Преобладающим в сумме щелочей, судя по ориентировке векторов на плоскости CSB, является Na_2O , однако отмечается иногда (№ 59) существенное увеличение доли K_2O .

Вариационные кривые, построенные для рассмотренных формаций, позволяют сделать некоторые общие выводы об особенностях их петрохимизма.

Вариационная кривая трахиандезитовой формации прослеживается через все поле диаграммы и выражает собой длительную эволюцию

магматического очага, приведшую к образованию сложного комплекса основных, средних и щелочных эфузивов. При этом заключительным продуктом формирования этого комплекса явились бескварцевые сиениты.

Вариационная кривая базальт-андезитовой формации почти вдвое короче кривой первой формации. На плоскости ASB нижняя половина этой кривой, представляющая базальтовые порфиры, обнаруживает большое сходство с вариационной кривой лабрадоровых порфириотов основания трахиандезитовой формации. Существенные отличия от последней имеет верхняя половина вариационной кривой базальт-андезитовой формации, характеризующая состав андезитовых порфириотов. Она испытывает большее уклонение вправо, соответствующее большему насыщению этих пород щелочами. Верхний конец ее, однако, круто изгибается к оси SB, чем выражается тенденция к увеличению кислотности пород формации. Однако развитие этой формации не идет дальше образования андезитовых порфириотов повышенной основности.

Еще большие отличия формаций проявляются в степени насыщенности их пород полевошпатовой известью, что отчетливо видно на плоскости CSB, где вариационная кривая базальт-андезитовой формации заметно дальше отходит от оси SB, чем кривая формации трахиандезитовой.

Таким образом, рассмотренные вулканогенные формации разнятся не только геологической позицией, петрографическим составом и характером конечных продуктов, но и петрохимическими особенностями. Всем породам, составляющим трахиандезитовую формацию, свойственна повышенная щелочность с преимущественным преобладанием Na_2O над K_2O , начиная от самых ранних ее продуктов — лабрадоровых и лабрадор-пироксеновых порфириотов.

Базальт-андезитовая формация имеет некоторое сходство петрохимизма с трахиандезитовой формацией, однако она характеризуется несравненно более коротким периодом своего развития, в процессе которого выявляются отличительные ее черты. Главные из них состоят в большей насыщенности ее пород полевошпатовой известью.

Вулканогенные формации образуются при последовательной дифференциации магмы, по-разному проявляющейся для трахиандезитовой и базальт-андезитовой групп. Обе эти формации входят, по Ю. А. Кузнецовой, в базальт-андезит-липаритовую группу, происхождение которой несомненно связано с базальтовой магмой [7]. Петрографические и петрохимические особенности формаций грабена позволяют предполагать, что они действительно возникают при дифференциации базальтовой магмы, имеющей повышенную щелочность, особенно в период формирования трахиандезитовой формации. При этом повышенная щелочность пород может быть объяснена десиликацией исходной магмы в результате взаимодействия ее с известняками [6]. На описываемой территории, как отмечалось ранее, широким распространением пользуются известняки усинской свиты нижнего кембрия, подстилающие и обрамляющие грабен.

ЛИТЕРАТУРА

1. И. К. Баженов. Эффузивный и жильный комплекс щелочных пород восточного склона Кузнецкого Алатау. В сб.: «Материалы по геологии Западной Сибири». Госгеолтехиздат, вып. 64, 1963.
2. А. Н. Заваринский. Пересчет химических анализов изверженных горных пород и определение химических типов их. Изд. 2, Госгеолтехиздат, 1960.
3. Г. А. Иванкин. К стратиграфии девона западной окраины Минусинской котловины (девон окрестностей оз. Иткуль). Труды ТГУ, т. 146, 1960.

4. В. Г. Крюков, В. З. Мустафин. Расчленение вулканогенных образований тельбесской серии на площади Талановского грабена. Изв. ТПИ, т. 165, 1969.
5. В. Г. Крюков, В. З. Мустафин, Н. С. Лыхина. История формирования Талановского грабена (северные отроги Кузнецкого Алатау). Изв. ТПИ, т. 166, 1969.
6. Е. А. Кузнецов. Петро графия магматических и метаморфических пород. Изд-во МГУ, 1956.
7. Ю. А. Кузнецов. Главные типы магматических формаций. Недра, 1964.
8. И. В. Лучинский. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. СО АН СССР, Москва, 1960.
9. В. З. Мустафин, В. Г. Крюков, Н. С. Лыхина. Основные черты геологического строения Талановского грабена (северо-западный склон Кузнецкого Алатау). Изв. ТПИ, т. 151, 1966.
10. А. Г. Сивов. О чиланской свите девона Южно-Минусинской котловины. В сб.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири». Изд-во ТГУ, 1964.

ИЗВЕСТИЯ
ТОМСКОГО ОРДЕНА ОКТЯБРЬСКОЙ РЕВОЛЮЦИИ
И ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ПОЛИТЕХНИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА имени С. М. КИРОВА

Том 177

1971

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ИНТРУЗИВНОГО МАГМАТИЗМА РАЙОНА
МЕЖДУРЕЧЬЯ УВОЛГИ—ЧАПЫ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ
ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

А. Д. НОЖКИН

(Представлено кафедрой геологии и разведки полезных ископаемых)

За исключением территорий, непосредственно примыкающих к золотоносным районам, северная часть Енисейского кряжа в геологическом отношении изучена весьма слабо. До сих пор не решены многие важные вопросы стратиграфии, тектоники и особенно интрузивного магматизма, недостаточно выяснены металлогенические возможности района. В связи с этим освещение в литературе новых сведений по геологии тех или иных конкретных его площадей должно вызывать, по нашему мнению, определенный интерес.

Занимаясь в течение 1960—1963 гг. тематическими исследованиями в междуречье Уволги—Чапы, а также отчасти к северу (р. Вороговка) и к югу (р. Тея) от него, автор имел возможность собрать обширный фактический материал по интрузивным образованиям данной территории. Обработка этого материала и послужила основой для написания настоящей статьи.

Указанный район принадлежит к северной осевой части Енисейского кряжа, располагаясь в пределах северо-восточного крыла Татарского антиклиниория. Главным структурным элементом описываемой площади является так называемый Уволжский грабен, протягивающийся в северо-западном направлении от долины р. Уволги до р. Чапы на расстояние около 60 км (рис. 1). По обрамлению грабена развиты в основном глубоко метаморфизованные образования пенченгинской свиты среднего протерозоя, которые в отдельных случаях трансгрессивно перекрыты метаморфической толщей верхнего протерозоя (горбилокская и удерейская свиты). Непосредственно в строении грабена принимают участие слабометаморфизованные отложения вендского комплекса, подразделяемые на три свиты: лопатинскую, чивидинскую и немчанскую [8]. Принадлежность их к докембрию [16] подтверждается, в частности, цифрой абсолютного возраста глауконита из верхних горизонтов немчанской свиты, равной 693 млн. лет (материал автора, определения Л. В. Фирсова, 1964).

Интрузивные породы распространены исключительно среди метаморфических толщ, обрамляющих грабен. Детально они здесь никем ранее не исследовались. В отчетах Г. Е. Несмиха, Е. В. Покровского, В. И. Казарова, Ю. А. Кудрявцева и других геологов, возглавлявших в разное время геологопоисковые работы, дается лишь краткое описание некоторых гранитоидов, относимых обычно к единому комплексу протерозойского возраста. В опубликованной литературе упоминание о грани-

точках р. Уволги имеется только в работе О. А. Глико [5], который по материалам исследований Г. Е. Несмиха и Е. Я. Яценко приводит сжатую характеристику ногатинских и уволжских гранитов.

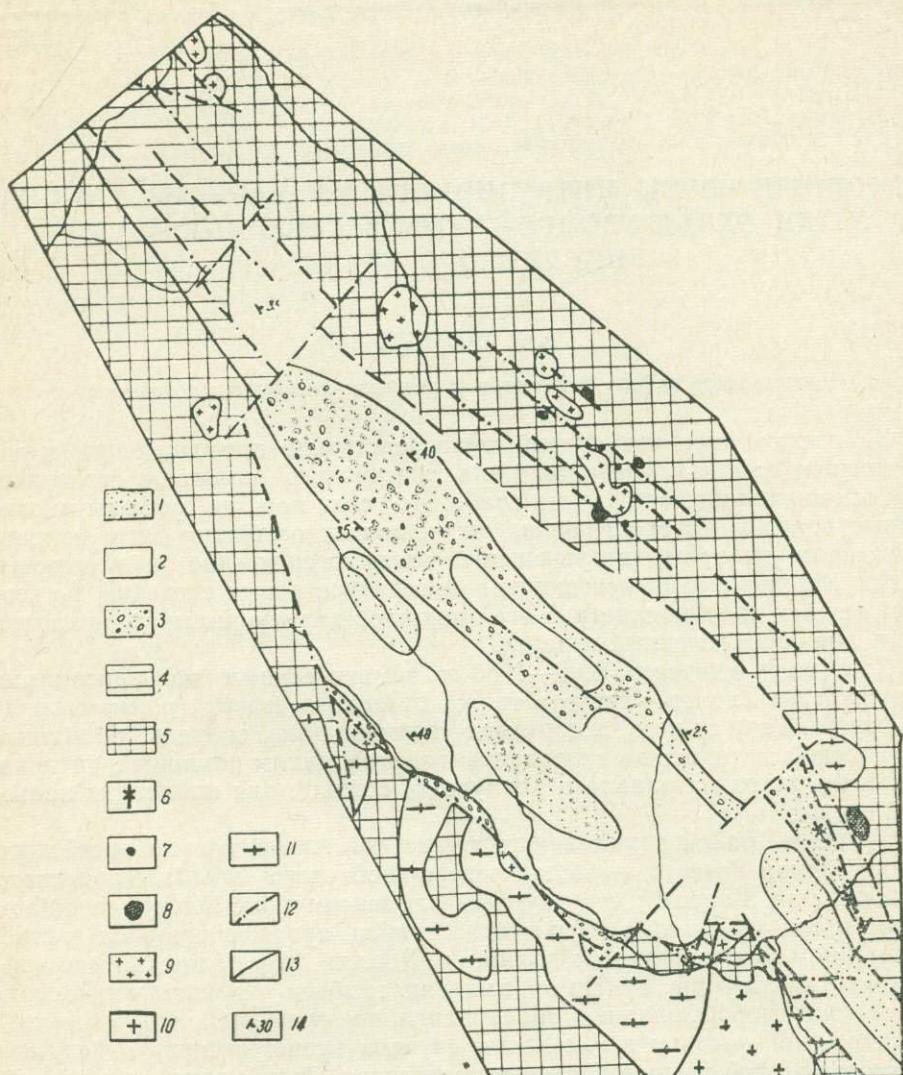


Рис. 1. Схема пространственного размещения интрузивных образований в междуречье Уволги-Чапы. Составил А. Д. Ножкин, 1963 г. Отложения верхнего структурного яруса: 1 — немчанская свита, 2 — чивидинская свита, 3 — лопатинская свита, 4 — образования среднего структурного яруса (удерейская и горбилоцкая свиты), 5 — метаморфическая толща нижнего структурного яруса (пещенгинская свита), 6 — ультраосновные породы жильного типа, оливиновые пироксениты, 7 — нефелиновые сиениты (в свалах), 8 — сиениты, кварцевые сиениты, сиенит-порфиры, 9 — мелкозернистые граниты, 10 — ногатинские граниты, 11 — гнейсо-граниты; 12 — разрывные нарушения, 13 — геологические границы, 14' — элементы залегания слоистости пород

Исследованиями автора установлено, что кроме гранитов, в районе развиты щелочные и ультраосновные породы. На основании обще-геологических, петрографических, петрохимических, фациальных, гео-

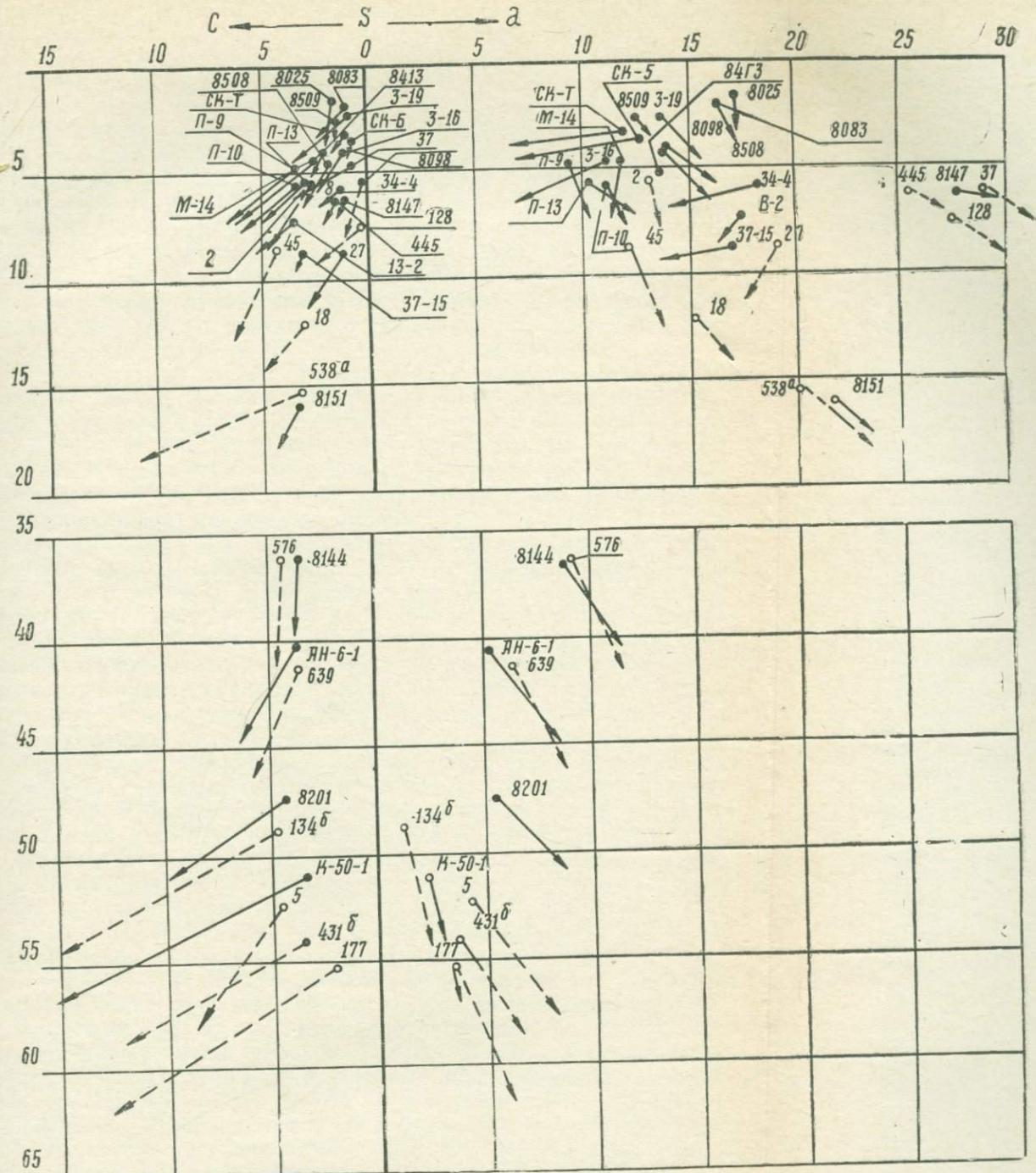


Рис. 2. Диаграмма химических составов магматических пород 8413, З-19, П-10 — гнейсо-граниты; П-9, П-13 — гранодиориты (р. Уволга); Ск-Б, З-16 — ногатинские биотитовые граниты Ск-Т, М-14 — ногатинские турмалиновые граниты; 8098 — гранит мелкозернистый.

(р. Нойба); 8083 — гранит мусковитовый; 8025 — гранит альбитизированный; 8508 — гранит порфировидный; 8509 — гранит мелкозернистый (р. Уволга); 34—4 — сиенит кварцевый; В-2 — сиенит, 37—15 — сиенит-порфир; 8147 — нефелиновый сиенит-порфир; 8151 — цеолитизированный сиенит-порфир; 8144 — бекинкенит; 8201, К-50—1 — жильные кимберлиты; АН-6-1 — оливиновый пироксенит.

К-50-1 — жильные кимберлиты; АГ-1-01 — оливиновый приконтакт. Средние типы пород по Р. Дэли; 2 — докембрейский гранит Швеции; 45 — гранодиорит, 18 — сиенит; 27 — кератоафир; 37 — фойянит; 41 — фонолит; 128 — тингуант.

Некоторые типы горных пород, получившие особое название (по А. Н. Заваринскому): 445 — апачит; 538а — виконт; 576 — бекинкинит; 639 — оливиновый тешенит.

Кимберлитовые породы Сибири: 134-Б — жильный кимберлит р. Чапы [6]; 431-Б — жильный кимберлит Чадобецкого поднятия [14]; 177 — жильный кимберлит Якутии [7]; 5 — кимберлитовая брекчия Якутии [7]

химических и других признаков отчетливо выделяется пять самостоятельных последовательных во времени интрузий: 1) уволжская интрузия гнейсо-гранитов, 2) интрузия ногатинских гранитов, 3) нойбинская интрузия мелкозернистых гранитов, 4) интрузия сиенитов, 5) интрузия щелочно-ультраосновных пород жильного типа. Указанные интрузии в значительной мере отвечают пяти совершенно определенным магматическим комплексам или конкретным магматическим формациям [9].

Интрузия гнейсо-гранитов. Основные массивы гнейсо-гранитов находятся западнее Уволжского грабена и размещены в приосевой части Татарского антиклиниория среди мраморов и кристаллических сланцев пенченгинской свиты. Залегание их, как правило, согласное с главными структурными элементами метаморфических толщ.

Наиболее распространенным типом пород, слагающим интрузивные тела, являются серые биотитовые порфировидные гнейсо-граниты, которые в отдельных случаях сменяются мусковитовыми гранитами, а в зоне контакта нередко переходят в гранодиориты. В пределах массивов встречаются также жилообразные тела пегматитов.

Обычен следующий состав гнейсо-гранитов: калишпат (30—35%), плагиоклаз № 12—15 (20—30%), кварц (30—35%), биотит (5—10%). По составу акцессориев они относятся к циркон-апатитовому типу. Структура пород неясно гипидиоморфная. Идиоморфизм плагиоклаза часто затушеван явлениями замещения его микроклином. На отдельных участках структура гнейсо-гранита приобретает вид гранобластовой, пойкилобластовой, микропегматитовой.

В петрохимическом отношении это — породы нормального ряда, пересыщенные кремнеземом ($Q = 31—37,5$), с преобладанием окиси калия в составе щелочей ($n < 50$) (табл. 1, рис. 2).

Формирование гнейсо-гранитов происходило, очевидно, в условиях абиссальной фации [10—18], на что указывают такие признаки, как сравнительно однообразный состав пород, обусловленный однофазным становлением интрузии, средне- и крупнокристаллический их облик, постоянное присутствие свежих порфиробластических выделений микроклина, развивающегося метасоматическим путем, отсутствие зональности у плагиоклаза, параллельно-линейные текстуры, подчеркивающиеся таблицами полевых шпатов и биотита, наличие линзообразных пегматитов и др. В большей мере об этом свидетельствует характер контактовой зоны: развитие широкого (до 0,5—1 км) поля кварц-слюдяных, кварц-гранат — слюдяных кристаллических сланцев, а также гнейсов и мигматитов.

Уволжские гнейсо-граниты являются наиболее древними гранитоидами района. В связи с тем, что встречаются они лишь в образованиях пенченгинской свиты, уверенно можно говорить только о нижней возрастной границе этих пород и, следовательно, считать их не древнее метаморфических толщ тейской серии. Судя по имеющимся в литературе описаниям [3, 5, 11], порфиробластические гнейсо-граниты в Енисейском кряже имеют широкое распространение. Ими сложены такие массивы, как Посольненский, Рязановский, Гаревский, Уволжский, Тейский, Чапский и др. М. И. Волобуевым и др. [2, 3] гнейсо-граниты Заангарья объединяются в так называемый тейский комплекс. Очевидно, Уволжская интрузия может быть включена в состав этого комплекса, поскольку располагается она в той же линейной зоне осевой части Татарского антиклиниория, в пределах которой размещены Тейский, Чапский и др. массивы. Абсолютный возраст Тейского массива около 1000 млн. лет [2, 3].

По своим особенностям тейский комплекс отвечает формационному типу гранитных батолитов. Действительно, крупные линейновытяну-

Таблица 1

Химический состав интрузивных пород (вес %)

Ком- по- нен- ты	Гнейсо-граниты					Ногатинские граниты				Мелкозернистые граниты				
	8413	3—19	П-10	П-9	П-13	Ск-Б	3—16	Ск-Т	М-14	8098	8083	8025	8508	8509
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	72,05	75,5	70,34	72,66	72,66	74,5	76,12	75,68	72,02	73,4	72,7	72,72	72,38	77,22
TiO ₂	0,44	0,18	0,32	0,36	0,32	0,27	0,2	0,22	0,32	0,22	0,14	0,12	0,38	0,21
Al ₂ O ₃	13,65	11,95	13,57	12,55	12,18	13,97	12,15	13,01	12,97	13,08	14,36	15,69	13,42	11,81
Fe ₂ O ₃	0,83	0,41	0,86	0,49	0,49	0,09	0,62	0,20	0,61	0,73	0,27	0,09	0,55	0,36
FeO	2,95	1,24	3,19	3,08	3,19	1,50	1,32	1,23	2,64	1,8	1,23	1,39	2,3	1,97
MnO	0,01	сл.	0,03	0,02	0,02	0,01	сл.	0,01	0,02	0,02	0,03	0,05	0,02	0,03
MgO	0,32	0,27	0,69	0,69	0,43	0,07	0,07	0,65	0,65	0,21	0,14	0,65	0,21	
CaO	1,9	1,16	3,20	3,10	3,50	0,8	0,49	1,2	2,10	1,5	1,2	1,3	2,2	1,4
Na ₂ O	3,1	2,47	2,09	1,92	1,55	2,9	0,52	3,68	2,24	4,54	4,08	6,86	3,85	5,14
K ₂ O	4,8	6,01	4,64	3,85	4,90	5,42	1,69	3,2	4,9	3,74	5,4	1,87	4,24	1,22
H ₂ O	0,1	-	0,18	0,12	0,1	0,08	-	0,18	-	0,06	0,12	0,06	-	
P ₂ O ₅	0,1	0,08	0,11	0,08	0,07	-	-	0,17	0,06	0,06	0,05	0,1	0,03	
п.п.п.	0,55	1,22	1,00	1,38	1,02	1,11	0,79	0,72	1,19	0,61	0,6	0,38	0,47	0,76
Сумма	100,77	100,49	100,22	100,3	100,37	99,54	100,39	99,22	100,01	100,35	100,34	100,78	100,62	100,36

Химический состав интрузивных пород (вес %)

Сиениты, нефелиновые сиениты						Ультраосновные породы						
34-4	B-2	37-15	8147	8151	8144	8201	K-50-1	134-Б	431-Б	5	177	AH-6-1
16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
66,48	61,42	60,1	54,26	46,28	42,04	32,0	33,0	34,62	30,23	29,45	30,13	38,92
0,62	0,26	0,46	0,29	1,47	3,33	3,1	3,15	2,41	3,29	0,81	3,6	2,41
16,59	17,95	19,59	21,01	18,9	12,02	8,34	6,53	7,33	8,06	8,92	4,72	9,68
1,9	2,57	2,88	2,29	4,02	5,21	3,63	5,75	2,39	8,29	4,58	8,15	2,94
1,81	3,63	2,09	2,38	4,93	9,78	11,01	9,75	8,06	5,29	1,17	6,68	8,58
0,02	0,04	0,09	0,2	0,21	0,19	0,54	0,45	0,25	0,22	0,04	0,12	0,19
0,25	0,54	0,32	0,21	1,44	7,85	7,38	15,85	15,33	14,94	13,65	25,87	9,67
0,80	2,75	2,60	1,8	5,72	10,42	10,63	7,4	10,58	16,2	17,42	7,05	12,2
4,6	2,65	3,30	8,71	5,24	3,72	0,76	0,32	0,06	0,03	0,85	0,45	1,64
5,56	7,7	6,5	5,0	5,1	0,35	1,85	0,93	0,41	1,89	1,13	0,96	1,15
0,24	0,16	0,10	0,24	0,36	0,2	-	-	0,38	-	-	0,34	0,44
0,08	0,04	0,05	0,07	0,39	0,57	0,77	0,51	-	0,32	-	0,34	0,44
0,66	2,10	1,79	4,02	6,0	4,47	20,01	16,45	18,47	9,72	21,3	13,85	12,41
99,61	99,91	99,86	100,41	100,2	100,15	100,06	100,15	100,29	98,93	100,31	100,35	100,39

Продолжение табл. 1

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

Числовые характеристики

a	13,4	13,7	11,3	9,59	10,37	13,6	12,33	12,2	11,83	14,1	16,4	17,06	14,2	12,4
c	2,2	0,9	3,0	3,51	2,89	0,9	0,58	1,3	2,57	1,05	1,2	1,5	1,58	1,4
b	3,8	2,4	5,3	4,65	5,18	3,8	4,55	3,2	4,32	3,85	1,92	1,64	4,16	2,5
s	80,6	83,0	80,0	82,25	81,56	81,7	82,54	83,3	81,28	81,0	80,48	39,7	80,0	83,7
a'	-	-	-	-	60,0	45,5	56,2	4,7	-	-	-	-	-	-
f'	85,0	62,2	71,1	71,1	65,00	36,7	37,2	39,6	68,7	63,5	73,0	84,0	56,3	76,9
c'	2	18,9	8,9	4,3	22	-	-	-	-	21,1	10,0	0,	21,0	10,3
m'	-	-	-	-	-	3,3	17,3	4,2	26,6	15,4	17,0	16,0	22,5	12,8
n	49,5	38,4	40,9	43,6	32,4	45,9	28,5	63,2	40,6	65,1	53,0	85,0	58,0	86,3
φ	17,2	16,0	12,0	0,8	7,8	1,6	11,4	4,1	12,5	15,4	14,0	4,0	11	10,2
t	0,4	0,25	0,3	0,4	0,3	0,2	2,4	0,2	0,3	0,33	0,1	0,4	0,4	0,2
Q	31,6	37,7	34,4	40,44	33,49	35,3	39,83	40,9	36,45	32,6	26,98	23,48	30,18	41,2
a/c	6,1	15,2	3,3	2,7	3,6	15,1	21,3	9,3	4,6	13,4	13	11,4	9,0	8,8

Примечание. Химические анализы выполнены в Томской комплексной экспедиции. 8413—гнейсо-гранит серый порфировидный; З—19—гранит розовато-серый порфировидный; П-10—гнейсо-гранит серый порфировидный; П-9—гранодиорит серый биотитовый; П-13—гранодиорит розовато-серый биотитовый; З—16—гранит розовый, лейкократовый; Ск-Т—гранит светло-серый турмалиновый; М-14—гранит розовый биотит-турмалиновый; 8098—гранит мелкозернистый биотитовый; 8083—гранит мусковитовый; 8025—гранит мелкозернистый слабоальбитизированный; 8508—гранит порфировидный; 8509—гранит светло-серый с повышенным (до 40%) содержанием кварца; 34—4—кварцевый сиенит; В-2—сиенит; 37—15—сиенит-порфир; 8147—нифелиновый сиенит-порфир; 8151—цеолитизированный сиенит порфир; 8144—бекинкинит; 8201—жильный кимберлит кл. Марсаловского; К-50-1—жильный кимберлит р. Уволги; 134-Б—жильный кимберлит р. (Чапы [6]; 431-Б—жильный кимберлит Чадобецкого поднятия [14]; 5—кимберлитовая брекчия, Якутия [7]; 177—жильный кимберлит Якутии [7]; АН-6—оливиновый пироксенит

16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
18,07	17,48	17,44	27,66	20,95	8,72	5,6	2, 2	0,89	3,48	4,2	3,43	5,4
0,94	3,36	3,34	0,932	3,56	3,78	4,5	3, 59	4,94	3,76	4,7	1,99	4,5
5,89	7,04	7,05	6,3	15,65	33,5	47,3	1,503	48,5	53,8	52,0	55,75	40,7
75,1	72,12	72,17	65,1	60,83	51,0	42,6	3,418	45,67	38,9	39,1	39,33	49,4
35,8	7,6	7,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
56,5	80,0	80,0	72,65	56,4	33,7	39,3	1,33	22,7	23,0	11,5	15,9	28,2
-	-	-	21,65	26,6	24,5	26,6	1,19	19,0	30,0	37,5	23,7	29,1
6,9	12,4	12,4	5,7	16,9	33,8	34,1	6,55	58,3	47,0	51,0	61,37	42,7
55,7	35,0	35,0	72,5	61,0	94,6	37,1	3,33	33,3	20,0	55,6	13,0	67,8
28,6	30,0	30,0	31,8	24,2	12,4	8,7	0,13	4,62	13,3	8,71	7,7	6,6
0,7	30,05	0,4	0,4	2,4	5,5	8,2	6, 8	4,94	7,52	2,0	6,81	4,4
14,3	0,4	5,52	26,07	24,79	19,26	30,5	1,26	14,4	32,8	30,9	31,2	16,5
19,2	5,52	5,2	28,6	5,88	2,3	1,2	0, 6	0,19	0,93	0,89	1,72	1,2
	5,2											

тые в плане массивы обнаруживают отчетливую связь с основным направлением складчатых структур района. Залегая среди метаморфической толщи среднего протерозоя, магматические тела носят явные признаки образований, возникших на месте вмещающих пород. Такие признаки можно видеть, прежде всего, в приконтактовой зоне массивов, где биотитовые гнейсо-граниты постепенно по направлению к контакту сменяются еще более обогащенными биотитом, гранодиоритом, затем мигматитами, биотитовыми гнейсами и, наконец, биотитовыми, кварц-биотитовыми и др. кристаллическими сланцами. По существу, здесь наблюдается законсервированная зональность магматического замещения с широким проявлением собственно метасоматических процессов. Важным признаком неинтрузивного характера тел является и отсутствие основных и средних пород чисто магматического происхождения, которые могли бы явиться продуктами внедрения основной или средней магмы.

М. И. Волобуев и др. [3] полагают, что гнейсо-граниты северной части кряжа образуются в раннескладчатую стадию рифейского геосинклинального этапа. Ю. А. Кузнецов [9] подобные батолитовые тела считает дорифейскими синтектоническими. По его мнению, именно этим, а также замещением не осадочных, а метаморфических толщ объясняется их своеобразие, проявляющееся в отчетливой гнейсовидности и широком развитии в приконтактовых зонах фельдшпатизированных пород.

Можно думать, что уральские гнейсо-граниты сформированы в досухопитское время, поскольку в базальных горизонтах сухопитской серии в участках, окаймляющих эти граниты, в большом количестве встречаются обломки микроклина, аналогичного таковому порфиробластов гнейсо-гранитов.

Не исключено, что гранитоиды, аналогичные описанным, имеют широкое распространение в складчатых областях и представляют собой своеобразный гнейсо-гранитный формационный тип.

Полезных ископаемых в связи с данной интрузией в районе неизвестно. Судя по содержанию элементов-примесей в магматических породах, исходная магма была обогащена Zr, Ba, Sr, Mn, Ag, в меньшей мере Mo, Sn, Be, Y.

Ногатинская гранитная интрузия. Совершенно иного типа граниты, развитые на водоразделе Уволги—Ногаты и известные под названием ногатинских. Ногатинская интрузия в районе образует один небольшой (25 км^2) массив, имеющий в плане изометричную форму. На севере у устья Ногаты он прорывает и метаморфизует гнейсо-граниты и кое-где граничит по тектоническим нарушениям с осадочными породами вендского комплекса. Большая часть его размещена в метаморфических породах пенченгинской свиты.

Ногатинский массив принадлежит к типу дискордантных, посттектонических интрузивов с автономной внутренней тектоникой. Конкакты его с вмещающими породами резкие.

В составе массива преобладают красные среднезернистые биотитовые граниты, состоящие из калишпата (45—50%), альбит-олигоклаза № 12—15 (20—22%), кварца (35—37%), биотита (5%). Аксессорные минералы представлены сフェном, орбитом, магнетитом. Структура пород гипидиморфозернистая, иногда гранулитовая и типичная гранитная. В приконтактовой части тела развиты турмалиновые граниты, обогащенные флюоритом и цирконом.

Петрохимической особенностью ногатинских гранитов является пересыщенность их глиноземом и особенно кремнеземом ($Q = 35—40$),

низкое содержание полевошпатовой извести ($C=0,58-0,9$) и преобладание в составе щелочей окиси калия ($n=28-40$) (табл. 1, рис. 2).

Околоконтактовая зона интрузива представлена различными по составу роговиками, окремненными породами и скарнами. Среди последних преобладают пироксеновые и пироксен-гранатовые разности, подчиненное значение имеют гранат-магнетитовые, везувиановые и пироксен-эпидотовые скарны.

Граниты и скарны в нескольких местах прорезаны рядом секущих жил пегматитов, которые отличаются грубозернистой пегматоидной или реже графической структурой и состоят из микроклина, альбита, кварца, турмалина, биотита.

По размерам и условиям залегания массив следует относить к типу штоков. Становление его происходило скорее всего в нормально-гранитной средне-глубинной фации. Об этом свидетельствуют: одинообразие петрографического состава пород, слабое развитие порфировых, мелкозернистых эндоконтактовых субфаций, характер контактового метаморфизма и проявление пегматитовой фазы.

Абсолютный возраст интрузии (по орбиту, материал автора, определения М. И. Волобуева и др.) 660 ± 45 млн. лет. На этом основании ее по возрасту наиболее правильно параллелизовать с аяхтинской интрузией, абсолютный возраст которой, по данным этих же исследователей, 670 ± 40 млн. лет [2, 3], и которая тоже, между прочим, является орбитоносной. Следовательно, как ногатинские, так и аяхтинские граниты скорее всего принадлежат к единому аяхтинскому комплексу [3].

Ю. А. Кузнецов [9], рассматривая верхнепротерозойские граниты центральной части Енисейского кряжа, относит их к формационному типу гранитных батолитов. Ногатинский интрузив по условиям залегания принципиально не отличается от других массивов. Следует только заметить, что в том эрозионном срезе, в котором сейчас наблюдается массив, очевидно, он представляет интрудированное тело, т. е. частично раскристаллизованная магма претерпела некоторое перемещение вверх.

На основании имеющихся в настоящее время сведений по абсолютной геохронологии магматических образований Енисейского кряжа, можно полагать, что верхнепротерозойские граниты в данном регионе имеют весьма длительную историю формирования, причем в разных структурно-фациальных зонах они возникали в разное время. Исследуемый район принадлежит к той структурно-фациальной зоне, в которой проявились ранняя и поздняя, так сказать, фазы гранитоидного магматизма батолитового типа. Первая из них (гнейсо-граниты) имела место в раннескладчатую стадию собственно рифейского геосинклинального этапа или сформирована в дорифейское время, вторая — ногатинские граниты — в позднеорогенную стадию орогенного этапа.

Главная фаза формирования гранитных батолитов (посольно-ангарский комплекс, возраст 850 ± 60 млн. лет [2, 3] совпадает с раннеорогенным этапом развития Енисейской ветви Байкальской геосинклинали. Большая часть массивов посольно-ангарского комплекса сосредоточена в соседних юго-западных районах, где гранитоиды тейского и аяхтинского комплексов не проявились вообще или проявились слабо.

В связи с ногатинской интрузией известны магнетитовое оруденение и редкометальная минерализация в скарнах. Граниты характеризуются повышенными, по сравнению с кларковыми для этих пород, содержаниями Ni, Co, Mn, Pb, Cu, Zn, As, Y, Yb. Важной геохимической

особенностью гранитов и скарнов является также повышенная их оловянность.

Нойбинская интрузия мелкозернистых гранитов представлена рядом небольших тел, особенно часто встречающихся в бассейне р. Нойбы, реже в верховьях р. Уволги. В верховьях р. Нойбы известно 10 тел таких гранитов, площадь наиболее крупного из них равна $4,5 \text{ км}^2$, большинство же тел имеет площадь не более $1,5 \text{ км}^2$. В плане тела обычно неправильные с извилистыми очертаниями.

В составе интрузии преобладают розовато-серые мелкозернистые граниты (олигоклаз № 14—15—30—35%, калишпат 25—30%, кварц 25—30%, биотит 5—7%), по составу акцессориев относящиеся к сфеноциркон-ильменитовому типу. Структура пород гипидоморфнозернистая, чаще нормально гранитовая. Среди них распространены светло-серые альбитизированные граниты, сложенные сахаровидным альбитом и подчиненными ему кварцем и тонко чешуйчатым серицитом, а также мусковитовые граниты. Последние не образуют самостоятельных интрузивных тел, а обычно появляются в апикальных частях массивов, сложенных биотитовыми гранитами. Мусковитовые граниты зачастую переходят в грейзенизованные граниты и типичные грейзыны.

Общей петрохимической особенностью отмеченных разновидностей гранитов является принадлежность их к нормальному ряду пород (по А. Н. Заварицкому), повышенное содержание щелочей ($a = 14—17$) с преобладанием окиси натрия ($n = 56,3—76,9$), низкое значение полевошпатовой извести (C — до 1,5) (табл. 1, рис. 2).

Контактовый метаморфизм, вызванный данной интрузией, незначительный. Жильная свита представлена дайками спессартитов. По этим и другим признакам можно считать, что формирование гранитов происходило в условиях гипабиссальной фации с широким проявлением высокотемпературных постмагматических процессов, приведших по существу к образованию типичных апогранитов [1].

Среди гранитоидов это наиболее молодые образования. Они прорывают ногатинские граниты, метаморфизуют все образования докембрия вплоть до конгломератов лопатинской свиты [13] и, в свою очередь, пересекаются нижеописываемыми палеозойскими сиенитами.

Возрастных аналогов данных гранитов, судя по радиологическим исследованиям, в южных районах кряжа неизвестно. Сведения по абсолютному возрасту гранитоидов северной части кряжа весьма ограничены.

По условиям залегания, составу, проявлению высокотемпературных изменений в виде альбитизации, мусковитизации и пр. описываемые граниты весьма напоминают дайковые образования устья кл. Согренского (р. Ангара) [11], граниты р. Рудиковки и р. Клиновки, гранит-порфиры р. Б. Пита. Подобные граниты нами наблюдались в верховьях рр. Вороговки, Тырады, Кутукаса, Н. Сурнихи (к северо-западу от описываемой площади).

В целом, по нашему мнению, комплекс мелкозернистых гранитов по всем своим особенностям отвечает формационному типу субвулканических гранитов геоантиклинальных подвижных зон. Это тем более вероятно, что на отдельных участках подобные граниты встречаются в тесной пространственной связи с кислыми эфузивами.

Важной геохимической чертой описываемых гранитов является повышенное содержание в них редких элементов (Mo, Zr, Be, Li, Nb и др.).

Интрузия сиенитов развита вдоль восточного обрамления Уволжского грабена. В ее составе преобладают сиениты, кварцевые сиениты и щелочные сиенит-порфиры, которые слагают ряд небольших интру-

зивных тел, представленных дайками и штоками. Сиениты состоят из калишпата (85—90%), биотита или роговой обманки (до 5%), альбита (5—10%). В кварцевых сиенитах присутствует кварц в количестве до 5—10%, а в сиенит-порфирах отмечен баркевекит до 3%. Аксессорные минералы представлены ауэрлитом, сфеном, флюоритом, реже цирконом, апатитом. Сиениты и кварцевые сиениты обладают гипидиоморфозернистой структурой. Для щелочных сиенит-порфиров характерна трахиодиондная структура основной массы, приближающаяся к бостонитовой.

В петрохимическом отношении это образования плумазитового ряда ($a' = 7,6 - 39,2$), слабо пересыщенные кремнеземом ($Q = 3 - 14$), с преобладанием калия в составе щелочей ($n = 35 - 41$).

Приконтактовые изменения вмещающих пород проявляются лишь в слабой перекристаллизации в зоне шириной 5—10 м. Гораздо более интенсивно выражены процессы щелочного метасоматоза, проявляющиеся в калишпатизации и альбитизации как интрузивных тел, так и вмещающих пород, а также в развитии различных по составу постмагматических образований.

Судя по небольшим размерам тел, имеющим форму штоков и даек, мелкозернистому, иногда порфировому облику пород, их слабому контактовому воздействию на вмещающие породы, можно заключить, что формирование сиенитов происходило в условиях гипабиссальной или даже приповерхностной фаций.

В последнее время субщелочные граниты, сиениты и щелочные сиениты выявлены в бассейне р. Вороговки, в верховых рр. Кутукаса Исаковки, Н. Сурнихи и в других местах. В целом они образуют довольно протяженную зону северо-западного простирания, совпадающую с долгоживущим глубинным разломом.

Абсолютный возраст интрузии сиенитов (по ториту, ауэрлиту, материал автора), согласно определениям Р. М. Гольда и др. (Томский политехнический институт), 470 ± 15 млн. лет, а по данным исследований М.И. Волобуева и др. (Московский университет) — 555 ± 25 млн. лет. Следовательно, в том и другом случае цифры абсолютного возраста позволяют считать интрузию сиенитов нижнепалеозойской. Примерно аналогичный возраст (530—570 млн. лет) имеют пегматиты щелочных сиенитов Средне-Татарского массива [2, 3].

Таким образом, становление комплекса сиенитов связано с нижнепалеозойской тектономагматической активизацией, которая произошла скорее всего на границе среднего и верхнего кембрия.

Сиениты, по мнению автора, наиболее правильно относить к щелочной гранитоидной формации в том понимании, как это показано в работе Ю. М. Шейнмана и др. [19]. Основанием для этого является: а) пространственная связь сиенитов с верхнепротерозойскими гранитоидами, б) незначительный перерыв во времени между процессами становления щелочного комплекса и наиболее позднего среди гранитоидов комплекса субвулканических гранитов, в) свойственная щелочным породам гранитного ряда геохимическая специализация данного комплекса (Ba, Sr, Mo, Pb, Nb и др.).

В бассейне р. Нойбы обнаружены нефелиновые породы (14), представленные нефелиновыми сиенит-порфирами, цеолитизированными пироксеновыми сиенит-порфирами и бекинкинитами (табл. 1, рис. 2), которые резко отличаются от субщелочных и щелочных гранитоидов. По ряду признаков они приближаются к щелочным базальтоидам, развитым в бассейне рр. Чингасона и Алманакана, возрастное положение и формационная принадлежность которых сейчас не совсем ясны и будут нами впоследствии особо рассмотрены.

Инtrузия щелочно-ультраосновных пород жильного типа. По составу, петрохимическим и другим особенностям выделяются два типа пород: жильные слюдяные кимберлиты и оливиновые пироксениты.

Жильные кимберлиты автором установлены в юго-восточной части Уволжского грабена среди красноцветных конгломератов лопатинской свиты. Все жилы ориентированы в северо-западном (310 — 330°) направлении и падают под углом 40 — 50° на северо-восток. Мощность их $0,3$ — $0,4$ м. Контакты жил с вмещающими породами очень резкие. На вмещающие породы они производят весьма ничтожное контактовое воздействие. Обычно наблюдается лишь слабое осветление красноцветных конгломератов в зоне мощностью $0,5$ — $1,5$ см.

Кимберлит интрузивных жил представляет собой плотную породу голубовато-серого цвета, имеющую массивную или брекчевую текстуру, мелкопорфировую структуру.

При исследовании под микроскопом обращает на себя внимание сильная измененность породы. В порфировых выделениях, составляющих не менее 25% от общего его объема, и в обломках видны псевдоморфозы карбоната, серпентина и халцедона по оливину. Основная масса состоит из тонкокристаллического агрегата карбоната и серпентина с многочисленными призматическими выделениями измененного пироксена, пластинками флогопита. Аксессории представлены апатитом, ильменитом, магнетитом, единичными зернами хромита.

Химический состав и петрохимические свойства описанных пород близки жильным кимберлитам р. Чапы, Чадобецкого поднятия, кимберлитовым брекчиям Якутии [6, 7, 15].

Севернее, на р. Чапе (рч. Глубокий, Алманакан, Чингасан) подобные жильные образования находятся в тесной пространственной связи с типичными трубками взрыва.

Вместе с жильными телами кимберлитов в левобережье кл. Марсаловского канавами были вскрыты две неизмененные дайки ультраосновного состава, ранее подробно описанные нами совместно с Ф. П. Кренделевым [8]. Эти дайки по составу соответствуют жильной фации оливиновых пироксенитов. Присутствие титансодержащего авгита и особенно флогопита позволяют их отнести к ультраосновным породам щелочного ряда. Об этом же свидетельствуют и петрохимические свойства (табл. 1), которые весьма близки к таковым тешенита (рис. 2).

Кимберлиты и оливиновые пироксениты бассейна р. Уволги прорывают отложения вендского комплекса. В районе р. Чапы кимберлитовые трубки пересекают карбонатные отложения нижнего кембрия. Следовательно, уже на этом основании их нельзя считать протерозойскими. По нашему мнению, наиболее правильно интрузию щелочно-ультраосновных пород считать одновозрастной с аналогичными образованиями Сибирской платформы.

Формационный тип измененных жильных образований, очевидно, может быть охарактеризован как кимберлитовый. Оливиновые пироксениты скорее всего представляют поздние дифференциаты трапповой формации [17].

Таким образом, приведенный материал свидетельствует о довольно сложной истории интрузивных образований исследуемого района, приуроченных к зоне долгоживущего глубинного разлома, испытавшего неоднократную тектоническую активизацию. При этом наиболее интенсивно активизация проявилась в нижнепалеозойскую и мезозойскую эпохи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беус А. А., Северов З. А., Ситкин Л. А., Субботин К. Д. — Альбитизированные и грейнанизированные граниты (апограниты), изд. АН СССР, 1962.
2. Волобуев М. И., Зыков С. И., Мусатов Д. И., Ступникова Н. И. — Магматические формации Енисейского кряжа. Материалы по геологии и полезн. ископ. Красноярского края, вып. 3, 1962.
3. Волобуев М. И., Зацепина Е. Ф., Зыков С. И., Ступникова Н. И. — Магматические формации и магматические комплексы Енисейского кряжа. Вопросы геологии Красноярского края. Изд. МГУ, 1964.
4. Геология СССР, т. 15. Красноярский край, ч. I, 1961. Стратиграфия и магматизм Енисейского кряжа.
5. Глико О. А. Геологическое строение и металлогеническое районирование Енисейского кряжа. Сов. геология, сб. 62, 1957.
6. Карпинский Р. Б. О находке жильных кимберлитов в Енисейском кряже. Матер. по геологии полезн. ископ. Красноярского края, вып. 3, 1962.
7. Ковалевский В. В. — Кимберлитовые породы Якутии. Изд. АН СССР, т. 130, № 2, 1960.
8. Кренделев Ф. П., Ножкин А. Д. — О послекембрийском магматизме в Енисейском кряже. Геология и геофизика, № 9, 1961.
9. Кузнеццов Ю. А. — Главные типы магматических формаций. Изд. «Недра», 1964.
10. Кузнеццов Ю. А. — Фации магматических пород. Вопросы геологии Азии. Изд. АН СССР, т. 2, 1955.
11. Кузнеццов Ю. А. — Петрология докембра Южно-Енисейского кряжа. Матер. по геологии Западной Сибири, № 15, Томск, 1941.
12. Моор Г. Г. — Дифференцированные щелочные интрузии северной окраины Сибирской платформы. Изд. АН СССР, сер. геологич. № 8, 1957.
13. Ножкин А. Д. — Явления контактового метаморфизма базальной красноцветной формации в северной части Енисейского кряжа. Матер. по геологии и полезным ископаемым Зап. Сибири, Томск, 1964.
14. Ножкин А. Д., Черепнин В. К. — Первая находка нефелиновых пород на севере Енисейского кряжа. Геология и геофизика, № 11, 1966.
15. Полунина Л. А. — Новые данные об ультраосновных породах Чадобедского поднятия. Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 40, 1960.
16. Решение совещания по стратиграфии отложений верхнего докембра Сибири и Дальнего Востока, Новосибирск, 1962.
17. Соболев В. С. — Петрология траппов Сибирской платформы. Тр. арктич. ин-та, т. 43, 1936.
18. Усов М. А. — Фации и фазы интрузивов. В сб., посвященном памяти акад. Усова. Изд. АН СССР, 1960.
19. Шейнман Ю. М., Апельцин Ф. Р., Нечаева Е. А. — Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. Геология месторождений редких элементов, вып. 12—13, 1961.

ИЗВЕСТИЯ
ТОМСКОГО ОРДЕНА ОКТЯБРЬСКОЙ РЕВОЛЮЦИИ
И ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ПОЛИТЕХНИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА имени С. М. КИРОВА

Том 177

1971

О НОВОМ РУДОПРОЯВЛЕНИИ ЦИНКА И СВИНЦА В СЕВЕРО- ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КЕМЕРОВСКОЙ ОБЛАСТИ

П. Н. ПАРШИН

(Представлена семинаром НИИ гидрогеологии)

Северо-западная часть Кемеровской области (Яшкинский и Юргинский административные районы) расположена на стыке двух геологических структур: Кузбасса и Колывань-Томской складчатой зоны.

С 1963 года здесь начались проводиться гидрогеохимические исследования проблемной геологической лабораторией Томского политехнического института.

Осенью 1965 года в правобережной части реки Томи в 2 км на северо—северо-восток от д. Крылово (правый берег р. Томи, 25 км выше ст. Юрга) нами встречено интересное рудопроявление, представленное пиритом, сфалеритом и галенитом. Хорошая сохранность сульфидных минералов дает возможность выяснить некоторые особенности проявления сульфидной минерализации в районе.

Геология района очень слабо изучена из-за плохой обнаженности палеозойских пород, перекрытых почти сплошным чехлом мезокайнозойских осадков.

В геологическом строении района принимают участие эфузивно-осадочные морские образования, некоторые горизонты которых на восток, в пределах Кузбасса, фациально переходят в красноцветные континентальные песчано-глинистые отложения.

Наиболее древним образованием в районе является эфузивно-осадочная толща, обнаженная по левому берегу р. Томи возле д. Митрофаново и ранее относимая некоторыми исследователями (Матвеевская, 1965; Нуварьева, 1964 и др.) вместе с митрофановской пачкой к митрофановской свите среднего девона. Толща представлена чередованием песчаников, хлорит-сериитовых сланцев, окварцованных известняков, фельзитовых порфиров, альбитофиров и туфов кислого и среднего состава. Мощность их колеблется от единиц до десятков метров. Общая мощность толщи более 1 километра. Толща имеет падение на запад с углами от 70 до 90°. Возраст толщи мы принимаем как D_{1-2} по аналогии с тельбесской формацией Кузбасса, не исключена возможность нижнепалеозойского возраста описанных образований.

Южнее описанного разреза, у юго-западной окраины д. Митрофаново, обнажаются породы митрофановской пачки (толщи, Тыжнов, 1931), представленные конгломератами, песчаниками, глинистыми сланцами со средне-верхнедевонской фауной, кварцитами и альбитофирями. Общая мощность пачки 400—600 м. Возраст средне-верхнедевонский (точнее, верхняя часть живета — нижняя часть франа). Взаимо-

отношения пород свиты с вышеописанными породами разреза левого берега р. Томи не ясны, однако углы падения в митрофановской пачке не превышают 40° , что является фактором, позволяющим предполагать несогласное налегание их на нижележащие крутопадающие нижнедевонские (?) образования.

На север, в район ст. Яшкино, породы митрофановской пачки фактически переходят в рифогеновые известняки яшкинской пачки живет-франского возраста. Последние подстилаются и перекрываются глинистыми сланцами, выделенными А. В. Тыжновым под названием пачинской свиты (толщи). Таким образом, наиболее вероятно, что эфузивно-осадочные образования митрофановской пачки и яшкинские известняки занимают стратиграфическое положение внутри пачинской свиты. Возраст последней датируется нами как средне-верхнедевонский; общая мощность — порядка километра.

Отложения пачинской свиты без видимого несогласия перекрывают песчано-сланцевой юргинской свитой общей мощностью порядка километра. Видимо, к верхней части юргинской свиты относятся эфузивно-осадочные образования со свинцово-цинковым оруденением, известные в районе д. Бараново. Возраст последних по собранной нами здесь фауне определяется, по заключению Л. Н. Краевской, как верхнедевонский, возможно даже этреновый (определения фауны произведены Л. Н. Краевской и Ю. А. Дубатоловой).

Завершается разрез палеозоя песчано-глинистыми сланцами нижнего карбона мощностью более одного километра.

Палеозойские образования собраны в складки главным образом северо-восточного простирания, сильно рассланцованны и поражены разломами субмеридионального и субширотного направлений. С последними связаны диабазовые дайки предположительно позднегерцинского возраста, наиболее распространенные севернее описываемого участка.

За счет палеозойских пород развита мезозойская кора выветривания, почти повсеместно перекрытая рыхлыми осадками четвертичного (а за пределами района — мелового и палеогенового) возраста. Развитие коры выветривания носит избирательный характер и зависит от палеозойского рельефа и литологического состава пород. Так, над вторичными кварцитами и сильно окварцованными песчаниками и сланцами, дающими положительные формы рельефа палеозойского фундамента, формирование коры выветривания не происходит.

Вмещающими породами описываемого нами рудопроявления являются кварциты и сильно окварцованные углисто (?) -глинистые сланцы с ярко выраженной субпараллельной полосчатостью за счет светлых и темно-серых разностей с преобладанием первых. Темно-серые разности встречаются и в виде отдельных линз. Почти все они содержат тонкую сульфидную вкрапленность, представленную пиритом, сфалеритом и реже галенитом. Кристаллы сфалерита величиной до 2 мм иногда расположены в виде отдельных цепочек вдоль тонких трещин, залеченных кварцем. В одной из проб гнездообразного скопления кристаллов пирита диаметром 8 мм расположен кристалл сфалерита величиной 3 мм. Подобные факты позволяют полагать, что выпадение сульфидов происходило после основных процессов гидротермальной минерализации, в частности, после окварцевания пород, причем кристаллизация сфалерита предшествовала пиритизации пород.

Возраст рудовмещающих пород, видимо, верхнедевонский. Их можно сопоставить с фаунистически охарактеризованными в 6 км севернее описываемой точки, у западной окраины д. Бараново. При этом интересен факт, что в западной части д. Бараново толща вторичных квар-

цитов, развитых здесь за счет песчано-алевритовых осадков, не несет в себе даже следов сульфидной минерализации. Однако уже в 200 м восточнее указанной точки вторичные кварциты и кварцевые альбитофирсы содержат свинцово-цинковое оруденение. Здесь же удается проследить постепенное увеличение степени альбитизации глинистых и хлорит-серицитовых сланцев до образования альбитофиров. На флангах Барановского оруденения глинистые сланцы почти совершенно не несут в себе сульфидной минерализации и имеют довольно пологие ($20-40^\circ$) углы падения. Это свидетельствует о возможной их роли рудоэкранирующих пород по флангам разрывных нарушений во время проявления гидротермальной минерализации.

Окварцевание и альбитизация пород в районе приурочены к крупным разломам и часто доходят до образования вторичных кварцитов и альбитофиров, которые не могут быть строго стратифицированы. Главные зоны сульфидной минерализации располагаются на флангах зон интенсивного окварцевания и, видимо, связаны с некоторым обновлением разломов глубинного заложения. Морфологически наиболее окварцованные зоны дают положительные формы рельефа с выходами на дневную поверхность коренных пород, в то время как наиболее обогащенные сульфидной минерализацией части зон подвержены интенсивному химическому и физическому выветриванию и, таким образом, дают отрицательные, по сравнению с первыми, формы рельефа. В последних рудовмещающие породы перекрыты в значительной степени более поздними кайнозойскими осадками. Этот факт в большей степени облегчает картирование перспективных на оруденение зон и в значительной степени объясняет распределение гидрогохимических аномалий в районе. Последние оказываются смещеными в плане от зоны минерализации, и для более точной их расшифровки необходимо проведение буровых работ с изучением характера и мощности рыхлых отложений и гидрогохимическим опробованием.

Рудопроявления свинца и цинка, кроме двух описанных точек, известны в районах д. Митрофаново, д. Орловки, по рекам Поповке, Искитимке, Никольской, Нижне-Яшкино. Таким образом, в настоящее время в районе известен целый ряд проявлений сульфидной минерализации. Наиболее интересными в настоящее время являются четыре перспективных участка, выделенные по данным комплексных гидрогохимических исследований: Барановский, Митрофановский, Кунгурский и Долгореченский (Удодов и др., 1965). Кроме того, намечаются несколько интересных (по предварительным данным, более мелких) участков, в частности, в 4 км севернее ст. Яшкино, в среднем течении р. Искитимки, в нижнем течении р. Лебяжьей и ряд других. Заслуживает интерес никель-кобальтовое рудопроявление, встреченное нами в 1963 году в среднем течении р. Власково у северо-западной окраины Власковского известкового карьера на тектоническом контакте яшкинских известняков и глинистых сланцев пачинской свиты. Содержание никеля и кобальта в одной пробе по данным спектрального анализа до 1%. В этой же точке в свалах бурых железняков под микроскопом Б. М. Левашовым обнаружена самородная медь.

В. В. Бородин отмечает также значительное содержание золота в зоне окисления Барановского оруденения.

Важно отметить наличие бокситов в районе, связанных с яшкинскими известняками (Варданянц, 1931, и др.).

Таким образом, по приведенным фактам ясно, что данный район является перспективным на полезные ископаемые и для их выявления необходима постановка дальнейших геологических исследований.

ЛИТЕРАТУРА

Л. А. Варданянц. О месторождении бокситов в окрестностях Яшкинского цементного завода. Вестник ЗСГРУ, № 3, 1931.

А. Л. Матвеевская, Е. Ф. Иванова. Геологическое строение южной части Западно-Сибирской низменности в связи с вопросами нефтегазоносности. Изд-во АН СССР, 1960.

Ю. А. Нуварьева. О пространственной и генетической связи полиметаллического оруденения Колывань-Томской зоны с девонским вулканализмом. Геология и металлогения эфузивно-осадочных формаций Сибири. Изд-во «Недра», 1964.

А. В. Тыжнов. Материалы по стратиграфии и тектонике девонских отложений Кузнецкого бассейна. Вестник ЗСГУ, т. XI, вып. 1, 1931.

А. В. Тыжнов. К изучению девонских известняков северо-западной окраины Кузнецкого бассейна. Вестник ЗСГТ, № 3, 1931.

П. А. Удодов, В. М. Матусевич, Н. В. Григорьев. Гидрохимические поиски в условиях полузакрытых структур Томь-Яйского междуречья. Изд-во ТГУ, Томск, 1965.

ЭКСПЛОЗИОННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ РАЙОНА РУДНИКА ЮЛИИ (Батеневский кряж)

Д. И. ЦАРЕВ

(Представлена научным семинаром кафедр минералогии, петрографии и полезных ископаемых)

За последние годы в геологической литературе стали часто появляться работы по эксплозионным брекчиям, слагающим секущие тела: дайки, трубы, разветвляющиеся жилы и т. д. [4, 8, 10, 16, 17, 24, 29]. Большая часть таких брекчий пространственно совмещается с рудными полями или непосредственно с рудоносными интрузивными телами [4, 8, 9, 16], а потому вызывает особый интерес. П. Ф. Иванкин [8] приводит несколько существующих взглядов на генезис брекчий, сопровождающих магматические тела. Рассматривать здесь эти взгляды мы не будем, а ограничимся изложением своей точки зрения, полученной при изучении геологического строения района рудника Юлии в Батеневском кряже.

Характерной особенностью района рудника Юлии, как и всего Батеневского кряжа, является наличие обособленных небольших участков вулканогенных пород, с резким угловым несогласием лежащих на верхнепротерозойско-нижнепалеозойском фундаменте. По аналогии с вулканическими образованиями обрамления Минусинской впадины эти породы отнесены к кембрию и девону ($D_1 - 2$). Интересно отметить то, что в большинстве случаев к участкам этих вулканических пород пространственно приурочиваются небольшие интрузивные тела сиенит-граносиенитового ряда (у д. Катюшкиной, близ озера Волчье, к востоку от Хакасского зверосовхоза, у Баградского моста, на месторождении Карасук и т. д.). При изучении этих участков выяснилось, что связь поверхностных вулканических образований с интрузивными телами генетическая. В подтверждение этой связи остановимся на характеристике некоторых из вышеупомянутых участков вулканоплатонических образований.

Участок высоты 808,5 (близ д. Катюшкиной) представляет собою синклинальную складку, крылья которой сложены карбонатными, а замковая часть — вулканическими породами верхов нижнего — низов среднего кембрия. Эти породы прорваны небольшими телами кварцевых и бескварцевых сиенитов и сиенит-порфиров, массой даек и эксплозионными брекчиями. Последние, кроме секущих тел (даек и труб), образуют совместно с туфами и игнимбритоподобными породами покровные образования, которые сохранились в виде пятен на кембрийских эфузивах.

Эксплозионные брекчии представляют собою несортированные обломки шлакоподобных плагиоклазовых порфиритов, сиенитов, орто-

фиров, мраморов, кварцитов, сцементированных мелкообломочным материалом тех же пород в смеси с эпидотом и кальцитом, или фельзитом, который флюидальными струями огибает обломки. Среди остроугольных обломков пород встречаются округлые формы, которые возникли в результате оплавления или скола углов при движении по каналу вулкана. Размер обломков сиенитов и порфиритов достигает 40 см в поперечнике, а отдельные глыбы мраморов до 3 метров. Сиениты в обломках лейкократовые, кварцевые или бескварцевые, имеют структуры от мелко- до крупнозернистых; наблюдаются метасоматически разросшиеся порфиробласти ортоклаза. Петрографические петрохимические составы их близки к таковым сиенитов, прорывающих кембрийские эфузивы на юго-восточном склоне высоты 808,5 и на месторождении Юлии свинцовой. Величина обломков в верхних горизонтах эксплозионных брекчий уменьшается, уменьшается количество обломков плагиоклазовых порфиритов и сиенитов, совершенно исчезают обломки мраморов и кварцитов, эксплозионные брекчии сменяются красными туфами и спекшимися туфами с многочисленными взаимопараллельными линзовидными включениями коричневого фельзита (фъямме) [14]. Общие цветовые тона спекшихся туfov от бурых до коричневых, в деталях окраска пестрая из-за различного состава обломков пород. Преимущественное количество обломков составляют фельзиты и ортофиры. Плагиоклазовых порфиритов содержится до 5%. Сиениты встречаются в отдельных обломках. Форма обломков пород остроугольная и овальная, иногда в виде груши, что свидетельствует о пластичном состоянии некоторых из них при вылете из канала вулкана. Размер обломков варьирует в широких пределах: от долей мм до 2—3 см в одних разностях спекшихся туfov и до 10—15 см — в других. Количество ксеногенного материала (плагиоклазовых порфиритов, лейкократовых сиенитов и т. д.) содержится больше в нижних горизонтах спекшихся туfov, которые постепенно сменяются подстилающими их эксплозионными брекчиями.

Фъямме в общем линзовидной формы, местами имеет причудливые очертания с расщепленными концами; количество его до 50% от общего объема породы, размеры в верхнем пределе достигают 40 см в длину, 20 см в ширину и 6 см в толщину, наиболее часто встречающиеся — 1—10 см в длину. Крупные фъямме по периферии имеют темно-коричневый цвет, который ближе к средине сменяется розовато-бурым. В центральной части по длине идет полоска шириной около 2 мм, которая в средине имеет также темно-коричневый цвет, а по краям — светло-розовый. Эта полоска разветвляется согласно ветвлению фъямме, но никогда не доходит до его конца. В месте разветвления полоска расширяется, образуя темно-коричневое треугольное поле с вогнутыми сторонами. Некоторые фъямме содержат обломки кристаллов полевых шпатов, вкрашенники эпидота. По всей вероятности, срединная полоска является границей встречи двух энергетических уровней, которые возникли при разогревании в результате экзотермических процессов пластичного куска щелочной лавы, находящейся среди массы раскаленных обломков горных пород, вынесенных из канала вулкана в момент эксплозионного извержения. Как указывают многие авторы работ, посвященных изучению спекшихся туfov (игнимбритов), последние образовались в результате отложений палящих туч (*puees ardentes*) при пелайском типе извержений [8, 11, 14, 15, 28]. Отложенные таким путем большие массы пирокластического материала долгое время сохраняют внутри себя высокую температуру, которая поддерживается теплом, образующимся при дегазации и кристаллизации этих отложений. По результатам экспериментов, проведенных Ф. Р. Бойдом [3], минимальная

температура спекания риолитового стекла составляет 600°C . Эта температура зависит от давления, времени и содержания H_2O в стекле.

Таким образом, вышеупомянутый кусок пластичной полузастывшей лавы под действием высокой температуры и давления вышележащих раскаленных пирокластов сплющивался и растекался, периферия и центральная часть его обогащались сыпью гематита. Это обстоятельство свидетельствует о физико-химических процессах в куске лавы, способствующих вытеснению железа. Железо скапливалось в месте разветвления фьямме, так как здесь встречались три энергетических уровня. Таким образом, процесс вытеснения железа из куска лавы нашел свое отражение в более темной окраске поверхности фьямме, его срединной линии и треугольных площадках в месте разветвления. Появление многочисленных причудливой формы отростков и расщепленных концов фьямме свидетельствует о том, что под действием давления расщепленный материал внедрялся между твердых обломков. На поверхности фьямме можно часто наблюдать поперечные трещинки, подобные трещинам усыхания. Эти трещинки не проходят глубже темноокрашенного слоя. В мелких же разностях фьямме, которые полностью окрашены в темно-коричневый цвет, трещинки иногда пересекают их попереек. Это обстоятельство подтверждает данные о том, что кусочки полузастывшей лавы после их отложения частично или полностью расплавлялись, а при застывании объем их сокращался и возникали поперечные трещинки.

Микроскопическое изучение спекшихся туфов подтверждает их образование из отложений палящих туч, несших раскаленные твердые обломки горных пород в перемешку с обрывками лавы. После отложения мелкие обломки спекались и совместно с обрывкам лавы цементировали обломочную массу, образуя псевдофлюидальную текстуру мезостазиса. Крупные обломки меньше подвергались спеканию. Степень спекания данных туфов отличает их от распространившегося в настоящее время в геологической литературе понятия «игнимбрит», предусматривающее спекание обломков стекла почти до однородной массы [14, 19]. Но сам термин «игнимбрит» (огненный ливень) с генетической точки зрения вполне приемлем к спекшимся туфам высоты 808,5.

Фьямме под микроскопом обнаруживает фельзитовую, криптофельзитовую или микросферолитовую структуры основной массы, в которой размещаются редкие зерна и гломерокристы альбит-олигоклаза, кристаллы и обломки кристаллов перититизированного ортоклаза ($2V = 68-72^{\circ}$). Некоторые из зерен плагиоклаза полностью замещены эпидотом и серицитом с небольшой примесью рудной пыли. При микросферолитовой структуре основной массы фьямме наблюдается большое количество микроминдалинок, выполненных зеленым хлоритом. Микроминдалинки располагаются хаотически или в виде флюидальных полос, но как правило, приурочиваются к центру наиболее крупных микросферолитов. Микросферолиты, несомненно, автопневматолитового происхождения и указывают на высокую степень насыщения газом магмы, породившей данное извержение. К автопневматолитовым образованиям, по всей вероятности, следует также отнести лучистые минеральные агрегаты, образующие гребенчатую структуру по поверхности некоторых обломков кристаллов полевых шпатов. Р. К. Мартин считал подобные минеральные агрегаты комбинацией кремнезема и полевого шпата [15]. Следует отметить, что по фьямме и мезостазису, как правило, развиваются красноватые карбонаты.

В данной статье не будем останавливаться на характеристике всех разновидностей эксплозионных образований участка высоты 808,5, отметим лишь то, что сложенные ими дайкоподобные тела (трещинные

вулканические каналы) обычно сопровождаются дайками ортофиров, микросиенитов, альбитофиров. Дайки или секут эксплозионные брекчию по простианию, или же располагаются рядом, параллельно их контакту с вмещающими породами. Породы даек по петрографическому составу тождественны большей части обломков эксплозионных брекчий. Местами наблюдаются переходы обломочных даек в обычные ортофировые дайки. Эти обстоятельства свидетельствуют о генетической связи даек с эксплозионными брекчиями.

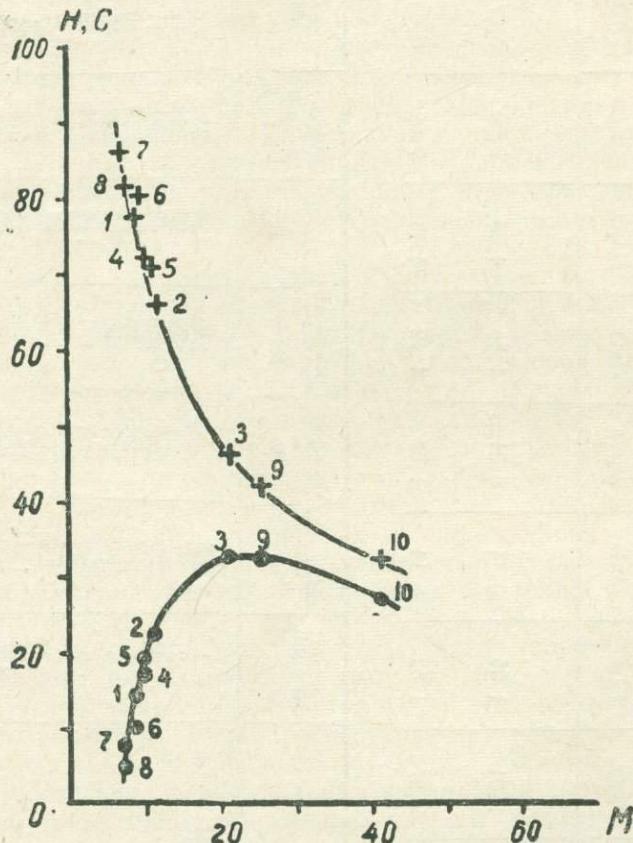


Рис. 1. Диаграмма генетической серии магматических пород района рудника Юлии (цифры соответствуют породам, приведенным в табл. 2)

Химические силикатные анализы фьямме из спекшихся туфов и обломка сиенитов из эксплозионных брекчий показали большое сходство их составов (табл. 1).

На диаграмме (рис. 1, табл. 2), построенной по методу Г. С. Момдзи [18], где по оси абсцисс отложена величина $M = \frac{100 \text{ Mg}}{\text{Na} + \text{K} + \text{Ca} + \text{Mg}} \%$, а по оси ординат $H = \frac{100(\text{Na} + \text{K})}{\text{Na} + \text{K} + \text{Ca} + \text{Mg}} \%$ и $C = \frac{100 \text{ Ca}}{\text{Na} + \text{K} + \text{Ca} + \text{Mg}} \%$ (содержания элементов берутся в пересчете на атомное количество), возникает два ряда точек, один из которых соответствует значениям MC (обозначенный кружками), второй — MH . Ряды точек, ложащиеся на плавные кривые, близкие к гиперболе и параболе, соответствуют генети-

Таблица 1

Наименование породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	п.п.п.
Сиенит в эксплозионных брекчиях	61,44	0,56	18,61	2,01	1,56	0,14	0,81	1,56	4,00	8,00	0,07	0,18	0,89
Фьамме спекшегося туфа	61,55	0,60	18,49	2,27	1,32	0,14	1,06	1,12	4,48	7,62	0,03	0,23	0,90

Таблица 2

Наименование пород	№ проб	Атомные количества				Mg+ +Ca+ +Na+K	M	C	H
		Mg	Ca	Na	K				
Кв. сиенит высоты 808,5	1	25	43	112	130	310	8	14	78
Ортофир из дайки высоты 808,5	2	37	73	122	96	328	11	22	66
Сиенито - диорит "Северный"	3	80	125	130	42	377	21	33	46
Ортофир рудника Юлии	4	20	38	86	66	210	10	18	72
Олигоклазит рудника Юлии	5	30	53	152	52	287	10	19	71
Сиенит к востоку от Юлии	6	26	30	121	114	291	9	10	81
Сиенит в обломках эксплозионной брекчии	7	20	28	130	170	348	6	8	86
Фьамме спекшегося туфа	8	26	20	146	162	377	7	5	82
Базальтовый порфирит высоты 808,5	9	154	104	96	24	378	41	28	32
Базальтовый порфирит высоты 808,5	10	100	130	106	60	396	25	33	42

ческой серии пород, образовавшихся в результате кристаллизационной дифференциации из одного магматического очага. В нашем случае к одной генетической серии относятся базальтовые порфиры высоты 808,5, интрузивные и субвулканические тела сиенитового состава высоты 808,5, Юлии и др., обломки сиенитов эксплозионных брекчий и фьямме из спекшихся туфов. Сходство содержаний элементов примесей по результатам полукаличественного спектрального анализа в породах сиенитовой группы и сходство оптических констант плагиоклазов и ортоклазов в сиенитах, ортофирах, эксплозионных брекчиях и спекшихся туфах также указывает на генетическое родство этих пород (табл. 3, 4).

На участке высоты 808,5 в результате поисково-разведочных работ, проведенных сотрудниками Красноярского геологического управления, обнаружено три типа сульфидного оруденения: 1) халькопиритовое и пиритовое в скарнированных известняках и пироксенплагиоклазовых порфириях; 2) вкрапленное халькопиритовое, галенитовое и пиритовое в окварцованных или эпидотизированных эфузивах, в эксплозионных брекчиях, туфах и известняках и 3) халькопиритовое и галенитовое в кварцевых жилах.

Все три типа оруденения связаны с постмагматической гидротермальной деятельностью как завершающей стадией вулканического процесса, вызванного внедрением в близповерхностную зону земной коры богатого газами щелочного дифференциата базальтовой магмы.

На участке Баградского моста по правому и левому берегам р. Сухой Ербы на нижне-среднекембрийских карбонатных и терригенно-карбонатных породах с резким угловым несогласием лежит вулканогенная толща, которая в основании представлена преимущественно андезитовыми и трахиандезитовыми порфирами, а сверху туфами ортофиров, кварцевых порфириев, альбитофириев, ленточными фельзитами. По аналогии с девонскими вулканическими образованиями обрамления Минусинской впадины эта толща отнесена к девону ($D_1 - 2$).

Порфиры и кембрийские породы, особенно терригенные, прорваны многочисленными дайками ортофиров, микросиенитов, сиенит-порфириев, плагиопорфириев, порфириотов и т. д. Некоторые из даек ортофиров, сиенит-порфириев и микросиенитов на дневной поверхности окружены ореолами эксплозионных брекчий, местами занимающих площади до нескольких десятков тысяч квадратных метров. В вертикальных и крутонаклонных обнажениях удается наблюдать, как брекчии подобно чехлу окружают дайки и с глубиной выклиниваются. Выклинивание идет по падению дайки. Состав и структуры большей части обломков эксплозионных брекчий тождественны составам и структурам даек, которые они окружают. В меньшей мере встречаются обломки одинакового состава с дайкой, но с большей степенью раскристаллизации, свидетельствующей о том, что породы, слагающие эти обломки, родились на значительной (относительно) глубине. Кроме того, нередко эксплозионные брекчии содержат обломки выпесенных с глубины осадочных пород: известняков, кварцитов и т. д. Цемент брекчий встречается различного рода: гидрохимический, гидротермальный (эпидот-хлорит-кальцитовый), магматический (фельзитовый); местами встречаются спекшиеся обломки.

При микроскопическом изучении даек, связанных с эксплозионными брекчиями, в некоторых из них, кроме ксенолитов кварцитов, наблюдается масса ксеногенных зерен плагиоклаза (альбит-олигоклаза), реже ортоклаза в виде гломерокристаллов, катаклизированных осколков кристаллов, часто резорбированных, оплавленных зерен кварца, помещенных в аллотриоморфнозернистую или фельзитовую основную массу,

Таблица 3

Наименование групп пород	Наиболее часто встречающееся содержание элементов %														
	U	Co	Mn	Cи	Mo	Ni	Pb	P	Cr	Zn	Ba	Be	Sr	Zr	Ti
Интузивные Группа сиенитов высоты 808,5	0,003	сл.	0,03	0,003	0	0,001	0,001	0	0	0	0,03	сл.	0,01	0,003	0,3
Вулканические и субвулканические Группа ортофиров	0,003	сл	0,03	0,003	0	0,001	0,001	0	0	0,003	0,1	0	0,01	0,003	0,3

Примечание: данные получены по результатам 30 спектральных анализов.

Таблица 4

Наименование групп пород	№ плагиоклазов		2V к.п.ш.	
	от	до	от	до
Интузивные Группа сиенитов высоты 808,5	7	12	-58	-86
Вулканические субвулканические Группа ортофиров	6	12	-60	-86

Примечание: данные получены по многочисленным замерам на Федоровском столе в 24 шлифах (по 12 шлифов из каждой группы).

имеющую в отдельных местах флюидальную текстуру. Зерна кварца включают в себя заливчики и изолированные участки фельзитовой основной массы. Структуры и минеральные включения в таких породах указывают на захват сиенитовой магмой своих, дробленых эксплозиями, предыдущих внедрений.

Близ Хакасского зверосовхоза линейно вытянутое интрузивное тело порфировидных сиенитов, внедрившееся в девонские плагиоклазовые порфиры, прорвано дайками микросиенитов и сиенит-порфиров. В циркообразном обнажении можно наблюдать, как некоторые из этих даек, рассекая кровлю интрузивного тела — плагиоклазовые порфиры, при выходе на поверхность сопровождаются, подобно чехлам, эксплозионными брекчиями, состоящими из обломков микросиенитов и сиенит-порфиров.

Для примера можно привести также полиметаллическое месторождение Карасук. Здесь изометричное интрузивное тело, сложенное фельзит-порфиром и сенит-порфиром, окружено полукольцом вулканической брекции. Брекчия состоит из обломков порфиритов, фельзитов, фельзит-порфиров, ортофиров и известняков, скементированных фельзитом, ортофиром, хлорит-эпидот-кальцитовой смесью, и представляет собою некк, прорвавший кембрийские известняки [12].

С нашей точки зрения, данная брекчия является эксплозионной, возникшей при внедрении богатой газами рудоносной магмы сиенитового состава. Эрозионно-денудационные процессы в настоящее время обнаружили это внедрение, представившееся обозрению в вышеупомянутой форме.

Приведенные в данной статье примеры хорошо сопоставляются с данными, полученными другими исследователями в различных районах Советского Союза, и убедительно свидетельствуют о генетической связи спекшихся туфов (игнимбритов) и эксплозионных брекчий с гипабиссальными интрузивными и субвулканическими телами.

Механизм эксплозионных процессов можно изложить с точки зрения термически-ретроградного повышения давления пара в магматическом очаге. Горансон (1937), Кеннеди (1955), а затем Ритман (1960) указывали, что содержание воды в ненасыщенной магме распределяется таким образом, что давление пара в ней повсюду одинаково. При этом вода должна накапливаться в более холодных и находящихся при более низких давлениях магматических массах. Равновесное распределение газов наступает тогда, когда в насыщенной газом пиромагме гидростатическое давление равно давлению пара и когда давление пара в ненасыщенной магме всюду одинаково [23]. В верхней части магматической колонны при остывании и кристаллизации магмы накапливаются пары воды. Если давление пара будет превышать давление кровли магматического очага, равновесие нарушается, из магмы выделится газовая фаза, магма превратится в активную пиромагму и, взорвав кровлю очага, вырвется на поверхность. При взрыве будут выбрасываться обломки вмещающих пород, раскристаллизованная апикальная часть магматической колонны, обрывки лавы и большое количество газов.

На основании вышеизложенного следует сделать следующие заключения.

1. Развитие вулканизма в районе рудника Юлии в кембрийское и девонское время начиналось с излияния лав основного состава и шло в сторону повышения щелочности и кислотности в соответствии с дифференциацией базальтовой магмы.

2. Богатые газами щелочные и кислые дифференциаты магмы дали массу интрузивных тел сиенит-граносиенитового ряда. С становле-

нием этих интрузивных тел в близповерхностных условиях генетически связаны эксплозионные образования (брекчии и спекшиеся туфы).

3. Эксплозионные образования в основном приурочены к местам полиметаллического оруденения и иногда сами несут вкрапленность сульфидов меди, свинца и железа.

4. Полиметаллическое оруденение связано с постмагматической гидротермальной стадией вулканизма.

ЛИТЕРАТУРА

1. А. В. Авдеев. О кольцевых структурах магматических комплексов. «Сов. геология», № 10, Изд-во «Недра», 1965.
2. В. В. Аристов. Вопросы теоретического обоснования поисков скрытых постмагматических месторождений. Изв. высш. учебн. завед., «Геология и разведка», № 7, Изд-во МГРИ, 1964.
3. Ф. Р. Бойд. Спекшиеся туфы и потоки Риолитового плато в Иеллоустонском парке. Вайоминг. Сб. «Проблемы палеовулканизма». Изд-во ИЛ, М., 1963.
4. Ю. С. Бородаев, Т. Я. Гончарова, Г. П. Зарайский, Г. Ф. Яковлев. Эксплозионные брекчии на медноколчеданных месторождениях Блявинского рудного поля (Южный Урал). Геология рудных месторожд. Т. VII, № 6, Изд-во «Наука», 1965.
5. Е. В. Быковская, В. К. Ротман. Геологическая позиция игнимбритов различных вулканических зон Дальнего Востока. Сб. «Туфоловы и игнимбриты». Тр. лабор. вулкан., вып. 20. Изд-во АН СССР, 1961.
6. В. И. Владавец. Проблема туфолов и игнимбритов. Сб. «Туфоловы и игнимбриты». Тр. лабор. вулкан., вып. 20. Изд-во АН СССР, 1961.
7. Г. С. Горшков. О строении вулкана Арагац и о его игнимбритах. Сб. «Туфоловы и игнимбриты». Тр. лабор. вулкан., вып. 30. Изд-во АН СССР, 1961.
8. П. Ф. Иванкин. О закрытых эксплозиях, сопровождающих гипабиссальные интрузии, и их роли при формировании рудных месторождений. Геология и геофизика, № 10, Изд-во «Наука», СО АН СССР, 1965.
9. П. Ф. Иванкин, А. С. Тарантов. О морфологии пучка малых интрузий и рудных тел медно-цинкового месторождения на Алтае. Сб. Геология и геохимия рудных месторожд. Сибири. Изд-во «Наука», СО АН СССР, 1965.
10. П. Ф. Иванкин. О происхождении минерализованных брекчий некоторых месторождений колчеданного типа Алтая и Урала. Докл. АН СССР, т. 142, № 2, 1962.
11. Т. Исиакава, М. Минато, Х. Куно, Т. Мацуумото и К. Яги. Спекшиеся туфы и отложения пемзовых потоков и раскаленных туч в Японии. Сб. «Проблемы палеовулканизма». Изд-во ИЛ, М., 1963.
12. В. М. Крейтер. Структуры рудных полей и месторождений. Госгеолтехиздат, М., 1965.
13. И. В. Лучицкий. Основные задачи палеовулканологии и проблема вулканогенных формаций. Тр. лабор. палеовулкан., вып. 2, Алма-Ата, 1963.
14. Е. Ф. Малеев. Вулканокластические горные породы. Госгеолтехиздат, М., 1963.
15. Р. К. Мартин. Некоторые геологические и петрографические особенности игнимбритов Америки и Новой Зеландии. Сб. «Проблемы палеовулканизма». Изд-во ИЛ, М., 1963.
16. Б. В. Мерлич. Эксплозивные и брекчевые дайки в Закарпатье. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1958.
17. М. И. Митрошин. Туфовые дайки в верховых реки Ерачимо (правый приток реки Нижней Тунгуски). Сб. «Ученые записки», «Региональная геология», вып. 5, Л., 1965.
18. Г. С. Момджи. Химический состав пород как источник информации о процессах образования интрузивных массивов. Сов. геол., № 10, Изд-во «Недра», М., 1965.
19. Хр. Офедаль. Об игнимбритах и связанных с ними породах. Сб. «Проблемы палеовулканизма». Изд-во ИЛ, М., 1963.
20. А. Л. Павлов. Некоторые особенности формирования брекчневидных пород Тайского рудного поля. «Геология и геофизика», № 6, 1964.
21. В. П. Петров. Петрографический облик игнимбритов и туфовых лав и их место среди горных пород, промежуточных между лавами и туфами. Сб. «Туфоловы и игнимбриты». Тр. лаб. вулкан., вып. 20, АН СССР, 1961.
22. Б. И. Пийп. Кроноцкие игнимбриты на Камчатке. Сб. «Туфоловы и игнимбриты». Тр. лаб. вулкан., вып. 20, Изд-во АН СССР, 1961.
23. А. Ритман. Вулканы и их деятельность. Перев. с немецк. Изд-во «Мир», М., 1934.

24. Ю. В. Покровский. Об эксплозивных кремнистых брекчиях среди палеозойских отложений Южного Урала. Сб. «Литология и полезные ископаемые», № 2, Изд-во «Наука», 1965.
25. М. А. Усов. Основные типы структур земной коры и формы проявления вулканизма. Основные идеи М. А. Усова в геологии. Изд-во АН Каз. ССР, Алма-Ата, 1960
26. Е. К. Устинев. Вулкано-плутонические формации и их положение в структурах земли. Тр. Третьего Всесоюзн. петрогр. совещ. Тезисы докл. по проблеме: «Магматические формации и связь с ними полезных ископаемых». Изд-во СО АН СССР, 1963.
27. К. Г. Ширинян. Игнимбриты и туфолавы (Принципы классификации и условия формирования на примере Армении). Сб. Туфолавы и игнимбриты. Тр. лаб. Вулкан. АН СССР, вып. 20. Изд-во АН СССР, 1961.
28. G. B. Asquith. Origin of the Precambrian Wisconsin Rhyolites. The Journal of Geology, v. 72, nowember, 1964, namber 6.
29. O. Gates. Breccia pipes in the Shoshone Range. Nevada. Econ. Geol., v. 54, № 5, 1959.

ИЗВЕСТИЯ
ТОМСКОГО ОРДЕНА ОКТЯБРЬСКОЙ РЕВОЛЮЦИИ
И ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ПОЛИТЕХНИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА имени С. М. КИРОВА

Том 177

1971

**ЗАВИСИМОСТЬ КАЧЕСТВЕННОЙ И ТЕХНОЛОГИЧЕСКОЙ
ХАРАКТЕРИСТИК УГЛЕЙ ИРША-БОРОДИНСКОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАНСКО-АЧИНСКОГО БАССЕЙНА
ОТ ИХ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО СОСТАВА**

В. Л. ҚОҚУНОВ

(Представлена профессором А. В. Аксариным)

Качество углей Ирша-Бородинского месторождения детально начали исследовать еще со времени проведения разведочных работ на 1-м и 2-м участках, т. е. начиная с 1940 года. При этом в каждой разведочной скважине отбирались пластовые пробы, которые подвергались техническому и отчасти элементарному анализу. Общее количество опробований составляет четырехзначную цифру. Достаточно сказать, что только при разведке поля «Бородино 1—2» было подвергнуто техническому анализу 778 проб, а таких полей на месторождении свыше полутора десятка. Таким образом, элементарный состав органической массы углей месторождения и их технологические свойства изучены к настоящему времени достаточно детально, хотя почти совершенно не изучался вещественный состав золы углей и ее температурные и вязкостные характеристики, что очень важно знать при выборе типа и эксплуатации котельных агрегатов, в частности, топочных устройств.

Таблица I

Наименование пластов	Кол. проб	W	A ^c	V	Q	Состав органической массы в %				Выход смолы в %
						S	C	H	N+O	
Верхний	2	13,0	31,0	42,0	—	—	—	—	—	9,7
Совхозный	2	30,0	24,0	34,0	—	—	—	—	—	11,5
Профильный	2	14,0	13,0	44,0	—	—	—	—	—	—
Рыбинский	101	18,3	12,5	39,5	5945	0,63	73,8	4,2	24,5	5,8
Гусевский	89	20,1	19,2	39,8	5940	0,60	69,2	5,4	23,1	1,4—9,4
Бородинский	1123	20,4	13,1	41,8	6481	0,50	72,5	5,1	22,5	1,8—24,3
Подбородинский	33	21,9	13,3	41,3	5083	0,72	74,5	4,1	21,4	—
Новый	91	16,0	19,6	42,3	4764	0,30	73,0	3,5	24,5	12,0
Иршинский	46	15,9	18,6	43,9	5090	—	—	—	—	—

Осредненные результаты исследования элементарного состава и технического анализа углей бородинской свиты, по данным геологоразведочных работ за 1940—1948 гг., приведены в табл. I и дают исчерпывающую характеристику вещественного состава золы углей Ирши-Бородинского месторождения.

зывающее представление о качестве углей. В достаточной степени детальное петрографическое описание бородинских углей было выполнено нами по заказу Красноярского геологического управления (1964) и здесь не приводится.

Наиболее высококвалифицированными определениями качества бородинских углей, проведенными в последнее время, явились исследования, проделанные с целью определения рациональных методов их сжигания в крупных котельных агрегатах специалистами кафедры котлостроения и котельных установок Томского политехнического института И. К. Лебедевым и Н. В. Трикашным (1964) по заданию «Красноярскэнерго».

По заключению И. К. Лебедева и Н. В. Трикашного, угли пласта Бородинского характеризуются осредненными данными технического и элементарного анализов, сведенными в табл. 2 и 3, причем осреднение теплотехнических характеристик углей производилось посредством отыскания уравнения зависимости определяемой величины от зольности сухой массы способом наименьших квадратов.

Таблица 2

Определяемая характеристика	Результаты элементарного анализа									
	C ^r	C ^p	H ^r	H ^p	N ^r	N ^p	S ^r	S ^p _r	O ^r	O ^p
Метод определения	ГОСТ 20408-49				ГОСТ 2408-49		—		ГОСТ 20408-49	
Величина определения	74,4 ¹	44,5	4,8	3,0	1,0	0,6	0,1	0,1	22,7	14,1

Таблица 3

Определяемая характеристика	Результаты технического анализа								
	W ^{2H}	W _{max}	W _P	A ^c	A _P	V ^r	Q _b ^r	Q _H ^r	Q _H ^p
Метод определения	ГОСТ 8719-58			ГОСТ 8858-58		—	ГОСТ 6383-52		ГОСТ 6382-52
Величина определения	12,5	32,3	30,0	11,0	7,7	46,6	6890	6610	3910

Математическая обработка данных анализов позволила им дать линейную зависимость всех основных показателей элементарного и технического анализов от зольности сухой массы, так:

$$C^c = 71,36 - 0,712 A^c \%$$

$$H^c = 4,79 - 0,048 A^c \%$$

$$N^c = 1,03 - 0,01 A^c \%$$

$$S^c = 0,13 - 0,001 A^c \%$$

$$O^c = 22,75 - 0,23 A^c \%$$

$$V^c = 46,6 - 0,47 A^c \%$$

$$Q_b^c = 6886 - 0,069 A^c \text{ ккал/кг}$$

Результаты исследования химического состава золы показали, что во всех пробах с зольностью 4,5—5% преобладающим компонентом зо-

лы является окись кальция (40—50%) при относительно малом содержании кремнекислоты и окислов алюминия. При повышении зольности угля до 10—11% содержание окиси кальция в золе резко падает до 20—25%, но зато еще более резко возрастает содержание кремнекислоты, достигая 50—60% всей массы золы. Содержание окислов алюминия при этом возрастает незначительно, а содержание других компонентов золы также снижается. Этот очень важный факт свидетельствует о том, что зольность 4,5—5% обусловлена наличием неорганических соединений в исходных растениях-углеобразователях, и подтвердил наши предположения о величине «внутренней» зольности бородинских углей. В табл. 4 приведены наиболее типичные результаты определения химического состава золы бородинских углей.

Таблица 4

Номера проб	Зольность	Химический состав золы, %					
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO
11-п	5,3	16,14	0,35	6,32	18,19	43,89	6,71
4-п	14,18	51,36	3,52	19,53	4,63	14,25	2,71

Для проведения вышеуказанных технических и элементарных анализов пластово-промышленные пробы углей Бородинского пласта отбирались И. К. Лебедевым и Н. В. Трикашным из тех же точек в траншее углеразреза № 1, где нами велось макроскопическое описание углей и отбирались образцы для изготовления шлифов и их последующей петрографической обработки. Таким образом, представилась возможность сопоставить результаты технического и элементарного анализов с результатами петрографического анализа углей.

Как показало такое сопоставление, какой-либо строгой линейной зависимости между технологическими свойствами и петрографическим составом углей пласта Бородинского нет, но определенная коррелятивная зависимость явно имеется.

Для отыскания этой зависимости нами построены графики (рис. 1, 2), на которых оказалось, что теплотворная способность и выход летучих у бородинских углей зависят от петрографического их состава.

Эта зависимость заключается в том, что, как видно из графика (рис. 1), наибольшим значениям теплотворной способности и выхода летучих веществ соответствуют сапропелито-гумитовые угли, а именно: водорослевые кларены, водорослевые кларено-дюренены и угли касьянитового типа. За ними следуют кларено-дюреновые и дюренено-клареновые типы углей и затем угли кларенового типа. Из вышесказанного вытекает весьма интересный вывод о практическом значении содержания лейптиновых элементов при оценке качества бородинских углей.

Математическая обработка графических построений способом наименьших квадратов дает уравнение зависимости технологических свойств бородинских углей от их петрографического состава, которое может быть выражено следующим образом:

$$Q_6^a = 107,4 \cdot V^a + 1450,$$

до 34,5 V^{a, %} — клареновый тип угля,

34,5—36,7 V^{a, %} — дюренено-клареновый и кларено-дюреновый типы угля,

36,7—40,00 V^{a, %} — гумито-сапропелиты и сапропелито-гумиты.

Q_b , ккал/кг

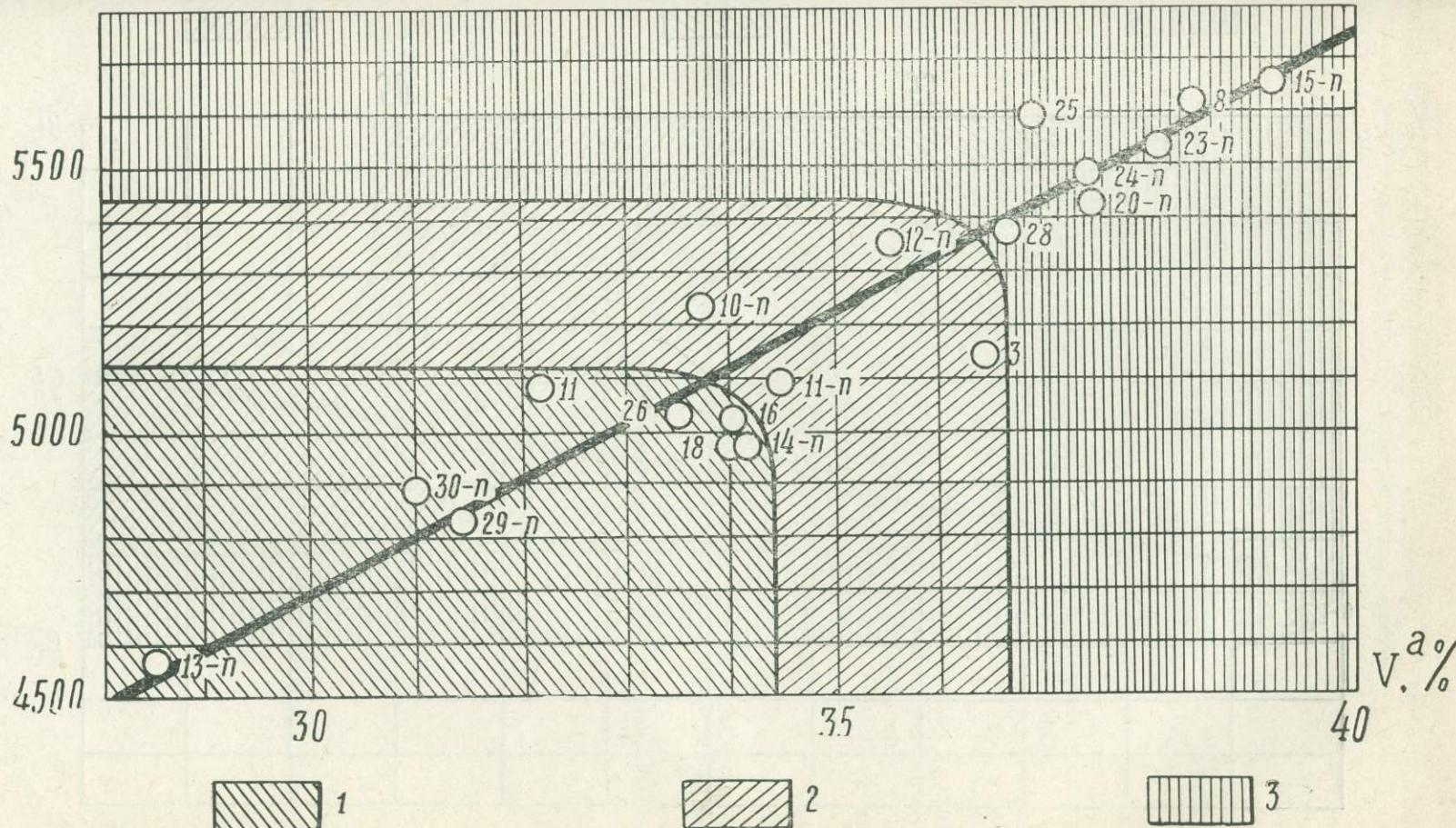


Рис. 1. Зависимость теплотворной способности и выхода летучих от петрографического состава углей. Условные обозначения: 1 — клареновый тип углей; 2 — кларено-дюреновый и дюрено-клареновый типы углей; 3 — сапропелито-гумитовый тип углей

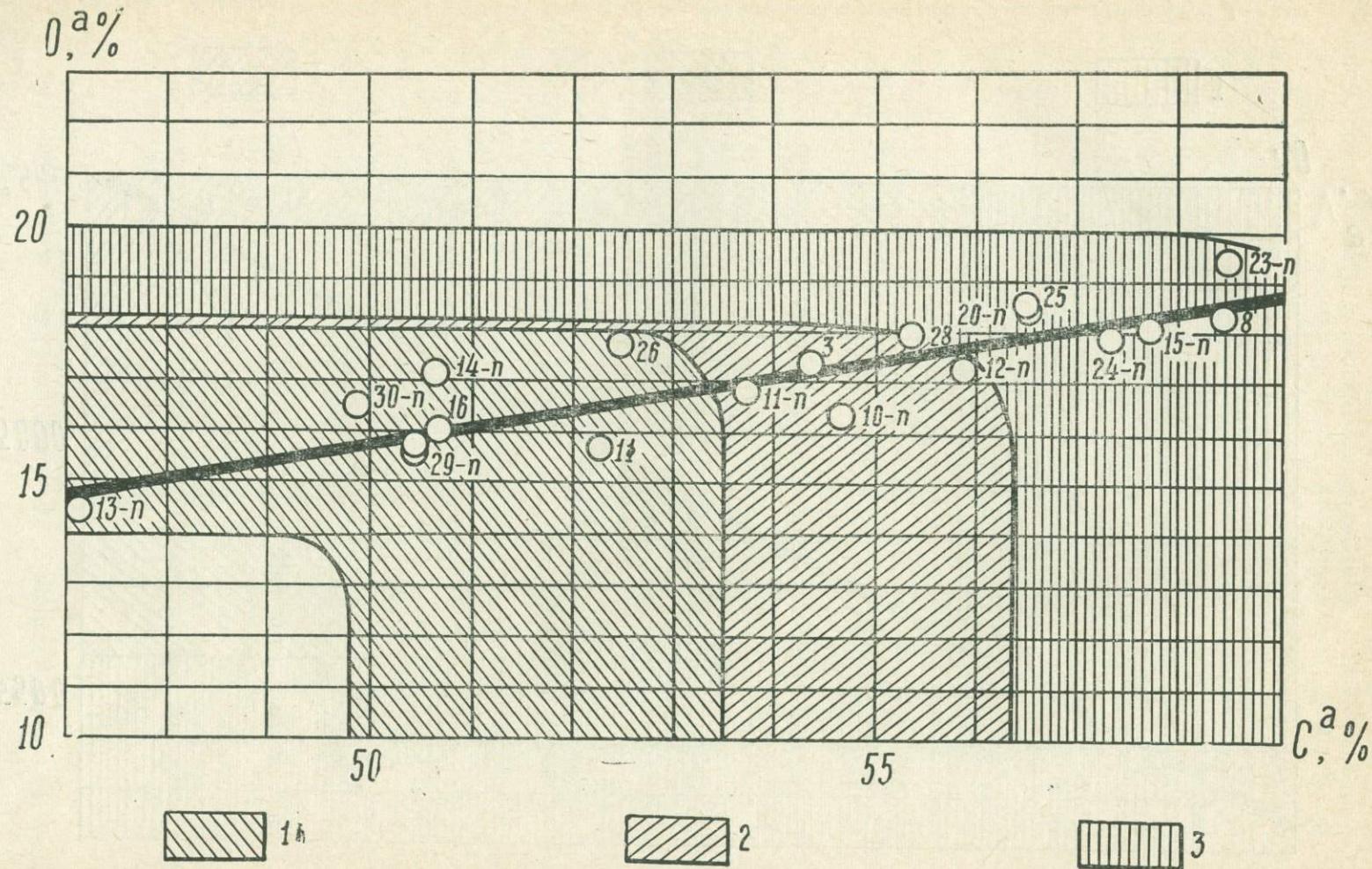


Рис. 2. Элементарный состав углей в зависимости от их петрографического состава. Условные обозначения те же

Из уравнения при известном Q_b^a и V^a можно получить сведения о петрографическом (безусловно, приближенном) составе углей Бородинского пласта.

Как показали результаты сопоставления, аналогичной зависимостью от петрографического состава обладает и элементарный состав бородинских углей, что наглядно отражено на графике зависимости содержания углерода и кислорода в углях от их петрографического состава. Как видно из графика, наибольшее содержание углерода и кислорода в бородинских углях соответствует сапропелито-гумитовым углям, затем идут клаreno-дюреновые и дюрено-клареновые типы углей, а за ними угли кларенового типа.

В заключение необходимо отметить, что аналогия при сопоставлении совершенно различных по характеру и методике трех видов анализа — элементарного, технического и петрографического — позволяет надеяться на достаточно надежную взаимосвязанность их результатов. Это открывает возможность использования результатов технического и элементарного анализов для построения углепетрографических карт и, наоборот, использования петрографических исследований для прогнозирования (количественного) технологических свойств бородинских (а возможно, и не только бородинских) углей, так как изучение петрографического состава углей Абанского, Назаровского и Березовского месторождений этого же бассейна показало большое сходство с петрографическим составом углей Ирша-Бородинского месторождения.

ЛИТЕРАТУРА

1. В. Л. Коунон. Петрографическая характеристика Бородинского пласта Ирша-Бородинского месторождения Канско-Ачинского буроугольного бассейна. Изв. ТПИ, т. 127, вып. 1. Изд-во ТГУ, 1964.
2. И. К. Лебедев, Н. В. Трикашный, А. А. Торлопов. О некоторых свойствах золы углей Ирша-Бородинского и Назаровского месторождений Канско-Ачинского бассейна. Теплоэнергетика, № 11, 1964.

ИЗВЕСТИЯ
ТОМСКОГО ОРДЕНА ОКТЯБРЬСКОЙ РЕВОЛЮЦИИ
И ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ПОЛИТЕХНИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА имени С. М. КИРОВА

Том 177

1971

КАРАКАНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ В КУЗБАССЕ—
НОВАЯ БАЗА ДЛЯ ОТКРЫТОЙ РАЗРАБОТКИ УГЛЕЙ

А. А. КУРБАТОВА, К. Д. ЖДАНОВА, В. Е. ЕВТУШЕНКО,
А. Г. НОСКОВА

(Представлена профессором А. Г. Сивовым)

На левобережье р. Ини в районе д. Каракан в 1964—1965 гг. Кузбасской геологической экспедицией треста «Кузбассуглекимгеология» установлено развитие ранее неизвестной брахисинклинальной складки, сложенной высокопродуктивными отложениями ерунаковской свиты (P_2). Эта брахискладка (7×20 км) и приуроченное к ней месторождение энергетических углей названы Караканскими.

В центральной части месторождения вскрыты отложения юрского возраста, в основании которых на II Караканской разведочной линии в СВ крыле синклинали установлена пачка пестроцветных пород и древних горельников, образовавшихся при доюрском выгорании пласта Караканского 2.

Максимальная вскрытая мощность юрских отложений — 180 м; плохо сортированные песчаники, алевролиты, аргиллиты и сложнопостроенные пласты и линзы бурого угля. В отличие от подстилающих пород палеозоя окраска юрских отложений, как правило, имеет зеленоватый оттенок и породы отличаются более слабой цементацией терригенного материала.

Полимиктовые песчаники юрской толщи характеризуются значительным содержанием кварцево-кремнистых обломков (до 26%), обломков эфузивных пород (12—14%), многие из которых хлоритизированы, а также обломков слюдистого и кварцево-слюдистого состава (до 20%); цемент их хлоритово-глинистый.

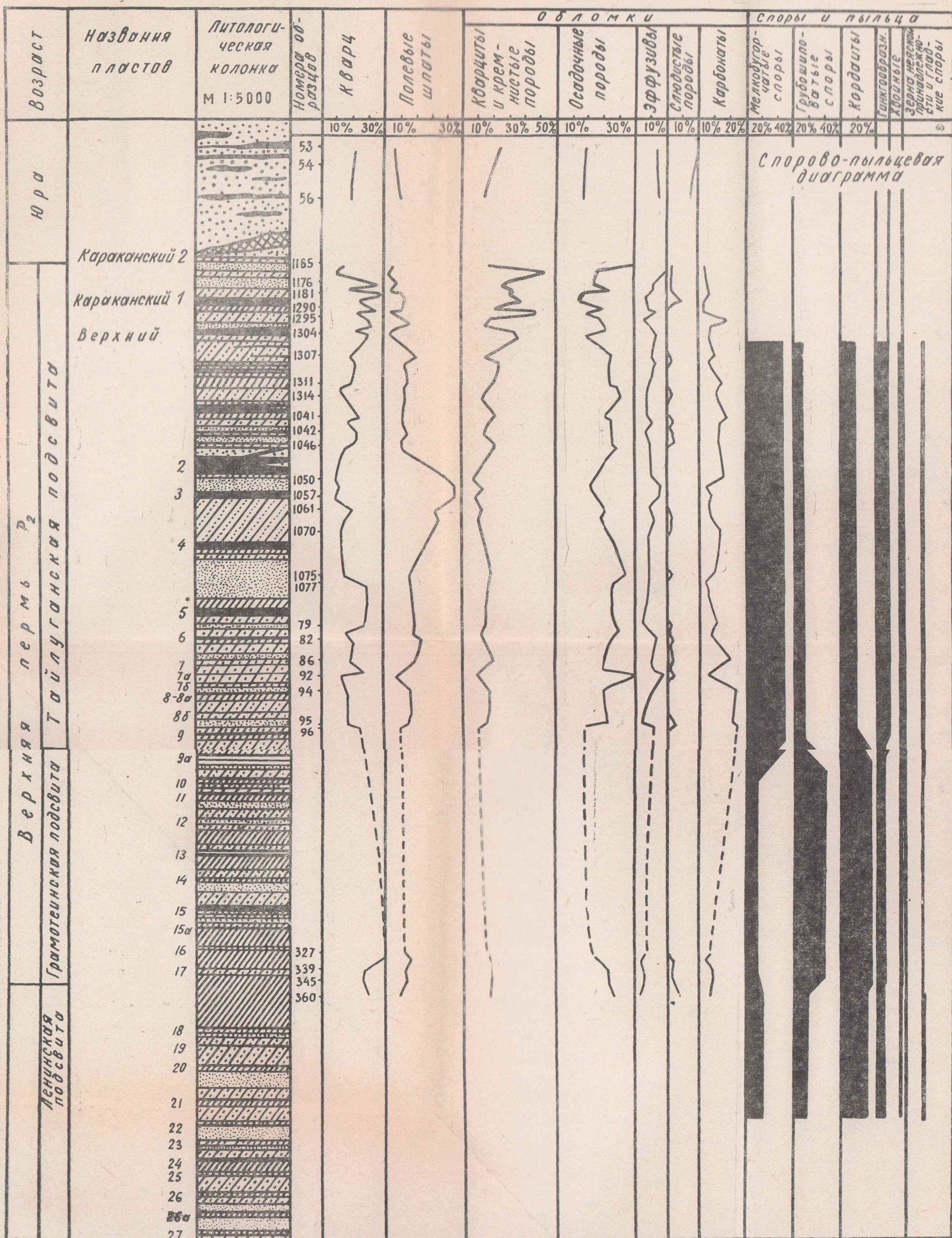
Пестроцветные породы, представляющие доюрскую кору выветривания каолинового типа, сохранились в виде небольшой линзы у подножья горелых пород. Макроскопически кора выветривания проявляется в осветлении пород и появлении пестрых оттенков за счет сильного обогащения отдельных участков закисным и окисным железом.

Кора выветривания имеет зональное распространение, которое проявляется в уменьшении снизу вверх роли гидрослюд и в возрастании содержания в средней части монтмориллонита, а в верхней — каолинита. Такая зональность, обогащение окислами железа, а также присутствие нонtronита (минерала, образующегося при выветривании пород, богатых железом и магнием) свидетельствует об образовании ее *in situ*.

Продуктивные отложения ерунаковской свиты на Караканском месторождении (мощность 1583 м) кратко охарактеризованы ниже в табл. 1.

Петрографический состав месторождения изучался по образцам песчаников, что отражено графически на рис. 1.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ ТЕРРИГЕННОЙ ЧАСТИ
ПЕСЧАНИКОВ КАРАКАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ



Условные обозначения:

Угольные пласты

Алевролиты

Песчаники

Юрские песчаники

Аргиллиты

Кора выветривания

Рис. 1. Петрографический состав терригенной части песчаников Караканского месторождения.

Таблица 1

Подсвиты свита	Мощность в м	Литологический состав								Количество пластов угля	
		Песчаники		Алевролиты и аргиллиты		Угли		Рабочие пласты		Всего	Рабочая мощность
		M	%	M	%	M	%	M	%		
Тайлуганская	721	473	65,6	142	19,7	106,17	14,7	104,4	14,4	14	13
Грамотеинская	448	229,5	51,2	182,3	40,7	36,53	8,1	34,0	7,6	12	11
Ленинская	414	225,5	54,5	161,7	39,0	26,32	6,3	24,35	6,0	12	10
Всего . . .	1583	928	58,6	486	30,7	169	10,7	162,75	10,3	38	34

В разрезе продуктивных отложений значительно преобладают полимиктовые песчаники преимущественно мелкозернистые, реже средне- и крупнозернистые, серого и светло-серого цвета. Изучение петрографического состава этих песчаников позволяет отчетливо выделить несколько горизонтов, отличающихся друг от друга характерным составом их — последние могут служить корреляционными горизонтами. Снизу вверх по разрезу выделяются три горизонта — песчаники первого (от пласта 9 до пл. 7) сильно обогащены обломками органогенного известняка (до 22%). По этому признаку они довольно уверенно сопоставляются с песчаниками, залегающими в интервале между пластами Тонким и Несложным южного замыкания Ленинской синклинали одноименного месторождения.

Песчаники второго горизонта (от пласта 4 до 2) характеризуются очень высоким (до 45%) содержанием водянопрозрачных зерен плагиоклаза — олигоклаз-андезина с четким зональным строением и без продуктов разрушения, очень низким содержанием кварца (8—10%) и обломков осадочных пород (до 20%).

Песчаники третьего горизонта (от пласта 1 до пл. Караканского 2) отличаются очень высоким содержанием кварца (30—38%) и обломков кремнистых пород (30—50%).

Стратиграфически ерунаковская свита подразделяется на три подсвиты (снизу вверх): ленинскую, грамотеинскую и тайтуганскую. Границы между подсвитами по характеру угленосности на месторождении проводятся по почве угольных пластов: по пл. 27 граница ленинской подсвity с подстилающей ильинской свитой, по пл. 17 — между ленинской и грамотеинской подсвิตами и по пл. 8—8^a — между грамотеинской и тайтуганской.

Спорово-пыльцевой анализ продуктивной толщи несколько уточняет границы между подсвิตами.

Тайтуганский облик спор и пыльцы в Кузнецкой котловине является типично верхнепермским [1], в нем преобладают папоротникообразные растения из группы *Triletes Reinsch*, среди которых отмечается полное отсутствие оторочковых форм (*Zonotriletes*) и преобладание безоторочковых (*Azonotriletes*). Из голосеменных в нем очень широко представлена пыльца кордайтов (*Zonaletes*), меньше гinkгообразных (*Azonaletes*) и еще меньше — двухмешковой пыльцы хвойных (*Platysaccus*) среди которых довольно редко встречаются ребристые формы.

Для Караканского месторождения (II р. л.) спорово-пыльцевой комплекс этого облика характерен от пластов Верхнего и Нового до пл. 9 включительно (рис. 1).

Мелкобугорчатые папоротникообразные: *Azonotriletes acutus f. microdentata* Andr., *A. adspersus* Andr., *A. globulus* Andr. и др. — в комплексе составляют до 45% от общего количества подсчитанных форм. Обязательно присутствуют грубошиповатые (около 10%) — это *Azonotriletes papillarius* Andr., *A. exacutus*, *A. armipotens*, *A. abruptus* Andr. и др. Из пыльцы обязательны гinkгообразные (20%) типа *Azonaletes involutus* Andr., *A. caperatus* var. *Labrosus* Andr., кордайты (14,8%) — *Zonaletes rotatus* Lub., *Zonaletes rugulifer* Lub., *Z. papiriformis* Andr., хвойных мало (5%) типа *Platysaccus pumilus* Dr.

Вышеприведенный спорово-пыльцевой комплекс очень близок верхней части разреза (с пл. 1 по 8) Уропского месторождения [1].

Средняя часть разреза Караканского месторождения охватывает угленосные пласты от 10 по 17: в этой части разреза резко преобладают шиповато-бугорчатые формы папоротников — 40%, из них много грубошиповатых форм *Azonotriletes singulus* Dr., *A. horridus* Dr., *A. monstruosus* Dr., *A. armipotens*, *A. acinaciformis* и др., бугорчатые формы *A. acutus* Andr. и т. д. Много здесь пыльцы кордайтов — 48%, гinkгооб-

разных — 10%, хвойных — 2%. Приведенный комплекс характеризует грамотеинский облик спор и пыльцы, следовательно, интервал разреза от 9 пласта по 17 следует относить к грамотеинской подсвите.

Нижняя часть разреза (от пласта 17 и ниже) представлена довольно большим количеством шиповато-буторчатых форм (30,1%), среди которых много мелкобуторчатых (до 20%) типа *Azonotriletes acutus f. microtuberculata* Andr., много острошиповатых форм, довольно много пыльцы кордаитов (40%), значительное количественное уменьшение пыльцы гинкгообразных (4,5%) и пыльцы хвойных (1,2%). Этот облик спор и пыльцы характеризует ленинскую подсвиту.

Фаунистическая характеристика разреза основана на неравномерном распределении фауны пелеципод и филлопод, изучение которых позволяет также наметить границы между подсвитами. В самых верхах разреза отмечается мало фауны, она имеет тайлаганский облик: почти полностью отсутствуют антраконавты (если и есть, то мелких размеров), преобладают концинеллы, абиеллы редки: эти пелециподы в сочетании с филлоподами (скв. 2098, пл. Караканский 5 по пласт 8?) отвечают абиелло-филлоподовому горизонту Папина Ю. С. и соответствуют пл. 82—84 берегового разреза ерунаковской свиты.

Для грамотеинской подсвиты характерны два фаунистических горизонта с несколько различной характеристикой, разделенных интервалом пластов 8^б—10. Единичные отпечатки терсиелл встречаются в ленинской подсвите совместно с типичными микродонтеллами группы «*subovata*» нормальных размеров; вверх по разрезу количество терсиелл увеличивается, размеры микродонтелл уменьшаются и уже во второй половине грамотеинской подсвиты (верхний фаунистический горизонт) микродонтеллы почти полностью замещаются терсиеллами. Выше грамотеинской подсвите терсиеллы не встречаются. По фауне пелеципод граница между ленинской и грамотеинской подсвิตами проводится по пласту 15—16. Фауна в интервале пластов 16—20 характеризует ленинскую подсвitu: процветающая фауна антраконавт и микродонтелл с подчиненным значением пелеципод других родов.

Таким образом, продуктивная толща Караканского месторождения в Кузбассе, по палеонтологическим данным, отчетливо разделяется на три части, соответствующие основным региональным подразделениям: верхнюю тайлаганскую (P_2^{11}) от Караканских пластов до пл. 8—9, среднюю грамотеинскую (P_2^{gr}) от пластов 8—9 до пластов 16—17 и нижнюю ленинскую (P_2^{ln}) от пласта 16—17 до 27.

Выводы

1. Верхняя часть продуктивной толщи на Караканском месторождении содержит горелые породы и небольшие линзы доюрской коры выветривания, образованной *in situ*.

2. На общем фоне полимиктового состава обломочных пород отчетливо выделяются горизонты с характерным для них петрографическим составом песчаников; такие горизонты могут быть корреляционными.

3. По палеонтологическим данным, разрез Караканского месторождения делится на три части, соответствующие основным региональным подразделениям: тайлаганскую подсвitu от Караканского 2 до пластов 8—9, грамотеинскую — до пластов 16—17 и ленинскую — от пластов 16—17 и ниже.

ЛИТЕРАТУРА

1. О. А. Бетехтина, К. Д. Жданова, А. А. Курбатова, А. Ф. Селаколис. Литолого-палеонтологическая характеристика разреза Уропского месторождения Кузбасса. АН СССР, СО, вып. 2, 1962.

2. Л. Л. Дрягина. Пермские спорово-пыльцевые комплексы. Биостратиграфия палеозоя Саяно-Алтайской области, т. III, вып. 21, тр. СНИИГГиМС, 1962.

ИЗВЕСТИЯ
ТОМСКОГО ОРДЕНА ОКТЯБРЬСКОЙ РЕВОЛЮЦИИ
И ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ПОЛИТЕХНИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА имени С. М. КИРОВА

Том 177

1971

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИИ И ПЕТРОГРАФИИ ЛЕБЕДСКОГО
ПЛУТОНА (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

В. И. ЯРЫГИН

(Представлена научным семинаром кафедры петрографии)

Интузивные массивы стыка Горной Шории и Горного Алтая издавна и неоднократно привлекали исследователей в связи с золотоносностью района.

Первое изучение пород Лебедского plutона мы находим в работе А. М. Кузьмина [8] по геологии верхней части бассейна р. Лебедь. В этой работе значительное внимание уделено описанию главных разновидностей интузивных и вмещающих пород, обоснованию возраста plutона, который А. М. Кузьмин считал кембрисилурским. Позднее, в 1936 г., по долинам р. Лебедь и Каурчак провел маршрутные наблюдения А. П. Лебедев [10] с целью изучения магматизма района. Еще позднее, в 1939 году, в районе работали В. А. Кузнецов и Г. П. Нагорский. Недавно В. А. Кузнецов и др. [6] объединили все гранитоидные массивы в Лебедской габбро-плагиогранитный комплекс и обосновали его место в схеме полициклического развития магматизма Горного Алтая. В 1950—1958 годах в районе распространения Лебедского plutона проводили геологическую съемку различных масштабов геологи ЗСГУ Е. С. Шинкарев, В. И. Фоминский, В. М. Сенников и В. П. Студеникин. Все они отмечают сложный состав Лебедского plutона, формирование которого происходило в среднем и верхнем кембрии. В 1964 году была опубликована работа Н. Н. Амшинского и др. [1] по акцессориям Горного Алтая, где много места уделено геохимическим особенностям пород Лебедского plutона.

Лебедской plutон на современном эрозионном срезе картируется в виде 3 самостоятельных массивов. Садринский (Лебедской по Амшинскому) массив обнажается в бассейнах рр. Байгола, Тогуны, Базлы и соответственно нижнего и среднего течения рр. Садры и Лебеди. Лебедской массив расположен восточнее Садринского, в пределах верхних течений рр. Садры и Лебеди. Каждый массив занимает площадь 280—250 км². На севере в районе р. Б. Магалак обнаруживается самый малый (20 км²) изометричный Магалакский массив. Массивы разделены узкими полосами вмещающих пород, поэтому вполне вероятно, что, соединяясь на глубине, они образуют огромное батолитообразное тело. Автор данной статьи провел изучение петрографии plutона (особенно детально Лебедской массив) в самое последнее время. Результатам этого исследования статья и посвящена.

Общая протяженность Лебедского plutона равняется 70 км, ширина колеблется от 3 до 20 км, что составляет в среднем 500 км² площади.

Размещается он в южной части Кондомо-Лебедской мобильной зоны, являющейся переходной полосой между юго-западным погружением Шорского антиклиниория и северо-восточным крылом Уймено-Лебедского синклиниория. Кондомо-Лебедская мобильная зона выполнена преимущественно эфузивными и эфузивно-осадочными отложениями кембрия (рис. 1). В низах разреза наблюдаются отложения манжерокской Ст₁ (кондомской)* свиты, представленные роговообманковыми и антофиллитовыми амфиболитами, диабазами и их туфами, кварцитами. В виде небольших участков в междуречье Байгола и Садры вскрываются углисто-глинистые сланцы, песчаники и гравелиты каянчинской Ст₁ (усинской) свиты. На севере Кондомо-Лебедской зоны развиты диабазы, пироксеновые порфириты и зеленые туффиты нижнекаимской Ст₂ (коупринской) свиты. На ней трангрессивно лежат базальные конгломераты, туфопесчаники, хлоритовые и амфиболовые сланцы верхнекаимской Ст₂ (мундыбашской) свиты. В Кыргызанском грабене залегают доломитовые известняки, алевролиты и песчаники совершенно условно верхнекембрийского возраста. На эфузивно-осадочных отложениях кембрия лежат терригенные образования девона, обнаженные в Андобинском грабене.

Сочленение Кондомо-Лебедской зоны с Шорским антиклиниорием и Уймено-Лебедским синклиниорием происходит по серии региональных нарушений. На востоке она отделяется двумя субмеридиональными Кондомо-Лебедским и Северо-Абаканским нарушениями с крутым падением. Они протягиваются от Садринского озера на юге до р. Лебедь, затем соответственно с северо-запада и юго-востока огибают Шорский антиклиниорий. Породы между этими нарушениями интенсивно рассланцованны и превращены в амфиболиты. По-видимому, эта полоса пород является южным продолжением Ташелгино-Кондомской зоны смятия. К западу от Кондомо-Лебедского нарушения проходит Садринская зона катараклаза, протягивающаяся от р. Байгол до вершины р. Б. Магалака. Она представляет мощную полосу дробленых пород с серией локальных подвижек небольшой амплитуды. На севере зона перерастает в нарушение сбросового характера, обусловливая прямолинейный контакт Магалакского массива. В районе Садринского озера в пределах ее образуются типичные ортогнейсы. Интрузивные породы, заключенные между Садринским и Кондомо-Лебедским нарушениями, интенсивно катализированы и разgneйсованы. Сочленяется Кондомо-Лебедская мобильная зона с Уймено-Лебедским синклиниорием посредством Кайнинско-Коупринского разлома. Лебедской pluton структурно вписан в пределы Кондомо-Лебедской мобильной зоны. В плане он представляет собой линейно-вытянутое в меридиональном направлении тело батолитового типа. Восточный контакт имеет сравнительно прямолинейную форму независимо от форм рельефа ввиду его крутого падения. Северные границы характеризуются широкими ореолами контактово-метасоматических образований, причиной которых, вероятно, является пологое падение контакта в этом месте. На западе pluton круто ($70-80^\circ$) перекрывается отложениями нижнего ордовика. Возрастные границы Лебедского plutona устанавливаются в узких пределах — от среднего кембрия до нижнего ордовика. Нижняя граница определяется прорывом гранитами отложений среднего кембрия на северном и восточном контактах, верхняя — на основании трангрессивного перекрывания Садринского массива отложениями нижнего ордовика в районе пос. Суранаш и р. Базлы. Учитывая надежность перечисленных наблюдений, комиссия по определению

*.) В скобках даны названия свит по стратиграфической схеме Горной Шории.

абсолютного возраста относит Лебедской plutон к массивам, датированным достаточно точно биостратиграфическим методом [2].

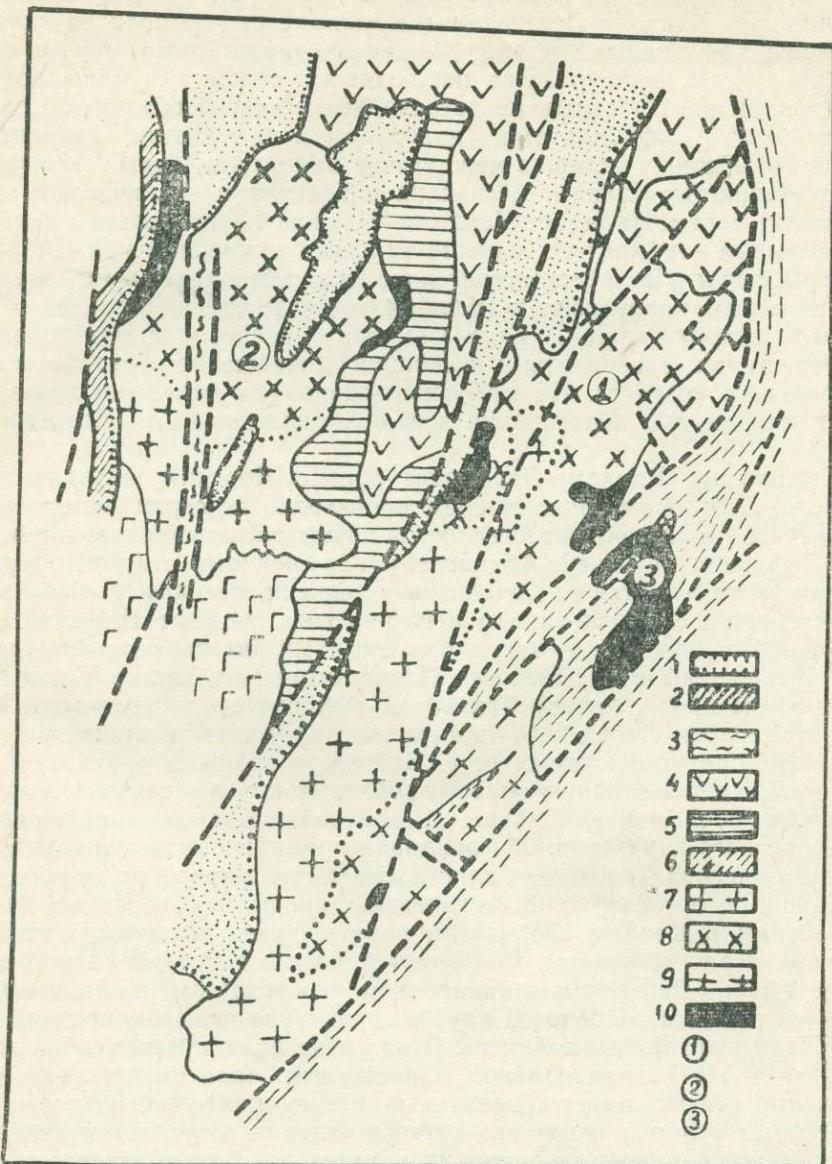


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Лебедского plutона: 1—красноцветные песчаники, алевролиты, D; 2—зелено-серые пестроцветные полимиктовые песчаники, сланцы, O₁₋₂; 3—известняки, пестроцветные алевролиты, песчаники, Cm₂; 4—пироксеновые, плагиоклазовые порфиры, туфы, брекчии, Cm₂; 5—песчаники, сланцы, гравелиты, Cm₁; 6—диабазы, амфиболиты, Cm₁; 7—плагиограниты, трондемиты Cm₂₋₃; 8—кварцевые монzonиты, гранодиориты, тоналиты, Cm₂₋₃; 9—разgneйсованные плагиограниты Cm₂₋₃; 10—пироксениты, габбро, диориты и кварцевые диориты Cm₁₋₂. Массивы: (1)—Лебедской, (2)—Садринский, (3)—Атальский

В строении Лебедского plutона принимают участие различные породы, среди которых выделяются две обособленных группы. Породы основного состава образуют ряд самостоятельных тел в устье и истоке

р. Яман-Садры, в нижнем течении р. Садры, в районе пос. Суранаш, а также встречаются в виде ксенолитовых останцев в среднем течении р. Садры и верховьях р. Байгол. Они образуют удлиненные, реже изометричные в плане слабо рассланцованые тела, которые локализуются в краевых и экзоконтактовых частях массивов. Ко второй группе относятся различные по составу гранитоиды.

В сложении габброидных тел принимает участие довольно широкая гамма пород, главными из которых являются пироксениты, габбро, роговообманковое габбро, габбро-диориты. Остальные разновидности (горнблендиты, монцониты, габбро-нориты) имеют резко подчиненное значение. Все разновидности связаны между собой постепенными переходами и классифицируются по количественно-минералогическим соотношениям породообразующих минералов (табл. 1), микроскопическим особенностям структуры.

Таблица 1

Количественно-минералогический состав габброидов Лебедского plutона (в об. %)

Минералы Породы	Плагио- клас	Поле- вой шпат	Кварц	Известные минералы, в т. ч. вторичные	Аксессор- ные мине- ралы, в т. ч. рудные	Ко- лич. под- сче- тов
Пироксениты (диал- лагиты косявты)	0,0—8,0 4,0	—	—	90,0—96,4 93,2	2,0—3,6 2,8	2
Горнблендиты	9,0—12,0 10,1	—	—	87,5—90,0 88,7	0,5—1,0 0,7	2
Среднезернистое габбро	55,0—62,0 58,5	—	—	30,0—42,0 37,8	2,0—8,0 3,8	5
Габбро-норит	68,5	—	—	15,5	1,0	1
Мелкозернистое ро- говообманковое габ- бро	40,0	—	—	59,5	0,5	1
Габбро-диорит	54,5—70,0 60,0	0,0—5,0 1,2	0,0—5,0 2,5	29,0—40,0 34,8	1,0—3,0 1,7	4
Диорит	50,0—80,4 66,4	0,0—5,0 2,7	0,0—5,0 2,2	15,2—40,2 26,2	0,4—3,0 1,3	4
Монцонит	58,4	15,0	—	25,6	1,0	1

Пироксениты (диаллагиты, косявты). Эти породы в виде пятен и линз встречены в центральной части тел р. Яман-Садры и пос. Суранаш. Внешне — черные породы с зеленоватым оттенком. Под микроскопом видно, что они состоят из субдиоморфных зерен пироксена призматического и таблитчатого габитуса. Узкие интерстиции выполняются ксеноморфным плагиоклазом. Моноклинный пироксен образует гомоосевые срастания с зеленой роговой обманкой. Иногда замещение идет по спайности и отдельности и образует линзовидные включения. Спайность по призме (110) видна отчетливо, но иногда затушевывается грубой диаллаговой отдельностью по (100). По оптическим свойствам — $N_g = 1,705 \pm 0,003$; $N_p = 1,688 \pm 0,003$; $2V = +48^\circ$; $CNg = 48^\circ$ — он отвечает авгиту ($Wo = 40$, $En = 48$, $Fs = 12$) [3, 5, 12]. Оливин косявтов ($N_g = 1,730 \pm 0,005$; $N_p = 1,694 \pm 0,003$; $2V = -80^\circ$; $Fa = 30\%$; $Fo = 70\%$) встречается только в реликтах внутри петелек дженкинсита ($Nm = 1,572 \pm 0,002$) [12]. Амфибол ($Nm = 1,670 \pm 0,002$), плеохроизм

Ng — грязно-зеленый, Nr — светло-зеленый, $\text{CNg} = 18^\circ$, $2V = -74^\circ$) отвечает обыкновенной роговой обманке с 40% содержанием железистой молекулы [11]. Роговая обманка замещается пистацитом ($2V = +75^\circ$; $\text{Ng} - \text{Nr} = 0,032$). Плагиоклаз замещен эпидотом, цоизитом, скаполитом и пирофиллитом. Рудный минерал приурочивается к реакционным зонам замещения пироксен — роговая обманка и образует агрегат мелкой сырости. Сфен наблюдается в больших количествах (до 1%) в виде интерстициональных зерен.

Внутри габброидных тел на участках напряженных деформаций габбро и пироксениты нацело амфиболитизируются, преобразуясь в гигантозернистые горнблендиты. Они встречены в виде полос и шлирообразных тел в устье р. Яман-Садры и у пос. Суранаш. Макроскопически — это плотные нередко гигантокристаллические породы черного цвета. Под микроскопом структура их характеризуется исключительным идиоморфизмом роговой обманки над соссюритизированным плагиоклазом. Роговая обманка представляет собой псевдоморфозу по автиту и по оптическим свойствам идентична роговой обманке вышеописанных пироксенитов. Из акцессорных присутствует сфен, апатит и магнетит.

Породы типичных габброидов составляют 80—90% от всей массы габброидных тел и представлены нормальными габбро, габроноритами и роговообманковыми габбро. Краевые фации представлены мелкозернистыми разновидностями, а центральные — среднезернистыми. Все разновидности связаны между собой постепенными переходами. Близость вещественного состава и генетическое родство этой группы пород позволяет нам дать сводное описание для них. Макроскопически окраска их имеет серовато-черный цвет, строение равномернозернистое массивное. Иногда наблюдаются шлиры — скопления мелких зерен цветных минералов. Микроструктура пород габбровая и призматически-зернистая. Первичная структура нередко осложняется коррозионными явлениями замещения и катахластическими деформациями первичных минералов. Плагиоклаз характеризуется резким идиоморфизмом и высокой степенью деанортитизации. В некоторых образцах наблюдаются свежие зерна лабрадорового состава № 50—65. Пироксены нередко (подобно пироксенитам) замещаются вторичными минералами. Авгит ($\text{Ng} = 1,703 \pm 0,002$, $\text{Nr} = 1,683 \pm 0,002$, $2V = +55^\circ$, $\text{CNg} = 40^\circ$, $\text{Wo} = 41\%$, $\text{En} = 48\%$, $\text{Fs} = 11\%$) [3] замещается гомоосевой компактной псевдоморфозой роговой обманки ($\text{Ng} = 1,672 - 77 \pm 0,002$, $\text{Nr} = 1,659 - 63 \pm 0,002$, $2V = -66 - 70^\circ$, $\text{CNg} = 16 - 18^\circ$, 40—45% железистой молекулы) [11]. По гиперстену ($\text{Ng} = 1,710 \pm 0,002$, $\text{Nr} = 1,697 \pm 0,002$, $2V = -50^\circ$) габбро-норита образуются полные псевдоморфозы бастита ($\text{Nm} = 1,584 \pm 0,002$, $\text{Ng} - \text{Nr} = 0,004$). Вновь образованные лапчатые зерна роговой обманки группируются в непрерывные цепочки агрегаты. Нередко она содержит пойкилитовые вrostки плагиоклаза, проникающие на $1/4$ толщины зерна. Компактная роговая обманка замещается бахромчатыми зернами актинолита. В некоторых габбро встречаются «теневые» реликты оливина. Вторичные минералы представлены цоизитом, эпидотом, хлоритом и пренитом ($\text{Nr} = 1,629 \pm 0,002$, $2V = +64^\circ$, $\text{CPr} = 0$). Аксессорные представлены сфеном, лейкоксеном, магнетитом (до 8%) и короткостолбчатым апатитом.

В непосредственном контакте с гранитоидами габброидные породы преобразуются в гибридные монцониты, габбро-диориты и диориты. Преобразование выражается в резорбционном развитии решетчатого микроклина ($2V = -80^\circ$, $\angle \text{Nm} : \perp (001) = 10^\circ$), деанортитизации и раскислении плагиоклаза до An_{20-28} в диорите и An_{40} в габбро-диорите. Роговая обманка по периферии кристаллов «подщелачивается».

Кварц ведет себя агрессивно, корродируя плагиоклаз и роговую обманку. Биотит постепенно замещает амфибол и образует лапчатые зерна. Активолит ($Ng = 1,639 \pm 0,003$, $Np = 1,623 \pm 0,003$, $CNg = 15^\circ$, 15% железистой молекулы [11]) и лапчатый чешуйчатый мусковит ($Ng = 1,590 \pm 0,002$, $Np = 1,557 \pm 0,002$, 2–3% ферримусковитой молекулы [12]) являются автометасоматическими минералами замещения компактной роговой обманки и плагиоклаза. Сфен лейкоксенизируется. Апатит имеет свежий облик.

Гранитоиды, по своему площадному распространению во много раз превосходящие ранние габброиды, являются однофазными образованиями и связаны между собой постепенными переходами. Определение разновидностей гранитоидов производилось на основании систематики Б. М. Куплетского [9], существенно дополненной В. Е. Гендлером [4]. В южной части plutона были выделены плагиограниты, трондемиты, тоналиты, которые предыдущие исследователи (Е. С. Шинкарев, В. И. Фоминский) описывали под названием «гранит». На севере plutона сложен гранодиоритами и кварцевыми монцонитами. Кварцевые диориты и граниты являются редкими типами пород. Количественно-минералогический состав данных пород приведен на табл. 2.

Таблица 2
Количественно-минералогический состав гранитоидов (объем %)

Минералы Породы	Плагио- клас	Полевой шпат	Кварц	Цветные минералы, в т. ч. вторичные	Аксес- сорные минера- лы, в т. ч. рудные	Коли- че- ство под- сче- тов
Плагиогранит	45,0–69,0	0,0–0,5	27,0–54,5	0,5–0,9	сл.–0,5	6
	55,8	0,1	40,3	4,0	0,1	
Трондемит	50,8–67,7	2,8–8,5	20,0–41,3	2,1–18,1	0,0–1,3	10
	58,5	6,0	27,3	7,6	0,43	
Тоналит	54,2–65,6	0,0–1,3	13,8–35,2	3,1–19,0	сл.–1,3	6
	60,5	0,2	27,8	11,3	0,8	
Гранодиорит	35,6–48,1	12,0–28,0	20,2–38,8	6,6–21,0	0,5–3,1	7
	40,8	20,5	25,8	11,5	1,6	
Кварцевый мон- ционит	45,0–55,0	15,0–42,1	11,1–19,0	4,0–13,3	сл.–3,4	7
	50,0	23,1	16,4	10,8	1,4	
Кварцевый диорит	51,4–63,6	7,5–14,7	7,2–14,8	4,9–33,3	0,6–2,0	3
	59,0	10,1	10,0	19,4	1,5	
Гранит	34,6–36,0	37,3–39,2	23,0–24,8	1,2–3,1	сл.–0,2	2
	35,0	38,1	23,9	2,1	0,1	

Плагиограниты распространены на юге plutона и в штоках, прорывающих габбро-перидотиты гг. Б. и М. Аталаик. По внешнему облику это лейкократовые крупнозернистые породы. Большая часть их имеет ясно выраженные признаки разгнейсовки. Под микроскопом короткостолбчатые кристаллы плагиоклаза обнаруживают элементы катаклаза и пликативных дислокаций с образованием волнистых двойниковых полосок. Строение кристаллов многозональное (до 20 и более зон). Основность ядра достигает An_{37-40} , а ободков — An_{7-10} . Зональность ритмичная. Краевые ободки имеют почти незаметную для

глаза нормальную зональность. На границе с микроклином в плагиокла-зах развиваются миремекиты. Кварц представлен двумя генерациями, различающимися по размеру зерен и времени выделения. Роговая обманка ($Ng = 1,667 \pm 0,003$, $Np = 1,644 \pm 0,002$, $2V = -75^\circ$, $CNg = 15^\circ$, 35% железистости [11]) образует лапчатые короткопризматические зерна, по которым нередко развивается биотит. Биотит агрессивно за-мещен Mg-прохлоритом ($Nm = 1,601 \pm 0,002$, $Ng = 1,606 \pm 0,002$, $2V = 10^\circ$ [12]) и веретенообразными зернами пистоцита ($2V = -66 - 68^\circ$, $Nm = 1,740 \pm 0,005$, $Ng = 1,754 \pm 0,005$). В эпизодических случаях присутствует решетчатый максимальный микроклин ($2V = -80 - 85^\circ$). Аксессорные очень редки и представлены магнетитом, апатитом, цирко-ном, рутилом (сагенитом).

Западную часть Лебедского массива занимает более щелочная разновидность плагиогранитов, которая отвечает трондьемиту [9]. Отличительной особенностью его по сравнению с плагиогранитом является повышенное содержание микроклина, темноцветных минералов (в 2 раза) и слабая степень разгнейсовки. Кроме этого, плагиоклаз обнаруживает две генерации, которые визуально фиксируются очень отчетливо. Плагиоклаз поздней (2-й) генерации образует мелкозернистый агрегат в интерстициях крупных кристаллов первой генерации. Калиевый поле-вой шпат отвечает максимальному микроклину ($Ng = 1,527 \pm 0,002$, $Np = 1,520 \pm 0,002$, $\angle \perp (010) : Ng = 12,5^\circ$, $2V = -72 - 79^\circ$ по 11 под-счетам и диаграмме Монича). Биотит ($Np = 1,588 \pm 0,002$, $Nm = 1,634 \pm 0,002$, $Ng = 1,637 \pm 0,003$ — мероксен-лепидомелан с 43% железисто-сти [11]) образует лапчатые чешуйки. Из аксессорных появляется ортит.

В тесной ассоциации с плагиогранитами и трондьемитами находят-ся тоналиты, которые характеризуются большим содержанием тем-ноцветных минералов, повышенной основностью плагиоклаза (№ 50) и наличием реликтовых зерен авгита и гиперстена внутри «подщело-ченной» роговой обманки. Кварц образует крупные мозаичные зерна, агрессивно резорбирующие плагиоклаз и роговую обманку.

Северная часть plutона сложена гранодиоритами, кварцевыми монцонитами, кварцевыми диоритами и гранитами, которые различаются по количественным соотношениям главных породообразующих минералов и частично по структурным особенностям (табл. 2). Гранодиориты и кварцевые монцониты характеризуются высоким содержанием крипторешетчатого микроклина ($2V = -82^\circ$, $\angle Nm : \perp (001) = 1 - 2^\circ$, $Np = 1,517 \pm 0,001$, $Ng = 1,527 \pm 0,001$) и монцонитовой структурой. Кристаллы плагиоклаза обнаруживают ритмичное многозональное строение ($An_{35-27-7}$). Они агрессивно резорбируются микроклином, причем иногда до полной ассимиляции. Призна-ками последней являются многочисленные «теневые» реликтовые структуры. Роговая обманка (Ng — темно-сине-зеленый, Np — желтовато-зеле-ний, $CNg = 13^\circ$, $2V = -80^\circ$, $Np = 1,649 \pm 0,002$, $Nm = 1,663 \pm 0,002$, $Ng = 1,672 \pm 0,002$, 39% железистости [11]) образует лапчатые кристаллы, разрастающиеся по интерстициям других минералов. Биотит, пенин, мусковит — вторичные минералы. Аксессорные представлены главным образом сферулитами, апатитом, магнетитом, реже цирконом. Кварцевые диориты являются гибридными породами и встречаются на эндоконтакте гранитоидов с основными породами. Внешне — это среднезернистые по-роды такситового облика. Микроструктура характеризуется бластозным ростом роговой обманки ($Np = 1,649 \pm 0,002$, $CNg = 16^\circ$, $2V = -78^\circ$) и кварца. Плагиоклаз полностью дианортитизируется. Граниты очень редки и отличаются от гранодиоритов повышенным содержанием микроклина и альбитовой молекулы в составе плагиоклаза (An_{20-15}). В Сад-ринском массиве, в районе пос. Суранаш, встречены щелочные гра-

н и т ы. Минералогический состав их следующий: плагиоклаз ($An_7 - An_{42}$), кварц — 23%, решетчатый микроклин — 15%, цветные минералы (эгирин-авгит: $Np = 1,726 \pm 0,003$, $Ng = 1,741 \pm 0,005$, $CNg = 10^\circ$, $2V = +72^\circ$; эккеманит (арфведсонит): $Nm = 1,635 \pm 0,002$, $Ng = 1,632 \pm 0,002$, $CNg = 36^\circ$, $2V = -70^\circ$), акцессории (сфен, апатит) — 1,5%.

Дайковый комплекс Лебедского plutона очень беден. По степени генетического родства выделяется 2 группы даек. К первой группе относятся плагиоаплиты, аplitы, микрограниты и микропегматиты. Они обладают линейными жилообразными формами. Мощность их меняется от метров в раздувах до нескольких сантиметров в пережимах. Контакты их резкие. Плагиоаплиты и аplitы располагаются в экзоконтакте, а микрограниты и микропегматиты тяготеют к краевым частям массивов. Дайки второго этапа преобладают над дайками первой группы и характеризуются некоторым разнообразием. По отношению к дайкам первого этапа они являются молодыми, так как в районе Майского месторождения наблюдается пересечение дайкой плагиоклазовых порфириотов жилы аплитов. Дайки этой группы располагаются неравномерно, преобладая в северной части plutона. Они имеют выдержанное субмеридиональное простирание, резкие, крутые с зонами закалки контакты. В составе даек преобладают кварцевые диабазы, микрогаббро, спессартиты, одиниты, реже встречаются диабазы и пироксен-плагиоклазовые порфириты. Кварц в дайках обнаруживается в виде ихтиоглиптовых вrostков в основной массе. Плагиоклаз фенокристов отвечает лабрадору № 54, а микролитов — андезит-лабрадору № 42. Авгит ($CNg = 44^\circ$, $2V = +68^\circ$, $Ng = 1,695 \pm 0,002$) и роговая обманка ($CNg = 20^\circ$, $2V = -82^\circ$, $Ng = 1,654 \pm 0,003$) кристаллизуется в интерстициях плагиоклаза, кроме микрогаббро и пород лампрофировой серии (одинит, спессартит), где они идиоморфны. Первичная контактовая роговая обманка в лампрофирах замещается бахромчатыми каймами «подщелоченной» сине-зеленой роговой обманки ($Np = 1,651 \pm 0,002$).

Контактовый метаморфизм интенсивно проявился на контакте с гранодиоритами и кварцевыми монцонитами северной части plutона. Эффузивные образования в экзоконтактовых зонах превращены в плагиоклаз-пироксеновые и плагиоклаз-амфиболовые роговики. В междуречье Лебеди и Каурчака вдоль восточной границы субмеридионального языка Лебедского массива находится мощная полоса (200—300 м) пироксен-гранат-магнетитовых и близкого состава скарнов, образованных за счет зажатых в эффузивах линз известняков. Пироксен их относится к салиту ($CNg = 40-42^\circ$, $2V = +56^\circ$, $Ng = 1,713 \pm 0,003$, $Nm = 1,693 \pm 0,002$), а гранат ($n = 1,824 \pm 0,004$) — к изоморфной смеси гроссуляра (37%) и андезита (63%). Зоны пестрых «сливных» пироксен-гранатовых скарнов располагаются в районе кл. Бурный и р. Албас. Последние скарны являются продуктом замещения эффузивов.

Итак, исходя из геологии и петрографии Лебедского plutона, можно определить формационный тип plutона. Для этого необходимо дать краткую характеристику взаимоотношениям гранитоидов с телами габбро.

Основные породы значительно предшествовали гранитоидам, так как между ними и апофизами плагиогранитов существуют секущие контакты, несмотря на общий постепенный характер переходов, обусловленный энергичным kontaktовым гибридизмом. В настоящее время тела габброидов представляют собой ряд ксенолитовых останцов среди плагиогранитов. Первичные минералы их сильно деанортитизированы процессами катаклаза и магматического замещения. Несмотря на интенсивное

замещение, все же обнаруживается слабо стратифицированное строение тел и наблюдается аналогия в составе (верлиты, косьвиты и диаллагиты) с габбро-перидотитами гг. Б. и М. Атальк. Из сказанного можно сделать вывод, что эти габброидные тела являются, вероятно, самостоятельными интрузиями и, судя по составу и особенностям строения, принадлежат к габбро-пироксенит-дунитовому комплексу гг. Б. и М. Атальк.

Что касается гранитоидных массивов plutона, то по характеру структурного положения и состава они относятся к плагиогранитному комплексу эпиэвгеосинклинального типа, по классификации Ю. А. Кузнецова [7]. На это указывает форма их залегания в виде сложных трещинных тел и сравнительно однообразный и постоянный вещественный состав с кремнисто-натровой специализацией. Породы среднего состава (диориты, кварцевые диориты и габбро-диориты), судя по особенностям их структуры, текстуры и состава, отвечают гибридным образованиям, а свита дайковых пород бедна и представлена в основном ахистовыми породами. Эти два последних факта являются также неотъемлемыми свойствами плагиогранитных комплексов.

Таким образом, в Лебедском plutоне наблюдается развитие двух близких между собой формационных типов: габбро-пироксенит-дунитового в лице ранних габброидов и плагиогранитного. Однако между габброидами и гранитоидами plutона намечается комплекс сходных свойств: пространственная и структурная сопряженность, близость возраста и некоторая преемственность в составе (высокое содержание анортитовой молекулы в плагиоклазе гранитоидов, сквозное поведение кварца, близость железистости цветных минералов и т. д.), которые дают основание относить их к группе родственных формаций, а именно, к группе габбро-плагиогранитных формаций. Генезис таких групп Ю. А. Кузнецова объясняет с позиций гипотезы вертикальной миграции магматических очагов из базальтового слоя в осадочно-метаморфическую оболочку [7].

В Саяно-Алтайской складчатой области подобные сочетания магматических образований, на наш взгляд, проявились в Майнском (Западный Саян), Саракокшинском (Горный Алтай) и Таннуольском (Тыва) plutонах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Н. Н. Амшинский и др. Аксессории гранитоидов Алтая и методика их изучения. Изд-во «Недра», 1964.
2. Бюллетень комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. Вып. IV, Изд-во АН СССР, 1961.
3. М. М. Веселовская. Химико-минералогическое исследование в области пироксенов диопсид-авгитового ряда. Тр. ГИН, вып. 86, сер. петр. (№ 39), 1950.
4. В. Е. Гендлер. О классификации гранитоидов. Сов. геология, сб. 51, 1956.
5. У. А. Дир и др. Породообразующие минералы. Изд-во «Мир», 1965.
6. В. А. Кузнецов и др. Магматические комплексы и формации Горного Алтая. Тезисы докл. на III Всес. петр. сов. в г. Иркутске, Изд-во СО АН СССР, 1963.
7. Ю. А. Кузнецов. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», 1964.
8. А. М. Кузьмин. Краткий отчет о геологических исследованиях в верхней части бассейна р. Лебеди, правого притока р. Бии. Изв. Сиб. отд. геол. ком., том III, вып. 4, 1924.
9. Б. М. Куплетский. Количественно-минералогический состав гранитоидов. Сб. Вопросы петрографии и минералогии, т. I, Изд-во АН СССР, 1953.
10. А. П. Лебедев. Геолого-петрографическое исследование в Прикатунском районе (Северный Алтай). Мат. по петр. и геохимии Кузнецкого Алатау и Алтая. Изд-во АН СССР, 1937.
11. В. С. Соболев. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотита роговых обманок и ромбических пироксенов. Мин. сб. Львовского геол. об-ва при университете, № 4, 1950.
12. В. Е. Трёгер. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. Госгеолтехиздат, 1958.

ИЗВЕСТИЯ
ТОМСКОГО ОРДЕНА ОКТЯБРЬСКОЙ РЕВОЛЮЦИИ
И ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ПОЛИТЕХНИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА имени С. М. КИРОВА

Том 177

1971

К СТРАТИГРАФИИ ДРЕВНИХ ТОЛЩ РАЙОНА ВЕРХНЕГО
ТЕЧЕНИЯ р. СУХОЙ ЕРБЫ (БАТЕНЕВСКИЙ КРЯЖ)

И. И. КОПТЕВ, В. Е. НОМОКОНОВ, А. К. СЕМАШКО, В. А. ШИПИЦЫН

(Представлена научным семинаром кафедр общей геологии, палеонтологии и геологии нефти и газа)

Проведение детальных геологосъемочных работ в районе ст. Сон — рудник Юлия летом 1965 г. дало возможность получить новые геологические и палеонтологические материалы, позволяющие уточнить и дополнить существовавшие представления о стратиграфии этого участка.

Следует отметить, что палеонтологические остатки с этой площади до наших работ были известны лишь в одной точке (археоциаты), но сборов и определений их не производилось. В связи с этим стратиграфия этого участка представлялась весьма схематично, структурные и возрастные соотношения толщ не были изучены. Различными авторами здесь показывались различные толщи, характеристика вещественного состава и палеонтологического содержания которых давались на основании сопоставления с соседними участками. Лишь В. Д. Томашпольская [5] выделяла на этой площади две самостоятельные новые толщи (сонскую и литвинскую свиты кембрия), возраст которых устанавливается ею условно.

Изучение впервые собранных нами в нескольких пунктах остатков трилобитов, водорослей и археоциат и установление при детальном картировании взаимоотношений выделенных здесь толщ позволило не только уточнить стратиграфию этого участка, но и выявить некоторые общие для Батеневского кряжа особенности стратиграфии древних толщ.

В частности, полученные материалы позволяют говорить о наличии ряда крупных перерывов и несогласий в разрезе верхнего докембрия — кембрия, о необходимости выделения некоторых толщ в ранг самостоятельных свит и о несоответствии принятой в декабре 1965 г. в Красноярском геологическом управлении рабочей стратиграфической легенды для восточного склона Кузнецкого Алатау фактически наблюдающемуся разрезу.

Стратиграфия описываемого района, по нашим данным, представляется в следующем виде (разрез по левому борту долины лога Поперечного).

1. Наиболее древними породами являются черные и темно-серые массивные и плитчатые мраморизованные известняки, отнесенные нами условно к средней части мартьюхинской свиты. Характерной особенностью этой толщи является наличие в ее составе пачек и вытянутых линзовидных тел черных и темно-бурых, часто брекчиевидных силицилитов, отчетливо подчеркивающих внутреннюю структуру толщи. Под микроскопом кремнистые породы во многих случаях содержат спикиулы гу-

бок и сферические образования, напоминающие радиолярии, что свидетельствует о их первично-осадочном происхождении. Местами кремнистые породы фосфатоносны. Кроме того, среди преобладающих в составе толщи известняков встречаются единичные не выдержаные по простиранию пласти и пачки желтоватых пористых и белых искристых доломитов. В известняках на нескольких уровнях найдены онколиты *Osagia aff. tenuilamellata* Reitl. (по В. А. Шипицыну). Неполная мощность толщи составляет 1200 м.

В. Д. Томашпольской [5] эта толща выделялась в самостоятельную литвинскую свиту нижнекембрийского возраста, контактирующую с окружающими породами по дизъюнктивным нарушениям. Нами возраст толщи определяется как позднедокембрийский по степени метаморфизма и по структурным взаимоотношениям с окружающими породами (рис. 1).

2. Выше с конгломератом в основании и азимутальным несогласием залегает пестрая по составу толща, отнесенная нами условно к верхней части мартюхинской свиты. Эта толща обнажается в обоих крыльях синклинали, простирающейся в юго-западном направлении от оз. Заводского, и хорошо вскрывается на водораздельных хребтиках между логами Луковым, Поперечным и Малым Кардонным. В строении толщи принимают участие светлые доломиты, серые и светло-серые известняки, конгломераты, алевролиты и песчаники. В разрезе по левому борту лога Поперечного толща начинается с пачки конгломератов мощностью 30 м. Эти же конгломераты, но с более крупными обломками обнажаются на водоразделе логов Поперечного и Лукова, где их мощность составляет 70—100 м. В северо-восточном направлении конгломераты по простиранию переходят в песчаники и алевролиты. Галька представлена хорошо окатанными обломками подстилающих мраморов и силицилитов. На рис. 1 отчетливо видно, что подошва конгломератов, имеющая СВ простирание со значительным азимутальным несогласием, перекрывает субширотно простирающиеся слои нижележащей толщи.

Выше конгломератов в левом борту долины лога Поперечного залегает пачка темно-серых массивных и толсто-плитчатых доломитов мощностью 120—150 м. По простиранию к СВ и ЮЗ окраска доломитов становится светлее. В северном крыле синклинали доломиты этой пачки имеют светло-серый с голубоватым оттенком цвет. Встречаются плохой сохранности неопределенные остатки водорослей.

Вышележащая — третья — пачка мощностью 700—1000 м в южном крыле синклинали сложена переслаивающимися известковыми гравелитами, песчаниками, алевролитами и доломитистыми известняками, а в северном крыле — светлыми доломитистыми известняками, содержащими незначительное число прослоев песчано-глинистых пород. В известняках северного крыла найдены (определения С. С. Гудымовича) *Epiphyton decumanum* Gud., *E. tanaense* Gud., *E. complex* Gud., известные из унгутской свиты района р. Маны в Восточном Саяне [1].

Еще выше в этом же разрезе (южное крыло) залегает пачка в 15 м черных глинистых известняков, и заканчивается разрез вышележащей — пятой — пачкой светлых массивных известняков мощностью более 80 м. В последних по логу Поперечному встречены плохой сохранности неопределенные остатки водорослей, а по простиранию к СВ в обоих крыльях синклинали в них обнаружены обильные остатки микрофлоры: *Botominella aff. lineata* Reitl., *B. densata* Schip., *B. lineata* Reitl. и ряд новых видов (определения В. А. Шипицына).

Перечисленные выше органические остатки позволяют рассматривать возраст описываемой толщи как переходный от докембрия к нижнему кембрию, а ее несогласное залегание на подстилающей толще

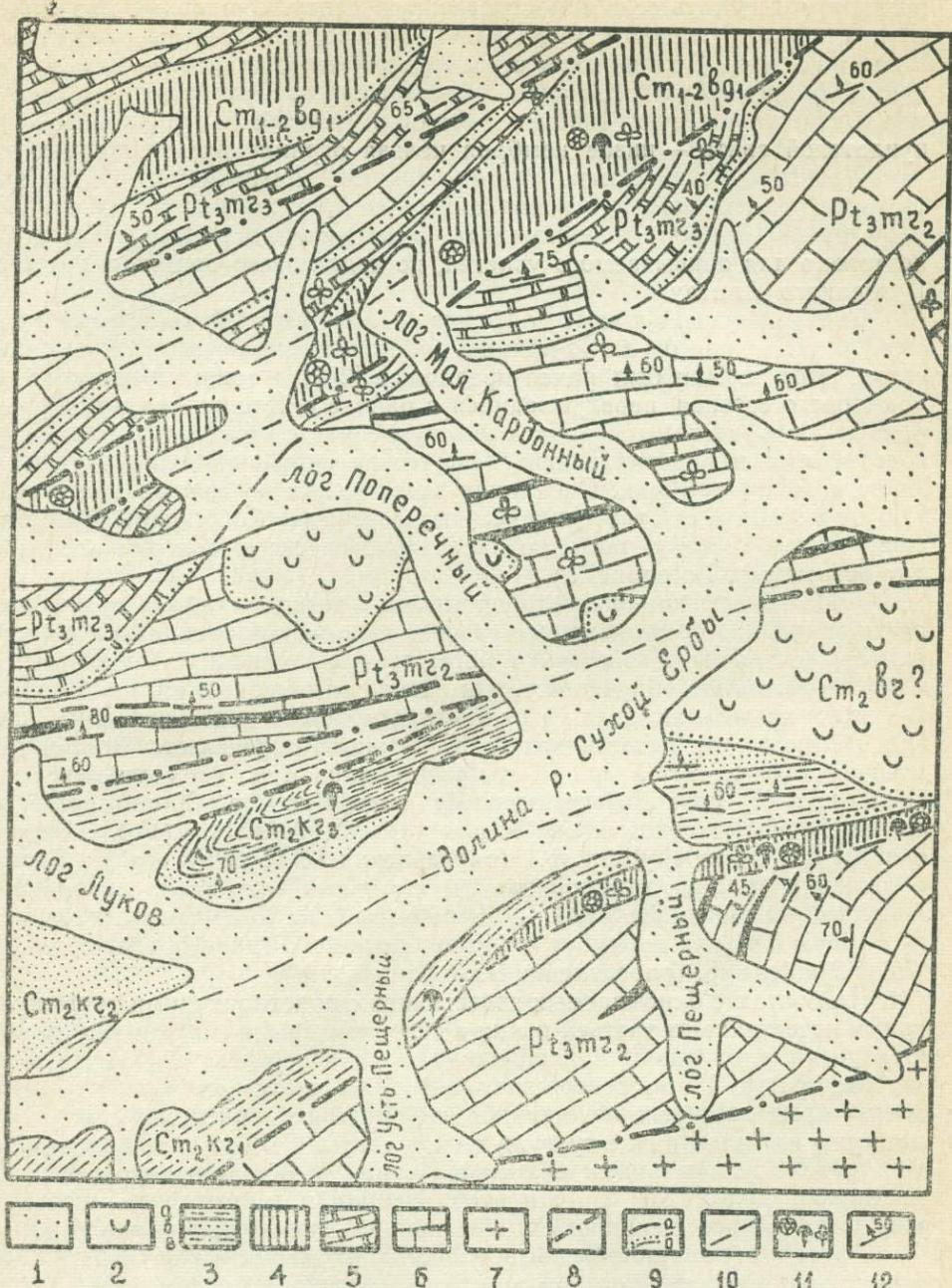


Рис. 1. Схематическая геологическая карта верхнего течения р. Сухой Ербы: 1—современные аллювиально-пролювиальные отложения; 2—берикульская(?) свита среднего кембрия—эффузивы и туфы среднего и щелочного состава; 3—карасурская свита среднего кембрия: а—нижняя подсвита—песчаники, алевролиты, прослон серых известняков, б—средняя подсвита—алевролиты, глинистые известняки, прослон песчаников, в—верхняя подсвита—серые слоистые «псевдоолитовые» известняки; 4—богоюльская свита нижнего-среднего кембрия—светлые массивные известняки; 5—6—мартоюхинская свита верхнего докембра; 5—верхняя подсвита—конгломераты, доломиты, известняки, песчаники, сланцы, 6—средняя подсвита—темно-серые, мраморизованные известняки с пачками и линзами кремнистых пород (силицилиты, лидиты); 7—гранитоиды Уйбатского plutона; 8—дизьюнктивы; 9—стратиграфические контакты: а—согласные, б—несогласные; 10—границы неустановленного характера и скрытые под наносами; 11—точки сбора органических остатков—археоцрат, трилобитов, водорослей; 12—элементы залегания слоистости

позволяет выделять ее в самостоятельную свиту. Описанные две толщи нами отнесены условно к мартюхинской свите, поскольку в рабочей легенде КГУ нет места на этом стратиграфическом диапазоне для других свит. Однако изложенные факты свидетельствуют о том, что на интервале от кровли кульбюстюгской свиты верхнего докембра до подошвы усть-кундатской свиты — низов кембра нельзя ограничиваться выделением одной мартюхинской свиты. Внутри этой так называемой свиты есть крупные несогласия, на основании чего ее следует делить, по крайней мере, на две самостоятельные свиты. Этот вывод, вероятно, справедлив не только для описываемого участка, но и для всего восточного склона Кузнецкого Алатау.

Для выделенной в самостоятельную свиту верхней части мартюхинской свиты можно было принять наименование тунгужульская свита. Этот термин был ранее предложен [2] для толщи известково-доломитового состава, перекрывающей в районе г. Кошкулака и с. Ефремкино мощную доломитовую таржкульскую свиту с верхнедокембрейскими водорослями и подстилающей эфузивно-осадочную колоджульскую свиту нижнего кембра. Описанная здесь толща во многом аналогична тунгужульской в ее стратотипическом разрезе (г. Кошкулак) как по вещественному составу, так и по палеонтологическому содержанию (обилие остатков р. *Botomina*).

3. На известково-доломитовой толще в северном крыле и замковой части синклинали описываемого разреза залегают однообразные светлые массивные рифовые известняки богоюльской*) свиты с фауной археопиат и трилобитов обручевского комплекса (в широком его понимании). В южном крыле синклинали этот контакт осложнен дизъюнктивом. Среди трилобитов в этих известняках А. К. Семашко определены: *Bornia globosa* Tomasch., *Erbia* sp., *Ploerbia anomala* Rep., *Antagmopleura* sp., *Granularia* (?) sp., *Paleoogucocephalus angulatus* Rep., *Chondranomosarcus* sp., археопиаты представлены *Tegerocyathus edelsteini* (Vol.), *Tegerocyathus* sp., *Ethmophyllum* sp. (определения О. Г. Окуневой). В ряде обнажений толщи устанавливается устойчивый комплекс водорослей: *Epiphyton reniforme* Korde, E. cf. *fruticosum* Vol., *Renalcis granosus* Vol., R. cf. *levis* Vol., *Korدهphyton crinitum* (Korde), *Girvanella sibirica* Masl., *Vologdinelleae* sp. (определения В. А. Шипицына).

На контакте описываемых известняков с подстилающими тунгужульскими известняками третьей пачки в северном крыле синклинали по логу Поперечному отмечаются вишнево-красные известково-глинистые породы мощностью в 1 м. Северо-восточнее 2 км, в этом же крыле складки, толща археопиатовых известняков начинается с конгломератов, лежащих уже на пятой пачке тунгужульской свиты. Галька этих конгломератов состоит из окатанных обломков черных и белых водорослевых известняков, доломитов, силицилитов. Неполная вскрытая мощность их несколько метров, мощность вышележащих известняков — около 400 м.

Археопиатово-трилобитовые известняки богоюльской свиты обнажаются также на северных склонах г. Скалистой по обеим бортам долины лога Пещерного в виде неширокой полосы в несколько десятков метров. Характер контакта их с подстилающими известково-кремнистыми породами мартюхинской свиты не выявлен (задернован), однако можно отметить, что в близрасположенных (около 10 м) обнажениях обеих толщ не наблюдается каких-либо признаков дизъюнктивного контакта. Сам контакт имеет простирание, совпадающее с простиранием полосы известняков богоюльской свиты и подошвы песчано-сланцев вышележащей карасукской свиты. Слои же нижележащей мартю-

*) Это название в рабочей легенде КГУ принято вместо термина «сыйская». По нашему мнению, оба эти названия неудачны и их следует заменить термином «ефремкинская» [2].

хинской свиты имеют простирание, резко отличное от простирания контакта, что может свидетельствовать о значительном несогласии в подошве богоюльской свиты. На северных склонах г. Скалистой в известняках богоюльской свиты встречены трилобиты: *Erbia granulosa* Lerm., *Bonnia globosa* Tomaschp., *B. aff. dubia* Pokr., *Batenicoides (?) sp.*, *Pumilina* sp. nov., *Solontzella* sp. nov.; археоциаты и водоросли: *Epiphyton reniforme* Körde, *Renalcis granosus* Vol., *Kordehyton crinitum* (Körde), *Girvanella sibirica* Masl., *Vologdinelleae* sp.

Установленный здесь по геологическим и палеонтологическим данным перерыв в основании обручевского горизонта подтверждается также в соседнем районе в разрезе по логу Подтемному [3].

4. Известняками богоюльской свиты заканчивается вскрытая часть разреза вдоль левого борта лога Поперечного, однако по логу Пещерному эти известняки перекрываются песчано-карбонатно-глинистой толщей — карасукской свитой среднего кембрия. Последняя широкой полосой обнажается по обоим бортам долины р. Сухой Ербы и прослеживается к СВ до рудника Юлии. Вскрытие контакта богоюльской и карасукской свит горными выработками в правом борту долины лога Пещерного позволило установить, что светлые неслоистые рифовые археоциато-трилобитовые известняки резко сменяются четко слоистыми песчаниками, карбонатно-кремнистыми сланцами и черными марганцевоносными известняками. Юго-западнее, в правом борту лога Усть-Пещерного, базальные горизонты карасукской свиты налегают уже на черные мраморы мартюхинской свиты. Последнее обстоятельство позволяет считать налегание карасукской свиты на подстилающие отложения несогласным.

В составе карасукской свиты на данном участке можно выделить 4 части (снизу):

а) переслаивающиеся грязно-серые песчаники, алевролиты, карбонатно-кремнистые сланцы, черные марганцевоносные известняки — мощность пачки от 30 до 100 м. В прослое известняков в правом борту лога Усть-Пещерного встречены трилобиты: *Ogyctocephalina aff. reticulata* Lerm., *Peropopsis* sp., *Prochedinella* sp., *Pagetidae*. Примерно на этом же стратиграфическом уровне северо-восточнее 10 км, за пределами описываемого участка, в левом борту р. Сухой Ербы, у зверосовхоза, в прошлом году нами собраны трилобиты: *Ogyctocephalops frischenfeldi* Lerm., *Prochedinella erbiensis* Siv., *Olenoides* sp., *Chondranomocare* aff. *irbinica* Rep., *Antagmopleura* sp., *Pagetia* sp., *Erbia sibirica* (Schm.), *Erbia granulosa* Lerm., *Gaphuraspis gaphuri* Ivsch., *Pachyaspis* sp., *Cogupexochus* sp., *Bathynotus* sp. nov. и ряд других новых родов и видов (определения А. К. Семашко);

б) вторая пачка мощностью около 400 м сложена переслаивающимися серыми песчаниками и алевролитами;

в) третья пачка состоит из чередующихся пластов песчаников, алевролитов, серых глинистых известняков. Мощность ее около 250—400 м. В подошве и кровле этой пачки отмечаются постепенные переходы;

г) четвертая пачка сложена плитчатыми серыми обломочными («псевдоолитовыми») известняками, имеющими неполную мощность около 200 м. В этих известняках в левом борту р. Сухой Ербы выше устья лога Поперечного нами собраны трилобиты, среди которых определяются *Amgaspidella* aff. *elongata* N. Tchern. и *Olenoides (?) sp.*

Перечисленная выше фауна свидетельствует о несомненно среднекембрийском возрасте включающих ее преимущественно терригенных отложений, причем видовой состав фауны очень близок к таковому известняков г. Сладкие Кореня. Палеонтологически казалось бы, что это одновозрастные отложения, но литологически породы района г. Сладкие

Кореня и описываемого участка резко отличаются. Д. И. Мусатовым [4] выделяется 2 типа разрезов карасукской свиты — терригенный и карбонатный, однако достоверно фациальная изменчивость карасукской свиты никем не доказана. Наоборот, в настоящее время имеются факты, свидетельствующие о наличии и терригенной и карбонатной толщ нижней половины среднего кембрия в одном и том же районе. Так, в районе сел Ефремкино—Малая Сыя [2] обнажена толща белых массивных известняков с типичной среднекембрийской фауной (карасукская свита по В. М. Ярошевичу и Д. И. Мусатову). Здесь же вскрывается толща серых песчаников, алевролитов и глинистых известняков (безымянная свита), с перерывом залегающая на массивных светлых археоциатово-трилобитовых известняках с фауной обручевского комплекса. Обе указанные толщи являются среднекембрийскими, но о фациальных их взаимопереходах в этом районе говорить не приходится, поскольку они соприкасаются друг с другом и не имеют ничего общего по составу.

Терригенный состав карасукской свиты в описываемом районе выдерживается на значительных расстояниях к СВ и ЮЗ без заметных изменений, но в районе г. Сладкие Кореня (через 7 км) мы уже имеем дело с чисто карбонатными породами. Вряд ли и здесь можно говорить о фациальной изменчивости. Терригенная толща среднего кембрия обнажается также у улуса Толчая и в ряде других пунктов. По нашему мнению, в нижней половине среднего кембрия следует выделять две самостоятельные свиты — карасукскую (карбонатную) и безымянную (терригенную). Вопрос о их взаимоотношениях должен быть решен путем дополнительных наблюдений.

5. Самыми молодыми породами в описываемом районе являются эфузивы и их туфы среднего и щелочного состава, условно относимые нами к берикульской свите верхней половины среднего кембрия. Эта толща с резким несогласием полого залегает на различных сложнодислоцированных породах более древнего возраста.

Таким образом, изложенный фактический материал позволяет ставить вопрос о наличии в разрезе додевонских толщ района, по крайней мере, трех стратиграфических перерывов и о необходимости выделения дополнительно двух свит, не нашедших места в рабочей стратиграфической легенде для восточного склона Кузнецкого Алатау, принятой в г. Красноярске в декабре 1965 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. С. С. Гудымович. Об эпифитонах анастасинской и унгутской свит позднего докембрия (?) — нижнего кембрия СЗ части Вост. Саяна. Изв. ТПИ, том. 151, 1966.
2. Г. А. Иванкин и др. Новые данные по стратиграфии кембрия и докембрия восточного склона Кузнецкого Алатау. Мат. по геол. и пол. иск. Зап. Сибири. Изд-во ТГУ, 1964.
3. И. И. Коптев и др. К вопросу о возрасте толщи массивных археоциатовых известняков района дер. Катюшкиной. Изв. ТПИ, том 155, изд-во ТГУ, 1966.
4. Д. И. Мусатов. Кембрий Кузнецкого Алатау. Сб. Стратиграфия СССР, кембрийские системы. Изд-во «Недра», 1965.
5. В. Д. Томашпольская. Автореферат диссертации, 1964.

ИЗВЕСТИЯ
ТОМСКОГО ОРДЕНА ОКТЯБРЬСКОЙ РЕВОЛЮЦИИ
И ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ПОЛИТЕХНИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА имени С. М. КИРОВА

Том 177

1971

**СПИЛИТО-ДИАБАЗОВАЯ ФОРМАЦИЯ НИЖНЕГО КЕМБРИЯ
ТАЛОН-КАМЗАССКОГО РАЙОНА ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ**

Л. В. ПЕШЕХОНОВ

(Представлена профессором А. Г. Сивовым)

Наименее изученными вопросами геологии юго-западной части Кузнецкого Алатау являются вопросы стратиграфии и вещественного состава древних вулканогенных толщ, пользующихся значительным распространением в Талон-Камзасском районе.

Первые сведения об эфузивном магматизме района содержатся в работах А. М. Кузьмина [5, 6], считавшего все вулканогенные отложения района нижнепалеозойскими образованиями. В работах Г. В. Пинус [8], А. Л. Додина [2], И. Т. Журавлевой, Л. Н. Репиной, В. В. Хоментовского [3, 4], М. К. Винкман, А. Б. Гинцингер [1], А. А. Предтеченского, А. П. Щеглова [9] и др. можно найти лишь разрозненные и противоречивые сведения, которые с различной степенью детальности освещают стратиграфическое положение вулканогенных пород и их вещественный состав. Верхние подразделения формации, перекрываемые с размывом карбонатно-терригенными породами адиакской свиты, описанные впервые К. В. Радугиным [10], в свое время были объединены А. Г. Сивовым в пьянковскую свиту нижнего кембрия [11].

Не касаясь вопроса стратиграфии древних вулканогенных толщ района, сведения по которому содержатся в опубликованной работе автора [7], в данной статье дается структурно-тектонический анализ условий формирования и характеристика вещественного состава вулканогенных пород, относимых нами к спилито-диабазовой формации раннего кембрия.

Породы формации наряду с карбонатными отложениями позднего протерозоя и нижнего кембрия занимают большие площади в описываемой части Кузнецкого Алатау в районе поселков Талон, Камзас, Таймет.

На современной денудационной поверхности породы формации занимают возвышенные участки водораздельной площади рек Пызас, Кондома, Каурчак, Камзас. Чаще всего это разобщенные поля вулканогенных пород протяженностью 7—8 км при ширине 2—3 км. Наиболее обширную площадь эфузивные породы спилито-диабазовой формации занимают в верхнем течении рр. Арык, Камзас, где они слагают полосу меридионального простираия протяженностью до 15 км при ширине 8—9 км.

Анализ собранного нами фактического материала по эфузивным породам, а также работ предыдущих исследователей позволяет судить о том, что начальный этап развития салаирской геосинклиналии в нашем районе, как и во многих других частях Кузнецкого Алатау, сопровождался усиленной вулканической деятельностью, последовавшей за формиро-

ванием мощных карбонатных толщ позднего докембра. К этому времени проявления значительных дифференциальных движений приурочено формирование в подводных условиях покровов и потоков основных лав базальтового состава. Продукты вулканизма этого времени сохранились в виде ряда петрографических разновидностей альбитизированных порфиритов.

В наиболее полном своем выражении спилито-диабазовая формация представлена в бассейне рек Камзас и Арык, где она изучена нами наиболее детально. Из приведенных разрезов (рис. 1) видно, что в составе формации преобладают лавовые образования, среди которых выделяются следующие разновидности пород: спилиты, альбитизированные базальтовые и гиалобазальтовые порфиры, альбитизированные диабазы и диабазовые порфиры.

Спилиты — по внешнему виду однообразные, плотные, зеленовато-серой окраски породы с афировой и микропорфировой структурой. Микроскопически они представляют собой породы с расстеклованным мезостазисом, в который погружены мелкие удлиненные листы слабо измененного кислого плагиоклаза. Помимо кислого плагиоклаза (альбит № 3—5) в основной массе в незначительном количестве встречаются мелкие зернышки моноклинного пироксена. Мезостазис основной массы представлен железисто-хлоритовым или хлорит-эпидот-карбонатным агрегатом, чем и обуславливается зеленовато-бурая окраска. Наряду с вторичными продуктами расстеклования в основной массе часто наблюдается мелкая вкрапленность магнетита, ильменита игольчатой формы и землистые скопления лейкоксена. В основной массе часто наблюдаются мелкие миндалины, выполненные кварцем, хлоритом, кальцитом, эпидотом. В микропорфировых разностях спилитов на фоне вышеописанной основной массы наблюдаются исключительно удлиненные листы альбита № 3—6, длина которых достигает 1,0—1,5 мм при ширине всего в 0,05—0,08 мм. Как в микропорфировых выделениях, так и в основной массе альбит водянопрозрачный с небольшим количеством мелких чешуек хлорита и серицита. Афировые и микропорфировые разности спилитов имеют в большинстве случаев спилитовую, реже интерсертальную гиалопилитовую и пилотакситовую структуры.

Помимо вышеописанных мелких миндалинов в основной массе обычно мономинерального выполнения спилиты содержат макроминдалины (до 5 мм) концентрического строения, заполненные несколькими минералами. Чаще всего наблюдаются следующие ассоциации минералов в миндалинах: хлорит + кальцит, хлорит + кварц, хлорит + эпидот или клиноцизит, кварц + эпидот.

Из вышеприведенных разрезов спилито-диабазовой формации видно, что спилиты в составе формации играют незначительную роль. Они тесно связаны взаимопереходами с альбитизированными базальтовыми порфирами, отличаясь от последних вещественным составом и в некоторой степени структурными особенностями и приурочены к верхним частям разреза формации. Описанные особенности вещественного состава спилитов позволяют нам рассматривать их как альбитизированные плагиобазальты, формировавшиеся в подводных условиях. О подводных условиях формирования как спилитов, так и других типов пород формации свидетельствует подушечная или шаровая отдельность, межподушечное пространство которой выполнено прослоями и гнездами кремнистых сланцев и яшм.

Прежде чем приступить к характеристике остальных петрографических разновидностей лавовых образований, нужно отметить, что все они могут быть отнесены к группе различной степени альбитизированных

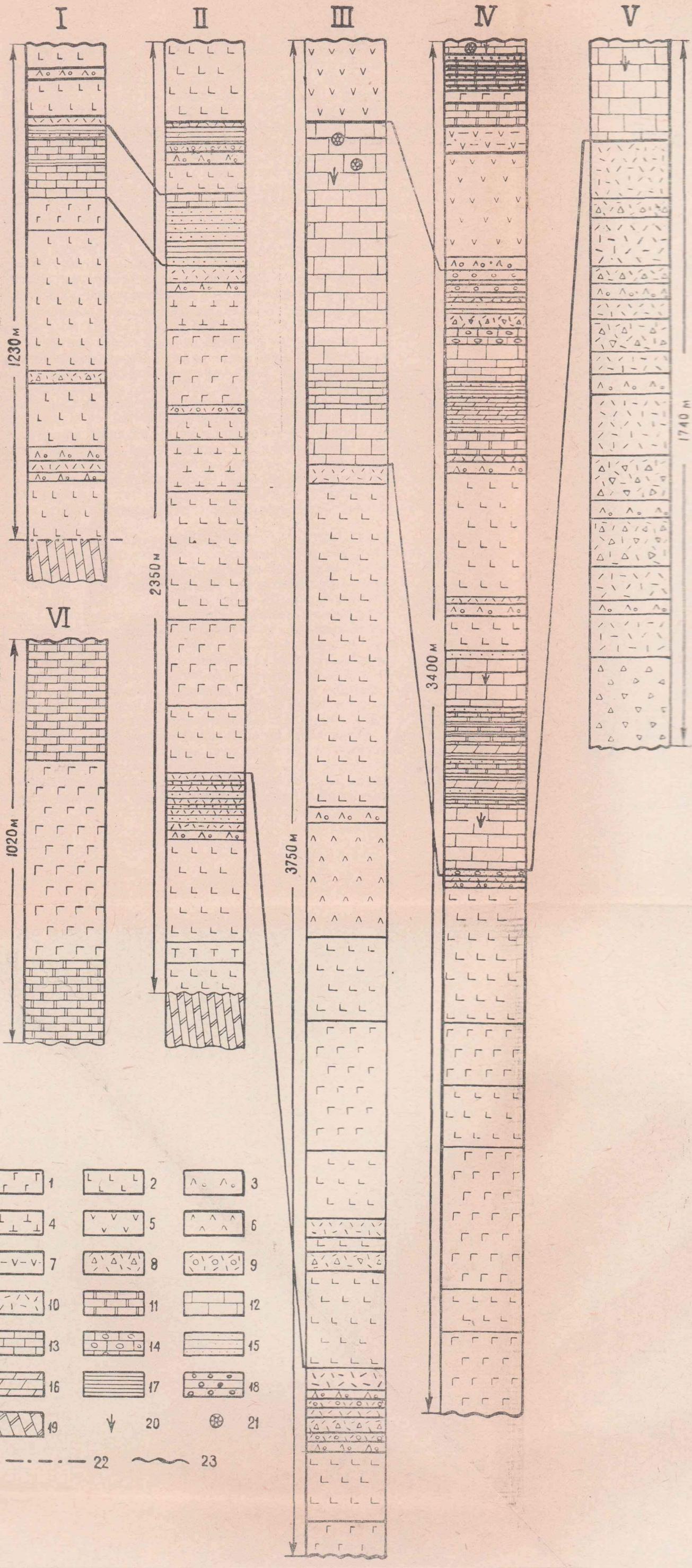


Рис. 1. Строение разрезов спилито-диабазовой формации Талон - Камзасского района: 1 — альбитизированные диабазы и диабазовые порфиры; 2 — альбитизированные базальтовые порфиры; 3 — альбитизированные гиалобазальтовые порфиры; 4 — диабазовые порфиры; 5 — альбитизированные палгибазальты; 6 — спилиты; 7 — спилиты с линзами и гнездами яшм в межподушечном пространстве; 8 — туфобрекции основного состава; 9 — лавобрекции основного состава; 10 — туфы; 11 — лидиты и яшмы; 12 — светло-серые рифовые известняки; 13 — черные плитчатые известняки; 14 — известняковые осадочные брекчии; 15 — песчаники, туфопесчаники; 16 — мергели; 17 — углисто-глинистые, песчано-глинистые сланцы; 18 — конгломераты; 19 — доломиты западно-сибирской свиты позднего докембрия; 20 — водоросли; 21 — археоциаты; 22 — дисъюнктивный контакт; 23 — граница перерывов. I — правый борт среднего течения рч. Арык; II — правый борт верхнего течения рч. Арык; III — бассейн рч. Коммуна; IV — бассейн рч. Камзас (севернее поселка Камзас), правый борт рч. Малый Хайрюза; V — водораздел рч. Коммуна и рч. Бол. Хайрюза; VI — левый борт верхнего течения рч. Кичик-Су

пород (табл. 1). В альбитизированных породах плагиоклаз характеризуется наличием реликтов декальцитизированного основного плагиоклаза.

Наиболее широко распространенные являются альбитизированные базальтовые порфиры. В результате интенсивной альбитизации часто встречаются разности базальтовых порфиритов, у которых плагиоклаз представлен альбитом без реликтов первичного плагиоклаза и с незначительным развитием по нему вторичных минералов.

Альбитизированные базальтовые порфиры являются преобладающими эффузивами в разрезах по рч. Арык, Камзас и Мал. Хайрюза. В отличие от спилитов порфировые выделения в базальтовых порфириях в количественном отношении приобретают более существенную роль. Значительные изменения в базальтовых порфириях наблюдаются и в количественном соотношении плагиоклаза и пироксена. Количество последнего увеличивается как в порфировых выделениях, так и в основной массе и достигает 25—40%. Реже встречаются разности базальтовых порфиритов, в которых пироксен преобладает над плагиоклазом. В связи с этим выделяются пироксен-плагиоклазовые и плагиоклаз-пироксеновые альбитизированные базальтовые порфиры.

Пироксен в порфировых выделениях состава $\text{Ca}_{40}\text{Mg}_{43}\text{Fe}_{17}$ (определен по диаграмме Хесса); $\text{Ng} = 1,711$; $\text{Nr} = 1,681$; $2V = +46 - 49^\circ$; $\text{CNg} = 38 - 40^\circ$; $\text{Ng} - \text{Nr} = 0,028 - 0,030$.

Вторичные минералы из группы хлорита и актинолита развиваются в пироксенах преимущественно по тонким трещинам.

Плагиоклаз в порфировых выделениях представлен как чистым альбитом № 4—8 ($\text{Ng} = 1,537 - 1,541$; $\text{Nr} = 1,527 - 1,531$; $\text{Ng} - \text{Nr} = 0,010$), так и альбитом с реликтами известковистого плагиоклаза (№ 40—60). Базальтовые порфиры, подвергшиеся слабой степени альбитизации, характеризуются широким развитием среди вторичных продуктов мелкочешуйчатого хлорита, соссюрита, эпидота и карбонатов. Плагиоклаз как в порфировых выделениях, так и в микролитах основной массы образует удлиненные, коротко-призматические, таблитчатые формы кристаллов.

Структура основной массы в большинстве случаев интерсертальная. Промежутки между беспорядочно расположеными микролитами плагиоклаза выполнены пироксеном, магнетитом, реже, игольчатым ильменитом и землистым лейкоксеном, а также расстеклованным мезостазисом. По внешнему виду альбитизированные базальтовые порфиры плотные серовато-серой окраски с афировой, порфировой, реже гломеропорфировой структурой.

Альбитизированные гиалобазальтовые порфиры встречаются часто совместно с альбитизированными базальтовыми порфирами, слагая верхние части и основание потоков этого состава. Они представляют собой темно-зеленые миндалекаменные породы, состоящие из бурого стекла. Среди разложенного стекла, содержащего небольшое количество мельчайших микролитов кислого плагиоклаза, наблюдаются редкие порфировые выделения прозрачного альбита № 2—5 и моноклинного пироксена. Общее количество первичной кристаллической фазы не превышает 5—20%. В многочисленных миндалинах содержатся эпидот, кварц, хлорит из группы делессит-диабантита. Описанные альбитизированные гиалобазальтовые порфиры обычно характеризуют быстро застывающие нижние части потока. Верхние части потока обычно характеризуются рядом отличительных признаков. Как правило, они представляют собой девитрифицированную стекловатую бурую растрескавшуюся корку, которая при движении магмы постоянно разламывалась и увлекалась новой порцией магмы. При застывании образовывались гиалобазальтовые порфиры, которые состоят из массы закаленных обломков различной формы, напоминающих обломки миндалин, сцемен-

Химический состав пород спилито-диабазовой формации Талон-Камзасского района
(в процентах)

Таблица 1

Название породы	Полная альбитизация										Неполная альбитизация										Кол. анализов
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	
Спилиты	53,12	1,69	14,30	3,64	8,79	0,12	4,43	6,18	4,32	0,18											2
Альбитизиро- ванные базаль- товые порфи- риты	51,18	1,25	14,62	3,38	8,98	0,13	4,40	7,30	4,04	0,90	50,75	1,91	14,81	2,61	2,33	0,18	3,63	6,05	3,05	0,48	4—1
Альбитизиро- ванные гиало- базальтовые порфириты	50,69	1,43	14,25	2,53	8,96	0,14	5,24	10,15	2,36	0,22											3
Альбитизиро- ванные диаба- зы и диабазо- вые порфири- ты	51,41	1,47	15,56	3,58	9,83	0,15	4,43	6,46	3,82	0,41	50,56	1,05	15,25	3,19	7,95	9,12	4,63	11,33	2,16	0,48	4—3

тированных пузыристой бурой основной массой, содержащей редкие идиоморфные кристаллы свежего моноклинного пироксена состава $\text{Ca}_{46}\text{Mg}_{46}\text{Fe}_{14}$ (определен по диаграмме Хесса); $\text{Ng}-\text{Np} = 0,030$; $2V = +54-56^\circ$; $\text{CNg} = 41-43^\circ$.

Альбитизированные диабазы и диабазовые порфиры в главной своей массе образуют потоки в северной части Талон-Камзасского района, где они почти нацело слагают высоты: Кубез, Пазын и др. В указанных пунктах диабазы и диабазовые порфиры являются преобладающими по сравнению с распространением других эфузивных пород. В местах преобладающего развития альбитизированных базальтовых порфириров диабазы и диабазовые порфиры слагают центральные части потоков. Причем отчетливо намечается постепенный переход от альбитизированных базальтовых порфириров через диабазы с гиалоофитовой структурой к полнокристаллическим диабазовым разностям в направлении от подошвы и кровли к центральной части потока. Они заметно отличаются от вышехарактеризованных эфузивов рядом признаков. Обычно это зеленовато-серые плотные массивные породы с хорошо заметным мелко- и среднезернистым сложением. Под микроскопом устанавливается следующий минералогический состав: плагиоклаз (40—55%), моноклинный пироксен (35—40%), сульфиды, ильменит, магнетит (3—5%), кварц и апатит (2—4%), вторичные: эпидот, хлорит, актинолит, лейкоксен, кальцит, кварц (5—15%). По вещественному составу альбитизированные диабазы и диабазовые порфиры, таким образом, весьма близки к альбитизированным базальтовым порфирам, отличаясь от них лишь характером структуры, которая обычно диабазовая, долеритовая, реже гиалоофитовая и толеитовая. Плагиоклаз и пироксен аналогичны этим минералам, описанным в альбитизированных базальтовых порфириях. В порфировых выделениях диабазовых порфириров обычно присутствует только альбит в виде единичных кристаллов или гломеропорфировых сростков с реликтами первичного основного плагиоклаза (№ 35—60).

Пирокластические образования в составе формации имеют меньшее распространение. В значительном количестве обломочные породы вулканогенного происхождения наблюдаются на водоразделе рч. Хайрюза и Коммунаца. По своему составу они отвечают вышехарактеризованным излившимся образованиям, а по способу образования могут быть подразделены на туфы, туфобрекции и лавобрекции.

Туфы (особенно кристаллокластические) макроскопически трудно отличимы от эфузивных образований. Под микроскопом в туфах устанавливается псаммитовая литокристаллокластическая, витрокристаллокластическая структуры. Обломочный материал составляет 50—80% от общей массы породы при размерах не крупнее 2 мм. В составе обломков принимает участие плагиоклаз, пироксен, обломки порфириров и бурого слабополяризующего стекла. Цемент туфов нацело хлоритизирован, интенсивно пропитан гидроокислами железа и тончайшими иглочками актинолита и эпидота.

Туфобрекции распознаются макроскопически значительно проще по наличию обломков в цементирующй массе. Размер обломков колеблется в широких пределах от долей сантиметра до 3—5 см. Под микроскопом устанавливается порфиритовый состав обломков. Базальный цемент состоит из более мелких остроугольных обломков порфириров, разложенного стекла, плагиоклаза, пироксена и напоминает вышехарактеризованные туфы.

Лавобрекции состоят из обломков спилитов, альбитизированных базальтовых порфириров, диабазов. Размер обломков аналогичен указанным для туфобрекций. Форма обломков чаще всего неправильная

с заметными следами оплавления. Цементирующая масса по составу и структуре соответствует гиалобазальтовым порфиритам кровли потоков.

Одновременно с вулканической деятельностью в подводных условиях на удалении от очагов вулканизма осаждались кремнистые породы: лидиты, яшмы.

Лидиты по существу являются синхронными образованиями с эфузивами и обычно сменяют лавы по простиранию. Это черные плотные слоистые или массивные кремнистые сланцы, состоящие из криптокристаллического кремнезема с примесью тонкораспыленного рудного и углистого вещества. Слоистые кремнистые сланцы представляют собой ритмичное чередование бурых, темно-серых, зеленовато-серых и черных прослоев кремнезема мощностью 1—4 см. Окраска такого типа кремнистых образований зависит от количественного соотношения лимонита, хлорита и углистого вещества.

Яшмы отмечаются непосредственно в полосе развития вулканогенных пород. Накопление их происходило в моменты перерыва излияния эфузивов. Поэтому в разрезах они встречаются совместно с терригенными и карбонатными породами, обычно залегая в основании пачек осадочных пород. Такое сочетание пород доступно наблюдению в верхней части бассейна рч. Коммунза. Яшмы сложены в основном криптокристаллическим халцедоном, представляют собой плотные породы с раковистым изломом и полосчатой текстурой. Цвет яшм характеризуется темно-серыми, светло-серыми, лиловыми и малиново-красными тонами.

Выводы

Таким образом, вышехарактеризованные типы пород спилито-диабазовой формации отражают довольно пестрый ее состав. В составе формации наряду с эфузивами развиты кремнистые, терригенные и карбонатные отложения, которые по отношению к лавовым и туфогенным образованиям в определенных участках имели значительное развитие.

Кремнистые сланцы часто сменяют лавы по простиранию. Среди вулканогенных образований резко преобладают альбитизированные, базальтовые, диабазовые порфиры и их туфы. Значительно реже отмечаются спилиты, приуроченные к верхним частям разрезов формации. Набор пород, характер их сочетания в разрезах позволяют в пределах формации выделять три зоны, сменяющие друг друга по простиранию: северную, центральную и южную. Главными членами северной зоны являются кремнистые сланцы и альбитизированные диабазовые порфиры. Обилие углеродистого вещества в кремнистых сланцах свидетельствует о том, что образование их шло в морских условиях на глубинах, обеспечивающих восстановительную или слабо окислительную среду.

В центральной зоне в низах разрезов формации преобладают эфузивы, представленные альбитизированными базальтовыми и диабазовыми порфирами, реже спилитами и туфогенно-осадочными образованиями. В низах верхней половины разрезов преобладают яшмы, кремнисто-глинистые сланцы и известняки. Завершаются разрезы обычно толщей спилитов и альбитизированных диабазов с подушечным типом текстуры. Накопление пород нижней половины разрезов этой зоны шло, вероятно, также в морских условиях на глубинах, подобных глубинам, господствовавшим в северной зоне формации. С большей уверенностью можно говорить, что формирование пород верхней половины разрезов центральной зоны формации происходило в условиях незначительных глубин. Об этом свидетельствует присутствие в этой части разрезов рифовых известняков с археоциатами и водорослями и грубообломочных терригенных пород.

Южная зона характеризуется значительным развитием обломочных пород вулканогенного происхождения, являющихся в главной своей массе продуктами извержения стратовулканов.

Постоянно меняющееся сочетание пород формации в горизонтальном и вертикальном направлении может быть объяснено неоднородностью внутренней структуры частных прогибов нижнекембрийской геосинклинали.

ЛИТЕРАТУРА

1. М. К. Винкман, А. Б. Гинцингер. К вопросу о корреляции кембрийских отложений западной части Алтае-Саянской складчатой области. Материалы по региональной геологии Сибири. Госгеолтехиздат, 1962.
2. А. Л. Додин. Геологическое строение и основные черты металлогенеза железа Горной Шории и Кузнецкого Алатау. В сб. Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области, кн. 2, Москва, 1959.
3. И. Т. Журавлев, Л. Н. Репина, В. В. Хоментовский. Нижнекембрийские горизонты Горной Шории. Докл. АН СССР, т. 128, № 5, 1959.
4. И. Т. Журавлев, Л. Н. Репина, В. В. Хоментовский. Схема расчленения нижнекембрийских отложений Саяно-Алтайской складчатой области. Геология и геофизика. Сиб. отд. АН СССР, 1962.
5. А. М. Кузьмин. Краткий отчет о геологических исследованиях в верхней части бассейна р. Лебеди, правого притока р. Бии. Известия СО отделения Геол. ком., т. III, вып. 4, 1924.
6. А. М. Кузьмин. Материалы к стратиграфии и тектонике Кузнецкого Алатау, Салаира и Кузнецкого бассейна. Изв. Сиб. отд. геол. ком. т. VII, вып. 2, 1928.
7. Л. В. Пешехонов. К стратиграфии докембрая юго-западной части Кузнецкого Алатау. Известия ТПИ, т. 167, Томск, 1967.
8. Г. В. Пинус. Основные этапы развития палеозойского магматизма в Кузнецком Алатау. Известия СО АН СССР, Геология и геофизика, вып. 1, 1958.
9. А. А. Предтеченский, А. П. Щеглов. Биостратиграфическая схема нижнекембрийских отложений Алтае-Саянской складчатой области. Мат. по региональной геологии Сибири. Тр. СНИИГГиМС, Госгеолтехиздат, 1962.
10. К. В. Радугин. Элементы стратиграфии и тектоники Горной Шории. Материалы по геологии Зап.-Сиб. края ЗСГРТ, 1936.
11. А. Г. Сивов. Об узловых вопросах стратиграфии кембрая Западного Саяна. Известия ТПИ, т. 127, 1965.

ИЗВЕСТИЯ
ТОМСКОГО ОРДЕНА ОКТЯБРЬСКОЙ РЕВОЛЮЦИИ
И ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ПОЛИТЕХНИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА имени С. М. КИРОВА

Том 177

1971

К СТРАТИГРАФИИ СРЕДНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
РАЙОНА ПОСЕЛКА ОКТЯБРЬСКИЙ (БАТЕНЕВСКИЙ КРЯЖ)

А. К. СЕМАШКО, Т. В. ЯНКАУСКАС

(Представлена профессором А. Г. Сивовым)

Целью статьи является уточнение геологического строения одного из участков Батеневского кряжа, расположенного в районе поселка Октябрьский в 1,5 км к юго-востоку от рудника Юлии.

В геологическом строении района принимают участие карбонатные, песчано-сланцевые и эфузивные породы.

Возраст карбонатной и терригенной толщ разными авторами устанавливается условно и часто неверно, что было обусловлено отсутствием палеонтологических данных.

Например, В. Д. Томашпольская [3] сопоставила отложения терригенної толщи с юлинской свитой, а Р. Т. Богнибова [1] те же породы считает наиболее древними кембрийскими образованиями района.

Как видно из геологической карты (рис. 1), в структурном отношении участок представляет собой антиклинальную складку северо-восточного простираия, осложненную тектоническим нарушением и небольшой сиенит-диоритовой интрузией.

В замке антиклинали обнажается доломитовая толща, слагающая борта субсеквентной долины реки Сухой Ербы. Доломиты представляют собой тонкозернистую плотную светло-серую породу с характерной поверхностью выветривания и блестящим песчаниковидным изломом.

К доломитовой толще приурочены линзообразные тела серых и светло-серых силицилитов с обильным ожелезнением по трещинам. Примазки гидроокислов железа придают породе характерный буроватый цвет. Линзы кремнистых пород тянутся в северо-восточном направлении, повторяют общую структуру участка и, очевидно, приурочены к определенному стратиграфическому уровню в составе светлых массивных доломитов.

На описанных доломитах (сопоставляемых нами с доломитами мартюхинской свиты рифейского возраста) с крупным перерывом залегают серые, массивные, слабо битуминозные микропятнистые известняки тонкозернистой, местами пелитоморфной структуры. В этих известняках на горе Сарайной (правый борт реки Сухой Ербы, точка 282) найдена фауна трилобитов и археоциат. Трилобиты представлены следующими формами: *Kooteniella cellulifera* Lerm., *Kooteniella* sp., *Bonnia globosa* Tomashp., *Kootechia* sp., *Edelsteinaspis ornata* Lerm., *Solontzella enorma* sp. nov., *Chondranotocare* sp., археоциаты: *Tegerocyathus* sp., *Cribocyathus* Vologd. Присутствие рода *Chondranotocare* указывает на более молодой возраст вмещающих пород, чем известняки горы Долгий Мыс.

(стратотип обручевского горизонта). Присутствие трилобитов *Solontzella* еногта s. n. указывает на более широкий диапазон вертикального распространения этого рода, который ранее считался характерным для «солонцовского» горизонта.

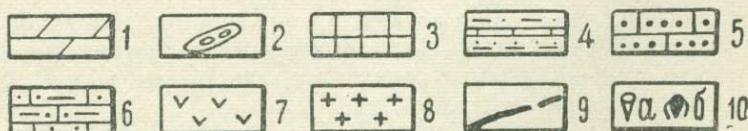
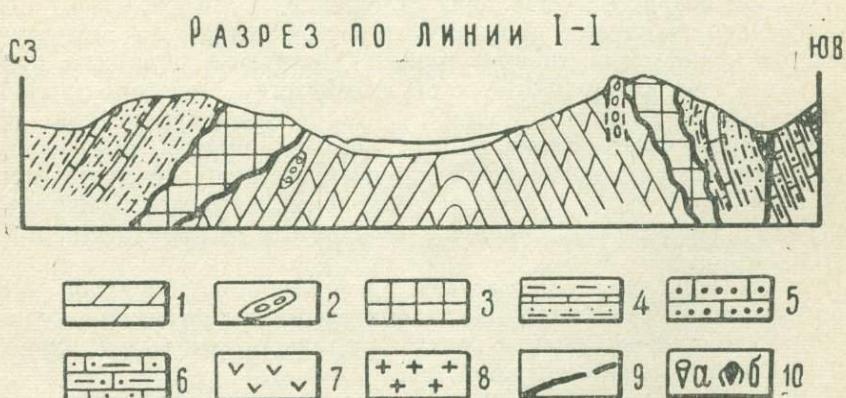
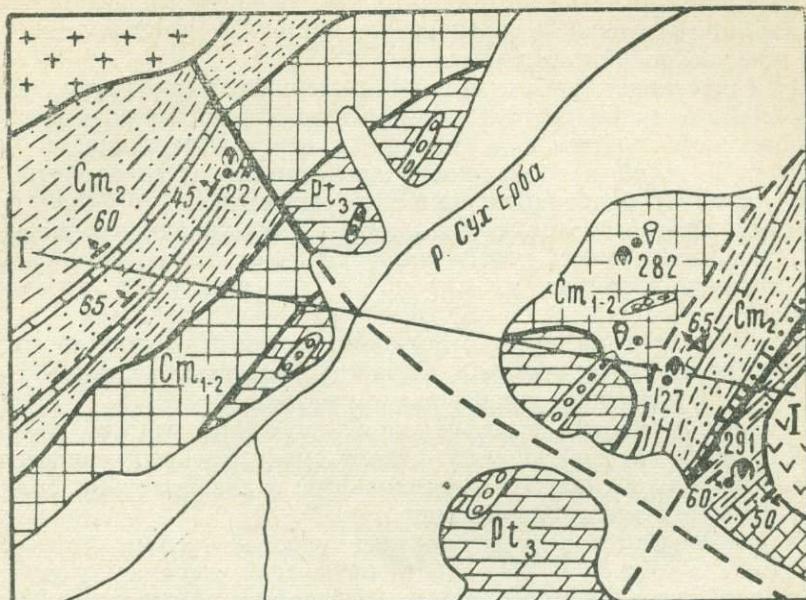


Рис. 1. Геологическая карта района поселка Октябрьского: 1 — серые и светло-серые доломиты; 2 — линзы силицилитов; 3 — светлые массивные известняки; 4 — песчано-глинистые отложения с прослойками известняков; 5 — онколитовые известняки; 6 — темно-серые плитчатые, онколитовые известняки; 7 — эфузивы; 8 — интрузия сиенитов и граносиенитов; 9 — текtonические нарушения; 10 — точки сборов фауны: а — археоцерат, б — трилобитов

Возраст вмещающей толщи определяется нами как самые низы среднего кембрия. Таким образом, перерыв по времени соответствует всему нижнему кембрию.

На серых массивных известняках залегает песчано-сланцевая толща с прослойми почти черных слоистых известняков. Находясь в подчиненном количестве на северо-западном крыле антиклинали, известняки преобладают на юго-восточном, обратная картина наблюдается в отношении терригенных пород.

Песчаники представлены мелко- и тонкозернистыми разностями коричневатого или зеленовато-коричневого цвета. Слоистость четко проявляется на выветрелой поверхности.

Под микроскопом наблюдается тонкозернистая структура, обломки породы слабо окатаны, состоят из интенсивно серицитизированного и пелитизированного плагиоклаза, кварца и зерен известняка.

В составе толщи преобладающее значение имеют алевролиты, сходные по составу с описанными выше песчаниками.

Песчано-сланцевая толща залегает на подстилающих массивных известняках с перерывом и азимутальным несогласием, которое отчетливо выражено в районе г. Скалистой (к западу от поселка Октябрьского).

На г. Балыхтаг [2], выше отложений, соответствующих по возрасту серым массивным известнякам г. Сарайной, залегают известняки пачек «Б» и «В», отсутствующие в описываемом разрезе.

В изученном районе, в юго-западной его части, контакт двух толщ вскрыт канавой, где наблюдается резкая смена массивных известняков карбонатной толщи слоистыми песчаниками и алевролитами более молодой карбонатно-терригенной толщи.

В одном из известняковых прослоев верхней толщи (левый борт реки Сухой Ербы) в 30 метрах стратиграфически выше ее подошвы найдены трилобиты: *Ogyctocephalops frischenfeldi* Lerm., *Prohedinella erbiensis* Sivov, *Gaphuraspis cf. gaphuri* Ivsh., *Pachyaspis* sp., *Olenoides* sp., *Bathynotus* sp. и некоторые новые формы.

Палеонтологические данные свидетельствуют о несомненном среднекембрийском возрасте вмещающих отложений.

В песчано-сланцевых породах юго-восточного крыла антиклинали, в прослоях черных известняков (точка 27) найдены трилобиты, родовой и видовой состав которых полностью соответствует составу трилобитов северо-западного крыла. Мощность терригенно-карбонатной толщи в юго-восточной части района значительно сокращается, так как внутри толщи наблюдается тектоническое нарушение северо-восточного простирания. В верхней части толщи, в темно-серых плитчатых онколитовых известняках (точка 291), найдены трилобиты *Tankhella* sp. и Огустоцефалиды.

Взаимоотношение описываемой терригенно-карбонатной толщи с подстилающими археоциатово-трилобитовыми известняками, вероятно, тектоническое, так как вблизи контакта наблюдаются сильно брекчированные разности терригенных пород.

Терригенно-карбонатная толща перекрывается светлыми массивными, сильно метаморфизованными известняками, на которых с угловым несогласием залегают эфузивные образования девонского (?) возраста [4].

ЛИТЕРАТУРА

1. Р. Т. Богнибова. Стратиграфическое положение и возраст пачки археоциато-трилобитовых известняков в районе гор Археоциатовой и Сладкие Кореня (Батеневский кряж). Труды СНИИГГиМСа, вып. 34, 1965.
2. А. К. Семашко. В. А. Шипицын. К биостратиграфии кембрийских отложений района г. Балыхтаг (Батеневский кряж). Известия ТПИ, т. 166, 1967.
3. В. Д. Томашпольская. Автореферат диссертации, 1964.
4. В. М. Ярошевич. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений Батеневского кряжа, хребта Азыртал и бассейна реки Белый Июс. Труды института геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 17, 1962.

ИЗВЕСТИЯ
ТОМСКОГО ОРДЕНА ОКТЯБРЬСКОЙ РЕВОЛЮЦИИ
И ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ПОЛИТЕХНИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА имени С. М. КИРОВА

Том 177

1971

К СТРАТИГРАФИИ НИЖНЕЙ ЧАСТИ КЕМБРИЯ
ЮГО-ЗАПАДНОГО СКЛОНА КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

[А. Г. СИВОВ]

Выдвинутая в свое время К. В. Радугиным [5] схема расчленения кембрийских отложений юго-западного склона Кузнецкого Алатау позже по-разному ревизировалась разными исследователями, предложившими вместо нее ряд схем, из которых схема, принятая на стратиграфическом совещании, состоявшемся в 1965 году в городе Новосибирске, признавалась наиболее детальной и наиболее обоснованной. Однако при разработке стратиграфической схемы 1965 года не были учтены не только новые, но и ранее известные факты, вследствие чего она в отдельных своих частях не отражает действительности и, следовательно, нуждается в серьезных изменениях и дополнениях. Освещение этого вопроса, ка-сающегося главным образом нижней части кембрия юго-запада Кузнецкого Алатау, и составляет цель настоящей статьи. В ее основе лежат материалы, полученные мною в результате четырехлетних стратиграфо-палеонтологических исследований в бассейне верхнего течения р. Мрассу, где отложения упомянутой части кембрия пользуются наиболее широким распространением и где они участвуют в строении Камзасской синклиналии. Последняя занимает пространство северных склонов Абаканского хребта и южных отрогов возвышенностей Кубес (I, геологическая карта).

В Камзасской синклиналии, вытянутой в субширотном направлении от истоков р. Каурчак (приток р. Лебеди) на юго-западе до нижнего течения р. Сыкзас (приток р. Мрассу) на северо-востоке, основание кембрия составляют обломочно-вулканогенные породы, выделенные недавно в пьянковскую формацию низов нижнего кембрия (Сивов, 1966). Они ранее несправедливо объединялись в кондомскую [1], камзасскую свиты и безусловно ошибочно относились к верхам нижнего — низам среднего кембрия [3, 6]. В левом борту верхнего течения р. Коммунза (правый приток р. Камзас) пирогенные накопления пьянковской формации, по-видимому, несогласно перекрываются массивными светло-серыми известняками мощностью до 600 м. Они по простирианию замещаются кремнисто-глинистыми сланцами, туфопесчаниками и вместе с ними, вероятно, участвуют в строении крупной синклинальной складки, опрокинутой к западу (рис. 1).

В упомянутых известняках Л. В. Пешехонов впервые открыл органические остатки, из которых в нижней части этих известняков преобладают водоросли¹⁾ и в их числе р. *Epiphyton* (точка 845, рис. 1), а в верх-

¹⁾ Определения водорослей выполнены В. А. Шипицыным и М. В. Степановой, археоциат — В. Д. Алимовой, трилобитов — А. Г. Сивовым, за исключением особо оговоренных случаев.

ней, кроме того, *Girvanella sibirica* Masl., *Subtifloria* sp., *Bologdinella* sp., *Botominella* sp. и другие, ассоциирующие с археоциатами — *Ajacicyathus* sp., *Archaeolynthus* sp., *Coscinocyathus* sp., *Tumulocyathus* sp. (точки 724, 845, рис. 1). Ниже, по р. Коммунза, в том же левом ее борту, появляются

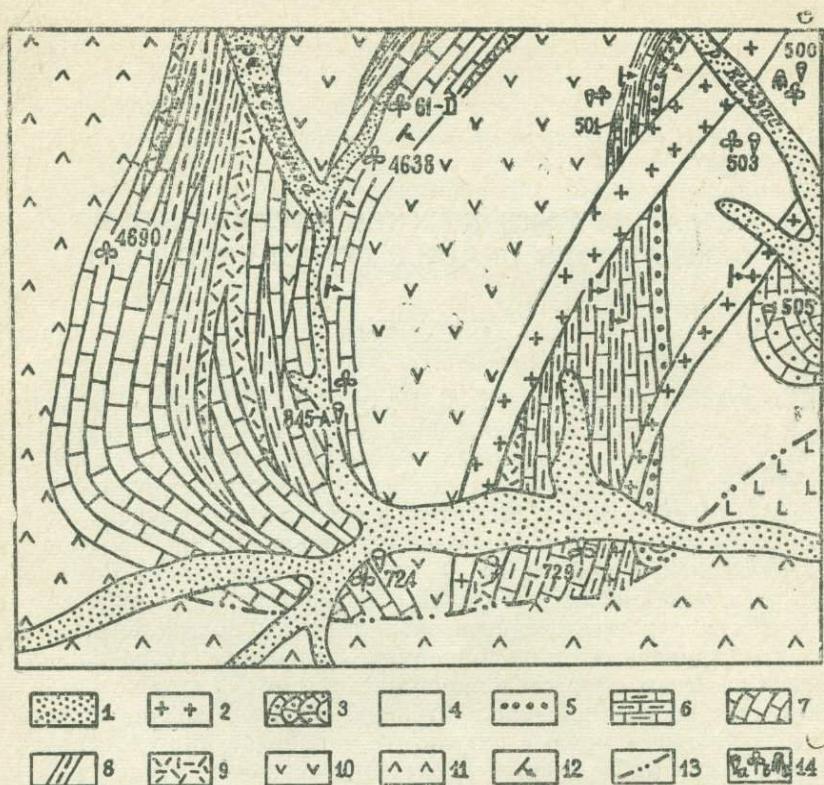


Рис. 1. Схематическая геологическая карта бассейна р. Коммунза (по Л. В. Пешехонову, с дополнениями и изменениями автора): 1 — четвертичные отложения; 2 — посткембрийская интрузия, нижний кембрий; 3 — известняки кайзасской свиты, адиакская свита; 4 — обломочно-карбонатные накопления; 5 — базальный конгломерат, коммунзасская толща; 6 — плитчатые известняки; 7 — массивные известняки; 8 — кремнисто-глинистые сланцы; 9 — туфогенные породы, пьянковская формация; 10 — спилиты и их туфы; 11 — диабазы, их туфоконгломераты; 12 — элементы залегания слоистости; 13 — разрывные нарушения; 14 — местонахождение органических остатков; а — археоциаты; б — водоросли, в — трилобиты

темные, иногда плитчатые известняки, стратиграфические соотношения которых с светло-серыми массивными известняками установить не представляется возможным, ибо те и другие разности карбонатных пород разобщены дайкой гранит-порфира и эфузивами пьянковской формации. Вместе с тем в карьере, выступающем по правую сторону р. Камзас, против середины одноименного поселка, темные известняки, становясь заметно доломитистыми, через пачку туфопесчаников располагаются на размытой поверхности вулканогенных образований пьянковской формации и содержат остатки водорослей и единичные экземпляры археоциат. Среди первых разными палеонтологами установлены: *Epiphyton* sp., *Botominella* sp., *Vesicularites bothrydioformis* (Krasn.), *Vermiaelites irregularis* (Reitl.), *Radiosus ravidus* Z. Zhur., *Renalcis jacuticus* Korde, а вторых — *Ajacicyathus* sp., *Coscinocyathus* sp. (точка 501, рис. 1).

Таким образом, интересующие нас известняки, замещенные кремнисто-глинистыми сланцами, туфопесчаниками и покрывающие вулканогенные породы пьянковской формации, отчетливо обособляются в самостоятельное стратиграфическое подразделение, названное мною коммунзасской толщой. Она, характеризуясь первым появлением 3—4 родов археоциат, сопровождаемых водорослями, среди которых преобладают проходящие формы, представляет второе снизу подразделение нижнего кембрия юго-запада Кузнецкого Алатау. Вполне возможно, оно будет отвечать низам первого снизу устькундатского (кундатского) горизонта нижнего кембрия Саяно-Алтайской области.

М. К. Винкман и А. Г. Гинцингер убедительно показали, что стратиграфически выше пьянковской формации или по их терминологии кондомской (камзасской) свиты лежит обломочно-карбонатная толща [1], которая еще в 1936 г. К. В. Радугиным была выделена в адиакскую свиту [5]. Позже ее отложения в нарушении принципа приоритета одни исследователи стали объединять в камзасскую пачку [3, 6], а другие — в мрасскую свиту [1, 4]. Нижняя граница адиакской свиты отчетливо устанавливается по подошве ее базального конгломерата, лежащего на размытой поверхности подстилающих пород. Так, например, в левом борту р. Камзас (к северу от поселка Камзас) конгломерат покоятся на вулканогенных породах пьянковской формации, а при устье р. Коммунза и в правом склоне р. Камзас, против одноименного поселка, покрывает известняки коммунзасской толщи. В составе конгломерата адиакской свиты преобладают гальки, обломки, валуны тех пород, на которых он непосредственно залегает, т. е. пород пьянковской формации, при скромном участии микрокварцитов, метаморфизованных песчаников, сланцев, гнейсовидных микродиоритов позднего докембра. Конгломерат и покрывающие его тонкозернистые песчаники, переслаивающиеся с глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, вмещающими редкие конкреции фосфоритов, составляют нижнюю пачку адиакской свиты. Мощность до 200 м. Местами в составе пачки появляются то редкие, то относительно частые линзообразные тела светло-серых и темных известняков, содержащих иногда органические остатки. Среди последних в правом и левом склонах р. Камзас (против середины поселка Камзас) установлены водоросли — *Botominella lineata* Reitl., *Epiphyton mirabilis* Kord., *Girvanella sibirica* Masl. и единичные гастроподы (точка 3, рис. 2). На водоразделе между р. Пьянковской и кл. Карабулук (к северу от поселка Пьянковского) в известняках нижней пачки вместе с водорослями — *Botominella lineata* Reitl., *Epiphyton* sp., *Renalcis jacuticus* Kord., *Vermiculites irregularis* (Reitl.) присутствуют археоциаты и в их числе: *Ajacycyathus* sp., *Archaeolynthus unimurus* (Vologd.), *Bicyathus angustus* Vologd., *Coscinocyathus* sp., *Dictyocyathus salairicus* Vologd., *Dokidocyathus* sp., *Kotuyicyathus* sp., *Loculicyathus membranivestites* Vologd., *Nochoroicyathus* sp., *Porocyathus* sp., *Protopharetra* sp., *Szecyathus cylindricus* Vologd., *Tumulolynthus* sp., (точка К-11, рис. 2).

В среднем течении р. Б. Курлан (левый приток р. Мрассы) отложения нижней пачки адиакской свиты вмещают маломощный покров диабазов с хорошо выраженной подушечной текстурой. Средняя пачка адиакской свиты представлена плитчатыми темно-серыми известняками, прослоенными многочисленными маломощными пластами кремнисто-известняковых сланцев с желваками фосфоритов, а также песчаников, глинистых сланцев, среди которых очень характерны разности фиолетового и бордового цвета. Они концентрируются главным образом в верхах пачки, достигающей мощности не менее 330 м, и являются маркирующими ее элементами. В средних частях рассматриваемой пачки, вскрытой канавой на водоразделе между р. Пьянковской и кл. Карабу-

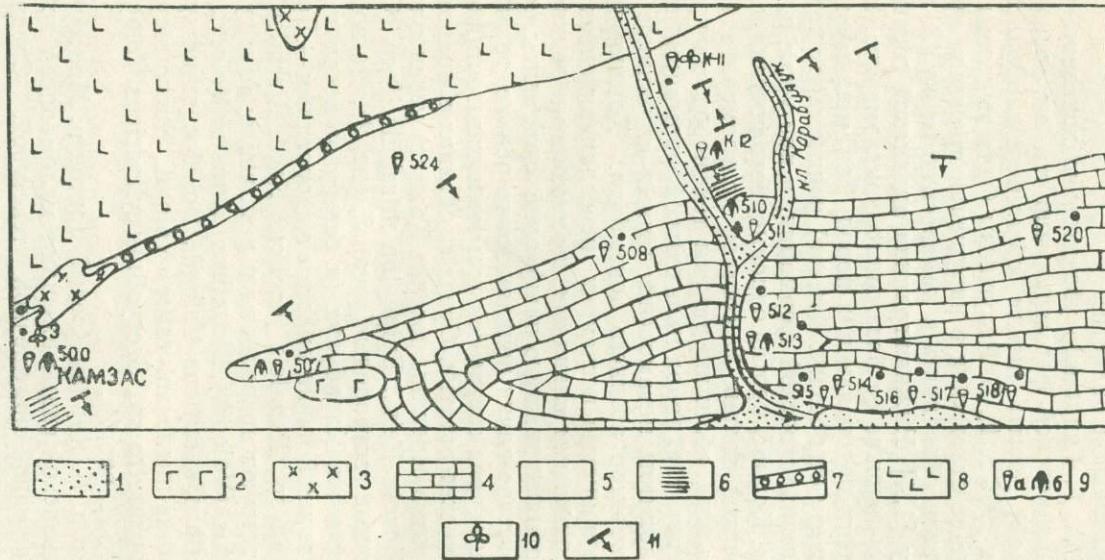


Рис. 2. Схематическая геологическая карта водораздела рек Камзас — Пьянковская: 1—четвертичные отложения; 2 — туфоконгломераты узасской формации низов среднего кембрия; 3 — посткайзасские интрузивные образования; нижний кембрий; 4 — известняки кайзасской свиты; адиакская свита; 5 — обломочно-карbonатные породы; 6 — породы «слоеного пирога»; 7 — базальные конгломераты; пьянковская формация: 8 — диабазы и их туфы; 9 — местонахождение остатков археоциат(а), трилобитов(б); 10 — местонахождение водорослей; 11 — элементы падение слоев

лук, севернее пос. Пьянковского, присутствуют трилобиты (точка К-12, рис. 2) *Calodiscus*, *Erbiella*, *Kootenia anabarensis* Lerm., *Kootenina*, *Serrodiscus*, *Erbia*, которые вместе с *Proerbia*, *Neopagetina*, *Neoredlichina* и др. впервые были открыты и описаны Е. С. Федяниной [9]. С трилобитами там ассоциируют археоциаты: *Carinacyathus* sp., *Clathricoscinus inflatus* (Vologd.) *Coscinocyathus* sp., *Cyclocyathella* sp., *Gordonicyathus* sp., *Szecyathus* sp., *Tumulocyathus* sp., *Uralocyathus* sp., *Ethmophyllum grandiperforatum* Vologd. (последняя форма по определению И. Т. Журавлевой); водоросли — *Botominella Lineaspis* Reitl., *Epiphyton evalutum* Kord., *Erbia mirabilis* Kord., *Vologdinella* брахиоподы *Kutorgina*, *Nisusia* и своеобразная пелепицопода (?) — *Bagenovia* (определения автора). В верхних частях средней пачки, слабо обнаженных в левом склоне р. Камзас, против конца пос. Камзас, из органических остатков чаще встречаются археоциаты, водоросли и очень редко трилобиты, причем среди первых обнаружены *Ajacicyathus* sp., *A. salebrosus* (Vologd.), *A. acutus* (Born.), *A. clarus* (Vologd.), *A. tomicus* (Vologd.), *Archaeolynthus sibiricus* (Toll.), *A. nalivki* (Vologd.), *Archaeofungia disseptimentalis* Vologd., *Asterocyathus* sp., *Bronchocyathus* sp., *Clathricoscinus* sp., *Coscinocyathus* sp., *Cyclocyathella annulospinosus* (Vologd.), *Dictyocyathus javorskii* Vologd., *Formosocyathus* sp., *Loculicyathus membranivestites* Vologd., *Leptosocyathus* sp., *Orbicyathus mongolicus* Vologd., *Robustocyathus proscurjkovi* (Toll.). *Rhabdocyathella* sp., *Tumulocyathus pustulatus* Vologd., *Thalamocyathus* sp. (определения ряда палеонтологов). Из водорослей установлены *Botominella lineata* Reitl., *Epiphyton mirabile* Kord., *E. evalutum* Kord., *E. plumosum* Vologd., *Girvanella sibirica* Masl., *Rasumovskja uralica* Vologd., а трилобитов *Calodiscus*, *Kootenia*, *Comsoccephalus* (точки 500, 503, рис. 1).

Разрез адиакской свиты увенчивается пачкой «слоенного пирога», представляющего частое переслаивание относительно широких полос светлого и серого известняка с тонкими темными лентами кремнистой породы. В этой пачке, обладающей мощностью до 75 м, только на водоразделе р. Пьянковской пока установлены трилобиты и в их числе *Alacephalus*, *Calodiscus*, *Hebediscus*, *Prototypus* (сборы и определения Т. В. Коробейниковой), характерные и для средней пачки. Приведенный состав органических остатков адиакской свиты наиболее полно характеризует ее палеонтологическое содержание. Он заметно меняется в вертикальном ее сечении, будучи выражен в ее нижней пачке археоциатами и водорослями, а в верхних пачках, кроме того, — трилобитами, брахиоподами, своеобразными пелепицоподами (?). Состав археоциат нижней пачки адиакской свиты проявляет близкое сходство с составом археоциат белокаменского комплекса устькундатской свиты. Что касается отложений верхних пачек адиакской свиты, то они, будучи охарактеризованы особым карабулукским комплексом археоциат и трилобитов, представляют стратотип для выделения самостоятельного карабулукского горизонта, более молодого, чем устькундатский горизонт.

Еще К. В. Радугин доказал, что адиакская свита перекрывается массивными светло-серыми известняками, которые он, а затем и ряд других геологов относили к карчитской свите [1, 5]. Позже эти известняки М. К. Винкман и другими выделялись в кайзасскую свиту, Г. И. Спандерашвили объединялись в мазасскую свиту [8], мною же были названы сахаровскими [7]. Близ поселка Пьянковского выступают нижние члены сахаровских известняков, непосредственно покрывающие верхнюю пачку («слоенный пирог») адиакской свиты и достигающие мощности около 175 м. В этих известняках не так уж редко обнаруживаются остатки археоциат и трилобитов. Среди последних присутствуют *Alace-*

phalus sp., Bidjinella sp. n., Bonnia sp., Calodiscus chachlovi Fjed., Erbiospis sp., Neopagetina sp., Poliellina sp. n. Prototypus sp., Tumulina sp. Из археоциат в разное время разными палеонтологами определены следующие формы: Archaeolynthus crassimurus (Vologd.), Clathricoscinus vassilievi (Vologd.), Loculicyathus membranivestites Vologd., L. tolli Vologd., Protopharetra sp., Szecyathus cylindricus Vologd. [1], Clathricoscinus opinatus Roz., Tomocycathus operosus Roz., Archaeofungia dissepimentalis Vologd. [6], Archaeolynthus sp.. Ajacicyathus tomicus (Vologd.), A. patulus (Born.), A. acutus (Born.), A. clarus (Vologd.), Bicyathus angustus Vologd., Coscinocyathus dianthus Born., Ethmophyllum sp., Thalamocyathus sp., Tumulocyathus sp. и др. (точки 510 и 511, рис. 2). Между поселками Семячкино на севере и Сахаровским на юге появляются более высокие части разрезов сахаровских известняков, расположенные выше их подошвы метрах в 500—600, но характеризующиеся слабо меняющимися в сравнении с нижней частью составом археоциат и трилобитов. Он выражен следующими представителями, приведенными в геологической литературе: A. aff. elongatus (Born.), A. kemtschikensis (Vologd.), A. patulus (Vologd.), A. neiburgae (Vologd.), A. cf. immanis (Vologd.), A. aff. tenuimurus (Vologd.), A. speranskii (Vologd.), A. aff. arteintervallum (Vologd.), A. aff. gorskinensis (Vologd.), Coscinocyathus aff. bedfordi Vologd., Loculicyathus membranivestites Vologd., L. tolli Vologd., Orbicyathus sp., Robustocyathus moori (Vologd.), Kijanella Tungusella (?), Poliellina [1]. Этот список необходимо дополнить и такими представителями археоциат, как Cyclocyathella nikitini (Vologd.), Gordonicaathus sp., Leptosocyathus sp., Robustocyathus Proscurjakovi (Toll), и трилобитов — Alacephalus sp., Prototypus sp., Laticephalus sp., Kamzasosephalus (новый род), причем последний род, по-видимому, и был принят Л. И. Егоровой за род Tungusella (точка 512, рис. 2). Описанные звенья сахаровских известняков, вероятно, соответствуют тем их частям, которые обнажаются в левом склоне р. Мрассу, сейчас же — ниже устья р. Пьянковской и которые, круто падая там на север, местами переполнены остатками археоциат — Ajacicyathus virgatus (Vologd.), A. tenuimurus (Vologd.), A. salebrosus (Vologd.), A. cf. grandis (Vologd.), Archaeolynthus sp., Clathricoscinus sp., Coscinocyathus howelli Vologd., Ethmophyllum sp., Gordonicyathus kuznezovi (Krasn.), Kijacyathus chomentovskii Zhus., Lercyathus sp., Leptosocyathus sp., Loculicyathus membranivestites Vologd., Nochorocyathus sp., Protopharetra sp., Rhabdocyathella sp., Robustocyathus monoporosus Zhur., Szecyathus sp., Urcyathus sp. и др. (точки 514, 516, рис. 2). Приведенный состав археоциат и трилобитов, характерный для стратотипического разреза сахаровских известняков, представляет специфический комплекс, названный мною сахаровским. Уместно здесь отметить, что к этому комплексу принадлежит и тот состав археоциат и трилобитов, который впервые нами обнаружен в глыбах темных массивных известняков, распространенных в вершине р. Чуланы. Там, в одной из глыб, из археоциат установлены: Ajacicyathus patulus (Born.), A. facilis (Vologd.), A. clarus (Vologd.), A. immanis (Vologd.), Archaeofungia sp., Asterocyathus longus Vologd., A. cf. salairicus Vologd., Carinacyathus sibiricus Krasn., Coscinocyathus diantini (Vologd.), Cyclocyathella nikitini Vologd., C. tersiensis (Vologd.), C. jakovlevi (Vologd.), Ethmophyllum sp., Gordonicyathus sp., Ladaecyathus limbatus (Zhur.), Orlicyathus sp., Rhizacyathus sp., Robustocyathus proskurjakovi (Toll.), Szecyathus cylindricus Vologd., Thalamocyathus spinosus Vologd., а трилобитов — Bidjinella sp., Comsocephalus sp., Kijanella sp., Poliellina gigantea sp., Bonnia cf. asiatica Pocr. (точка 507, рис. 2). Среди археоциат и трилобитов сахаровского комплекса господствуют формы относительно широкого

вертикального распространения при незначительном участии «руководящих» форм, т. е. впервые появляющихся в начале сахаровского времени и исчезающих в конце его. К ним, например, относятся *Clathricoscinus opinatus* Roz., *Cyclocyathella nikitini* (Vologd.), *Cyclocyathella tersensis* (Vologd.), *C. jakovlevi* (Vologd.), *Loculicyathus tolli* Vologd., *Kijacyathus chomentovskii* Zhur., *Tomocyathus operosus* Roz., *Bidjinella*, *Tumulina*. Из числа «долгоживущих» представителей сахаровского комплекса назову лишь те, которые ранее неправомерно признавались характерными для санаштыкгольского комплекса, а именно: *Arhaeofungia dissepimentalis* Vologd., *Asterocyathus cf. salairicus* Vologd., *Carinacyathus loculatus* Vologd., *Clathricoscinus vassilievi* (Vologd.), *Zadaecyathus limbatus* (Zhur.), *Poliellina*, *Laticephalus*, *Erbiopsis*, *Paleofossus* и др.

Примерно в 1,5 км к северо-востоку от поселка Сахаровского, почти на водоразделе между р. Пьянковской и р. Адиакской, выступают самые верхние члены сахаровских известняков, выполняющие замок синклинальной складки и содержащие остатки археоциат и трилобитов, вероятно, санаштыкгольского комплекса. В составе первых вместе с многочисленными проходящими формами присутствуют *Coscinocyathellus parvus* Vologd., *Tegerocyathus*, *Clathricyathus* (новые виды), а вторых — редкие *Pagetia*, *Poliellina*, *Metagraulos* (точка 513, рис. 1). Граница между известняками с сахаровским и санаштыкгольским археоциато-трилобитовыми комплексами условная, чисто палеонтологическая, что и естественно, ибо вмещающие их сахаровские известняки отличаются массивным строением и разделяются на три части сугубо приближенно.

Вместе с тем в сахаровских известняках всюду обнаруживаются остатки водорослей, состав которых проявляет известную изменчивость в вертикальном сечении. Так, например, в упомянутых известняках, охарактеризованных сахаровским археоциато-трилобитовым комплексом, в составе водорослей преобладают *Botominella lineata* Reitl., *Vologdinella fragile* Korde, *Proaulopora rarissima* Vologd., *Amganella glabra* (Krasn.) *Epiphyton rectum* Korde, *E. simplex* Korde, *E. crinitum* Korde, *E. fruticosum* Vologd., *Rasumovskya uralica* Vologd. (точки 510, 512, рис. 2). В верхней части этих известняков совместно с археоциатами и трилобитами, возможного, санаштыкгольского комплекса из водорослей присутствуют *Chabakovia* sp., *Epiphyton densum* Korde, *Epiphyton marinum* Korde, *E. zonatum* Korde, *E. seriatum* Korde, *E. crinitum* Korde, *Rasumovskya uralica* Vologd., *Proaulopora rarissima* Vologd. и почти полностью отсутствуют виды родов *Botominella* (точки 513, 515, рис. 2).

В стратиграфической схеме кембрия юго-запада Кузнецкого Алатау сахаровские известняки объединены в кайзасскую свиту, против чего вряд ли можно выдвинуть какие-либо возражения. Следует лишь иметь в виду, что в разрезах Камзасской синклинали кайзасская свита трансгрессивно и несогласно покрывает нижележащие породы, разделяется на два биостратиграфических подразделения. Верхнее из них отвечает санаштыкгольскому горизонту, а нижнее, охарактеризованное остатками сахаровского комплекса археоциат, трилобитов и водорослей, принадлежит к верхам камешковского горизонта или, точнее, соответствует средней части усинской свиты кийского разреза северных отрогов Кузнецкого Алатау. Важно отметить, что в этом разрезе усинской свиты совместно с *Poliellina* sp., *Paleofossus* sp., *Boenia* sp. встречаются *Palaeolenella* (камешковский комплекс), *Comsocephalus* sp., *Elganella* sp. и др. (базаихский комплекс).

В Камзасской синклинали разрез кембрия увенчивается характерными узасскими пироксеновыми порфиритами и их пирокластическими производными, площадь распространения которых ограничивается пра-

Таблица 1

Сопоставление стратиграфических схем Камзасской синклинали

Стратиграфическая схема, принятая в Новосибирске в 1965 г.			Стратиграфическая схема по А. Г. Сивову 1967 г.		
Возраст	Горизонт	Местные стратиграфические подразделения и их важнейшие органические остатки	Возраст	Горизонт	Местные стратиграфические подразделения и их важнейшие органические остатки
Нижний кембрий	Мрасский	Санаштыкгольский	Поздний нижний кембрий	Низы среднего кембрия	Пирокластические накопления узасской формации
Устькун-датский	Мрасская свита	Кайзасская свита	Карабулукский	Санаштыкгольский	Перерыв; несогласие
		Redlichina sp., Poliellina sp., Alacephalus sp., Tereyathus altaicus, Alacephalus sp., Metagraullos sp., Clathricoscinus vassilievi, Aptocyathella sp., Bicyathus ertalschensis. Pollielina sp., Laticephalus sp., Erbiopsis sp.			Санаштыкгольский (?) комплекс: Poliellina, Pagetia, Metagraullos, Tegerocyathus, Clathriocyathus, Chabakovi.
		Alacephalus sp., Calodiscus sp., Hebediscus lermontovae, Ethmophylloides grandiperforatum.			Сахаровский комплекс: Alacephalus, Poliellina, Protypus, Cyclocyathella nikitini, Calodiscus, Hebediscus, Bidjinella, Poliellina, Erbiopsis, Clathricoscinus opinatus, Comsoccephalus, Tomocycathus operosus, Botominella.
		Calodiscus chachlovi, Serrodiscus sp., Erbiella pjankovskia, Neopagetina sp., Dictyocyathus salairicus Capsulocyathus irregularis, Bidjinella, Comsoccephalus.			Перерыв; несогласие
Доломитизированные известняки с Ajacicyathus sp., Epiphyton sp., Tichostroma sp.	Устькун нижний кембрий	Устькундатский	Адиакская свита обломочно-карбонатных пород	Кайзасская свита массивных известняков	Пачка 3. Alacephalus, Calodiscus, Hebediscus Пачка 2. Alacephalus, Hebediscus, Serrodiscus, Erbia, Proerbia, Erbiella, Neopagetina, Asterocyathus sp., Archaeofungia dissepimentalis, Ethmophylloides diploperforatum карабулукский комплекс.
					Пачка 1. Kotujicyathus sp. Bicyathus angulatus, Vermiculites irregularis, Epiphyton, Botominella.
					Перерыв
Пьяновская формация	Коммунзасская толща	Ранний нижний кембрий	Коммунзасская толща	Доломитистые известняки с Ajacicyathus, Coscinocyathus, Epiphyton, Vermiculites irregularis. Массивные известняки с Ajacicyathus Archaeolynthus, Tumulocyathus, Epiphyton, Botominella.	Перерыв (?)
					Кремнисто-глинистые сланцы, перекрытые известняками Botominella, Stromatactus, Vermiculites paleozoides и др. Спилиты и их туфы. Диабазы, туфы и кремнистые сланцы.
					Перерыв; несогласие
					Доломиты талонской формации

вобережьем р. Мрассу, против устья р. Чуланы и верхним течением последней. Там эти образования непосредственно покрывают сахаровские известняки, содержащие, правда, лишь остатки водорослей.

Таким образом, в составе кембрия Камзасской синклинали отчетливо обособляется пять местных стратиграфических единиц, кембрийский возраст которых уверенно устанавливается на основе палеонтологических и отчасти стратиграфических документов. К сожалению, по состоянию изученности более точно определить возраст этих подразделений в рамках кембрийского периода представляется возможным лишь в первом приближении к действительности. Так, осадочно-пирогенная пьянковская формация и покрывающая ее карбонатная коммунзасская толща в возрастном отношении, по-видимому, будут соответствовать раннему нижнему кембрию. Не исключена возможность, что и нижняя пачка адиакской свиты также будет принадлежать к раннему нижнему кембрию, но только верхним его звеньям. Возраст позднего нижнего кембрия трилобитов верхов адиакской свиты (карабулукского горизонта) убедительно обоснован в статье Е. С. Федяниной [9], и здесь к ранее сказанному можно добавить следующее. Среди трилобитов карабулукского горизонта вовсе отсутствуют формы, характерные для раннего нижнего кембрия. Наоборот, почти все они (за исключением видов родов *Ergiella*, *Kootenina*, *Neoredlichina*) постоянно обнаруживаются и в более высокой части разреза кембрия, чем карабулукский горизонт, причем такие их представители, как *Proerbia*, *Eribia*, *Neopagetina*, на Сибирской платформе впервые появляются только в олекминское время позднего нижнего кембрия. Далее среди археоциат карабулукского горизонта, выраженных по преимуществу так же проходящими формами, присутствуют *Clathicocinus*, *Carinocyathus*, *Rhaldocyathella*, *Asterocyathus*, *Ethmophyllum grandiferatum* Vologd., из которых первые три формы на Сибирской платформе впервые появляются в тарынское время, а последние две — в синско-олекминское [2, 6]. Очевидно, карабулукский горизонт верхов адиакской свиты, будучи моложе тарынского горизонта, представляет основание позднего нижнего кембрия Кузнецкого Алатау.

Уместно здесь отметить, что органические остатки (водоросли, археоциаты) стратотипа мрасской свиты являются более древними, чем органические остатки верхов адиакской свиты, на что обращал внимание ряд исследователей [6]. Как указывалось в своем месте, адиакская свита несогласно кроется кайзасской свитой, нижние и верхние части которой, охарактеризованные сахаровским комплексом археоциат, трилобитов и водорослей, отвечают верхам камешковского горизонта. Его возраст позднего нижнего кембрия не вызывает сомнений. В связи с этим возраст начала среднего кембрия верхов кайзасской свиты, содержащих санаштыгольский комплекс археоциат, трилобитов и водорослей, вполне вероятен, но признается только отдельными исследователями. Что же касается возраста пирокластической узасской формации, то он по положению ее в разрезе определяется в рамках низов среднего кембрия. Оставляя в стороне рассмотрение вопросов пространственного распространения на площади юго-запада Кузнецкого Алатау стратиграфических подразделений кембрия, выполняющих Камзасскую синклиналь, подчеркну, что восходящая последовательность пьянковской формации, адиакской и кайзасской свит ныне однозначно устанавливается в одном разрезе; он, протягивающийся по водоразделу ключа Карабулук — р. Пьянковская и вдоль левого склона последней, может служить эталоном при решении задач ближней и дальней корреляции.

Конечно, изложенная здесь схема стратиграфии кембрийских отложений Камзасской синклинали не является во всех звеньях безупречной,

но она более детальна в сравнении со схемой 1965 года, что видно из анализа этих схем, отраженных в табл. 1.

ЛИТЕРАТУРА

1. М. К. Винкман, А. Б. Гинцингер. К вопросу корреляции кембрийских отложений западной части Алтая-Саянской области. Матер. по регион. геол. Сибири. Тр. СНИИГГиМС, вып. 24, 1962.
2. И. Т. Журавлева, В. И. Коршунов. Стратиграфия нижнего кембрия Ха-раулахских гор. Геолог. и геофиз., № 11, 1965.
3. И. Т. Журавлева, Л. Н. Репина, А. В. Хоментовский. Нижнекембр-ийские горизонты Горной Шории. Докл. АН СССР, т. 128, № 5, 1959.
4. А. Г. Поспелов, Н. А. Аксарина, А. С. Бояринов, Ю. С. Надлер, Е. С. Федянина. К стратиграфии кембрия Горной Шории. Матер. по геол. Красноярского края, вып. 1, 1961.
5. К. В. Радугин. Элементы стратиграфии и тектоники Горной Шории. Матер. по геол. Западно-Сибирского края, вып. 37, 1936.
6. Л. Н. Репина, В. В. Хоментовский, И. Т. Журавлева, А. Ю. Розанов. Биостратиграфия нижнего кембрия Саяно-Алтайской складчатой области. Сиб. отд. АН СССР, изд-во «Наука», 1964.
7. А. Г. Сивов. Об узловых вопросах стратиграфии кембрия Западного Саяна. Изв. ТПИ, вып. 2. т. 127, изд-во ТГУ, 1965.
8. Г. И. Сандерашвили. Фосфориты Горной Шории. В кн.: Фосфориты Западной Сибири. Матер. по геол. Зап. Сибири, № 65, 1967.
9. Е. С. Федянина. Трилобиты мрасской свиты с ключа Пьянковского (Горная Шория). Матер. по геол. Запад. Сибири. Изд-во Томск. гос. унив., 1962.

О ЛОЖНЫХ ПЕРЕСЕЧЕНИЯХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РУДНЫХ ТЕЛ ДАЙКАМИ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

В. И. БАЖЕНОВ

(Представлена научным семинаром кафедры МПИ)

Как известно, важным элементом структуры рудных полей многих эндогенных месторождений являются дайки изверженных пород различного состава. Часто они играют важную рудоконтролирующую роль, примером чего могут, например, служить дайки Березовского золото-рудного месторождения на Урале. Во многих других случаях рудоконтролирующая роль даек проявилась не столь ярко. Поэтому огромное значение приобретает правильное разрешение вопроса о возрастных взаимоотношениях даек и руд. Оно позволяет восстановить общую последовательность геологических событий при формировании рудных месторождений и установить время внедрения даек. Наряду с этим решение указанного вопроса имеет и исключительно важное теоретическое значение. Оно дает возможность восстановить процесс развития магматизма и показать место гидротермального оруденения в ходе становления интрузивных массивов, помочь изучению форм генетической связи оруденения с магматической деятельностью и др.

Не останавливаясь на общих теоретических вопросах, касающихся взаимоотношения даек и руд и места даек в общем постмагматическом процессе, в настоящей статье предполагается рассмотреть некоторые особенности изучения возрастных взаимоотношений даек и гидротермального оруденения.

Широко распространено мнение о том, что вполне достоверным критерием для решения вопроса об относительном возрасте даек и руд является пересечение одних минеральных образований другими. Так, например, пересечение даек рудами указывает на дорудный возраст даек, а обратные взаимоотношения, т. е. пересечения руд дайками, согласно таким представлениям, говорят в пользу послерудного возраста даек. В первом случае дорудный возраст даек не вызывает никаких сомнений и такой структурный критерий оказывается вполне достоверным. Во втором же случае, т. е. при пересечении руд дайками, дело обстоит значительно сложнее. В некоторых гидротермальных месторождениях такие пересечения оказываются ложными, искажающими истинные соотношения даек и оруденения. Поэтому наличие пересечений рудных тел дайками изверженных пород не может служить неоспоримым доказательством послерудного возраста даек и вопрос об их относительном возрасте требует более детальных исследований. Возможность образования ложных пересечений впервые была установлена Ф. И. Вольфсоном (1955) для взаимоотношений руд с дайками основного состава.

Д. В. Льюис (Lewis, 1955) отмечал, что некомпетентные дайки могут играть роль барьера для оруденения и ошибочно приниматься за пострудные образования.

Описание примеров ложных пересечений даек и руд

Под ложным пересечением мы понимаем такие взаимоотношения даек изверженных пород и гидротермальных рудных тел, при которых создаются видимые пересечения руд дорудными дайками. При этом их возрастные соотношения представляются в обратном виде, т. е. делается заключение о пострудном возрасте дайковых образований.

Как известно, внедрение жильных пород, связанных с тем или иным магматическим комплексом, происходит в два этапа. К дайкам первого этапа относятся дайки кислого состава: аплиты, пегматиты, жильные граниты и др. К дайкам второго этапа относятся: гранит-порфиры, диабазы, диоритовые и диабазовые порфириты, лампрофиры и др.

Обзор литературы и собственные наблюдения в золоторудных полях Западной Сибири показывают, что дайки первого этапа не создают ложных пересечений с рудными телами. В месторождениях золотой, медной, полиметаллической и свинцово-цинковой рудных формаций они обычно являются дорудными и показывают нормальные пересечения рудными жилами.

Все известные случаи ложных пересечений характерны исключительно для даек основного состава, относящихся ко второму этапу.

Подобные взаимоотношения оказываются чрезвычайно характерными для золоторудных месторождений Кузнецкого Алатау.

В Саралинском рудном поле кварцевые жилы залегают среди сложной по составу эфузивно-осадочной толщи. Многочисленные дайки диабазов и диабазовых порфиритов пересекают рудные тела под различными углами. Наличие таких видимых пересечений дало основание считать дайки пострудными образованиями (Булынников, 1929, 1948; Новоселов, 1939; Усов, 1917). Детальное изучение взаимоотношений даек и кварцевых жил позволило установить, что большая часть наиболее многочисленных и наиболее мощных даек по своему относительному возрасту является дорудными, а их пересечения кварцевых жил представляют собой ложные пересечения (Баженов, 1960). Более поздние генерации даек являются интрапрудными или пострудными. В случае ложных пересечений границы дорудных даек с кварцевыми жилами ровные. Лишь иногда отмечается разъединение и замещение дайки жильным кварцем. При этом контакты их приобретают чрезвычайно извилистые, прихотливые очертания. В самой кварцевой жиле сохраняются незамещенные реликты дайковых пород. В некоторых дорудных дайках на продолжении кварцевых жил отмечаются кварцевые прожилки нередко с сульфидной минерализацией. В дайках наблюдаются гидротермальные изменения, совершенно аналогичные оклорудным изменениям вмещающих пород в контакте с кварцевыми жилами. Изменения в дайках ограничиваются теми участками, которые прымкают к кварцевым жилам или располагаются на их продолжении. Наблюдается иногда «растекание» кварцевых жил вдоль контактов с дайками. Характерной особенностью ложных пересечений является отсутствие проявлений контактового метаморфизма руд в экзоконтакте даек.

В Центральном рудном поле золоторудные кварцевые жилы залегают среди интрузивных пород Центральнинского гранодиоритового массива. Жильные породы представлены дайками спессартитов, микродиоритов и диоритовых порфиритов. Наличие видимых пересечений жил дайками послужило основанием для представлений о послерудном воз-

расте даек (Булынников, 1948; Тимофеевский). Более поздние исследования показали, что эти пересечения являются ложными, а возраст даек стал определяться как дорудный (Розанова, 1959). В пользу этого говорит наличие пересечений даек кварцевыми прожилками или реже жилами. Часто проявляется гидротермальное изменение жильных пород, которое пространственно ограничивается участками, прилегающими к кварцевым жилам. Кварцевые жилы, приближаясь к дайке, нередко заметно уменьшают свою мощность вплоть до полного выклинивания. Иногда устанавливается «растекание» жилы вдоль контактов дайки.

Аналогичные взаимоотношения устанавливаются между дайками и кварцевыми жилами в Комсомольском и Беркульском рудных полях. Основными доводами в пользу дорудного возраста даек являются пересечения на некоторых участках даек жилами или прожилками жильного кварца, широкое распространение гидротермальных изменений даек вблизи кварцевых жил.

Примеры ложных пересечений известны и в литературе для целого ряда других месторождений различных металлов.

Ю. А. Аверин (1960) отмечает наличие ложных пересечений для Чадакского золоторудного месторождения, где такие взаимоотношения создаются золоторудными кварцевыми жилами и дайками диабазовых порфиритов первой генерации. В пользу дорудного и доскарнового возраста даек говорят гидротермальные изменения даек, наличие заливов и тонких прожилков рудных и скарновых минералов в дайках, наблюдающееся местами слабое скарнирование даек, нередко встречающееся экранирование богатого золотого оруденения дайками.

С. Д. Туровский (1951, 1959) и И. К. Давлетов (1957) описывают случаи ложных пересечений порфиритовых и лампрофировых даек с свинцово-цинковыми рудами в месторождениях Северной Киргизии. В пользу дорудного возраста убедительно свидетельствует большое количество признаков. Причиной формирования ложных пересечений С. Д. Туровский (1959) считает химическую инертность порфиритов, их высокую пластичность и вязкость.

А. А. Гармаш, Г. А. Сафонов и З. В. Сидоренко (1956), а также М. П. Астафьев, В. П. Дмитриев и А. В. Фалейчик (1958), описывая взаимоотношения секущих даек микродиабазов и диабазов с полиметаллическими рудами в Змеиногорском районе Рудного Алтая, отмечают случаи пересечения на отдельных участках даек жилками руды, контроля оруденения контактами даек диабаза и проявления гидротермального изменения жильных пород вблизи рудных тел и др.

Аналогичные взаимоотношения устанавливает А. И. Шмидт (1959) в рудопроявлениях Южного Куроцана на Южном Урале. Здесь отмечаются ложные пересечения даек основного состава с серноколчеданным оруденением. Доводами в пользу такого предположения являются факты «подпруживания» прожилков дайками, растекание прожилков вдоль контактов даек, пересечения основных даек прожилками.

Приведенный материал показывает, что ложные пересечения не являются редким исключением, а представляют собой довольно распространенный тип взаимоотношений даек и гидротермального оруденения. В настоящее время можно сделать на основании анализа фактического материала попытку сформулировать некоторые критерии для их распознавания.

1. Наличие на отдельных участках пересечения даек рудными жилами или прожилками, сложенными теми же самыми минеральными ассоциациями, что и руды. Нередко в пользу дорудного возраста может свидетельствовать вкрапленность и мелкие прожилки сульфидов в дайке. Однако в последнем случае необходимо проявлять определенную

осторожность, поскольку рудная минерализация может быть генетически связана с газово-водными растворами — производными основной магмы, создавшей жильные породы, или растворами, возникшими в результате вторичной мобилизации вещества.

Большое значение для распознавания ложных пересечений имеет пространственное распределение прожилков и рудной вкрапленности в дайках, пространственно связанных с участками пересечения дайками рудных тел.

Интересно отметить, что иногда устанавливается постепенный переход от ложных пересечений руд дайками к нормальным пересечениям этих же даек кварцевыми жилами. Нередко можно видеть, что контуры дорудной дайки заметно разъедаются рудой с образованием неправильных сильно корродированных границ. В пользу дорудного возраста даек говорят также случаи экранирования руд и кварцевых прожилков дайками и «растекания» руд вдоль их контактов.

2. Проявления гидротермальных изменений даек на участках пересечений ими рудных тел. Важно подчеркнуть, что характер околоврудных изменений жильных пород полностью соответствует их общей направленности во вмещающих породах. При изучении гидротермальных процессов в дайках также необходимо иметь в виду возможность проявления автометаморфизма.

3. Изменения руд в экзоконтактах даек чрезвычайно характерны для их пострудных разновидностей. При этом в рудах проявляется отчетливый контактовый метаморфизм. Так, например, в умеренно-сульфидных жилах Саралы в контакте с пострудными дайками основного состава проявляется диссоциация пирита с образованием пирротина, разложение блеклых руд с образованием арсенопирита и халькопирита (Новоселов, 1939). Здесь же отмечается также перекристаллизация сфалерита, галенита и халькопирита с образованием гранобластовых агрегатов. В месторождении Бьютт в контакте с пострудными риолитовыми дайками отмечаются новообразования халькопирита за счет халькоцина и пирита (Sales, Meyer, 1951). Отмечается также образование магнетита за счет разложения пирита (Салоп, 1954) и целый ряд других признаков. Во всяком случае можно считать, что в экзоконтактах пострудных даек устанавливается отчетливый метаморфизм, сопровождающийся изменением минералогического состава, структурно-текстурных особенностей руды и изменением последовательности минералообразования в измененных и неизмененных рудах.

Совершенно естественно, что отсутствие контактового метаморфизма руд в контакте с дайками говорит в пользу их дорудного возраста.

4. Характерной особенностью многих ложных пересечений является влияние дорудных даек на морфологию рудных тел, а также на распределение золота и различных минеральных ассоциаций. Часто отмечается, что по обеим сторонам дорудной дайки при ложном пересечении ею рудных тел последние характеризуются различной мощностью, содержанием металла и распределением минеральных ассоциаций. Нередко устанавливается, что значительные скопления и обогащенные участки с повышенной мощностью жилы расположены лишь в одном контакте дайки, в то время как с другой стороны ее кварцевая жила представлена маломощным бессульфидным кварцевым прожилком, не несущим оруденения. Такая картина часто отмечалась в Саралинском рудном поле. Очевидно, дорудные дайки играли роль экрана для рудоносных растворов. Эта же закономерность устанавливается и Ю. А. Авериным (1960) для Чадакского золоторудного месторождения.

Эта картина может считаться лишь косвенным доказательством ложных пересечений и в сочетании с другими признаками она служит доводом в пользу дорудного возраста даек.

Некоторые физико-механические свойства горных пород и образование ложных пересечений

Мы уже отмечали, что по вопросу образования ложных пересечений нет единого мнения. Так, Ю. А. Аверин (1960) объясняет их высокой пластичностью жильных пород, а С. Д. Туровский (1959) считает, что важную роль здесь играют не только физико-механические свойства горных пород (пластичность, вязкость), но и химическая инертность порфиритов. Однако трудно говорить о химической инертности порфиритов. Как отмечали О. П. Горьковой и И. М. Мирходжиев (1960), во многих месторождениях Средней Азии именно дайки порфиритов являются наиболее благоприятной средой для рудоотложения.

Рассмотрим некоторые физико-механические свойства горных пород, которые, по нашему мнению, могли бы объяснить условия и причины образования ложных пересечений. Эти свойства приведены в табл. 1.

Из анализа приведенных данных нетрудно сделать вывод о том, что дайки основного состава в отмеченных месторождениях отличаются значительно более низкой эффективной пористостью по сравнению с окружающими породами. При этом разница достигает 200—500 %.

Мы не располагаем данными о других физико-механических свойствах горных пород по отмеченным рудным полям. Однако о порядке этих величин можно судить по данным Б. П. Беликова (1961), которые им проводятся для других районов Советского Союза.

	$\sigma_{\text{сж}}$	Модуль упругости, $E \cdot 10^5 \text{ кг}/\text{см}^2$	μ
Гранодиорит	2530	5,81	
Гранодиорит	2500	6,62	0,23
Диабаз	3090	10,02	0,26
Диабаз	3300	12,91	

Таблица 1

Данные об эффективной пористости жильных и вмещающих их пород

Месторождение	Эффективная пористость, %	Примечание
Центральное месторожд. Гранодиорит	0,59—0,91	по Н. А. Розановой (1963)
Центральное месторожд. Спессартиты, микродиориты	0,3—0,5	там же
Центральное месторожд. Гранодиориты	0,449—1,845	по В. И. Баженову
Центральное месторожд. Спессартиты, микродиориты	0,161—0,389	там же
Комсомольское месторожд. Диориты	0,277—0,691	там же
Комсомольское месторожд. Диабазы	0,020—0,372	там же
Андреевское месторожд. Саралинское рудное поле, эфузивы	до 2,5	по Н. А. Розановой (1963)
Андреевское месторожд. Саралинское рудное поле, диабазы	0,8—1,3	там же

Эти величины также свидетельствуют о том, что между интрузивными и жильными породами наблюдается существенная разница и в их прочности и упругости.

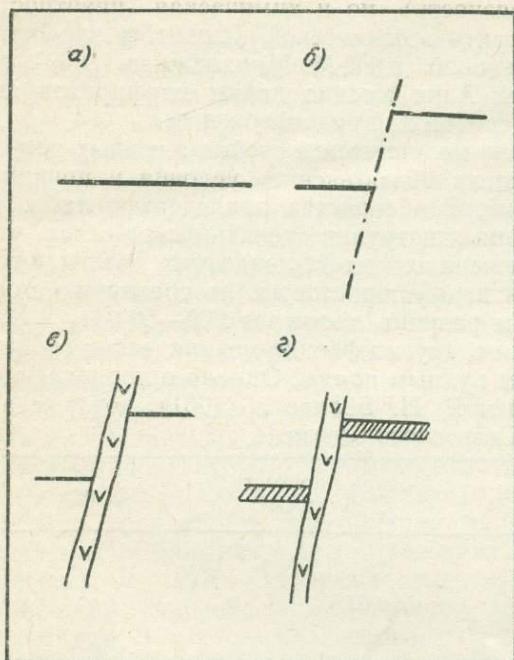
Приведенные данные позволяют объяснить образование ложных пересечений рудных тел дайками меланократовых пород с точки зрения их физико-механических свойств. При сравнительно слабых тектонических усилиях вполне возможны случаи, когда величина их оказывается достаточной для образования трещин в окружающих горных породах, но недостаточной для разрушения жильных пород, благодаря чему дайки оказываются или совершенно не нарушенными или слабо нарушенными по сравнению с окружающими породами.

Огромное значение для формирования ложных пересечений играют также различия горных пород по величине эффективной пористости. Естественно, что наиболее проницаемыми для движения гидротермальных растворов являются породы, обладающие наиболее высокой величиной эффективной пористости, в то время как жильные породы оказываются чрезвычайно слабо проницаемыми для растворов. В результате этого жильные породы не захватываются гидротермальными процессами и не подвергаются оруденению, обусловливая появление ложных пересечений и нередко экранируя оруденение.

Не исключается также возможность образования ложных пересечений в результате определенной последовательности геологических событий, которая изображена на рис. 1. В этом случае заложение и формирование рудовмещающих трещин происходит в додайковый этап развития структуры рудного поля. В последующие этапы эта неминерализованная трещина пересекается и смещается секущими разрывными нарушениями, по которым происходит внедрение даек изверженных пород. Гидротермальной минерализации подвергаются отрезки трещин, расположенные по обеим сторонам дорудной дайки. Благодаря различной величине проницаемости массивных даек и трещиноватых окружающих пород оруденение не затрагивает дайки, обусловливая таким образом представления о более молодом возрасте даек.

Заключение

В предыдущих разделах нами были описаны примеры ложных пересечений рудных тел дайками изверженных пород для месторождений.



различных рудных формаций, относящихся к различным генетическим типам. Характерной особенностью является то обстоятельство, что ложные пересечения свойственны лишь взаимоотношениям гидротермальных рудных тел с дайками пород основного состава, залегающими среди менее прочных пород. Дайки кислого состава ни в одном изученном случае не создают ложных пересечений. Также и по литературным данным не встречается указаний на их наличие. По-видимому, это объясняется тем, что эти дайки отличаются меньшей прочностью по сравнению с дайками основного состава и более высоким значением величины эффективной пористости. Эти характеристики оказываются вполне соизмеримыми с характеристиками окружающих горных пород (граниты, гранодиориты, диориты, эфузивы и др.), благодаря чему не создается благоприятных предпосылок для формирования ложных пересечений.

Таким образом, можно сделать вывод о том, что ложные пересечения не представляют собой редкого исключения. Они являются вполне закономерными, по-видимому, более широко распространенными, чем это до сих пород предполагалось, проявлениями взаимоотношений жильных пород с гидротермальной минерализацией. Они выражены тем ярче, чем выше разница в физико-механических свойствах жильных и вмещающих их пород.

ЛИТЕРАТУРА

- Ю. А. Аверин (1960). Возрастные взаимоотношения порфириевых даек и рудных жил на Чадакском месторождении УзССР. Узб. геол. журн., № 1.
- М. П. Астафьев, В. П. Дмитриев, А. В. Фалейчик (1958). О взаимоотношениях даек и полиметаллического оруденения в Змеиногорском районе северо-западного Алтая. Вест. Зап.-Сиб. и Новосиб. геол. упр., № 3.
- В. И. Баженов (1960). К вопросу о возрастных соотношениях даек и руд в Саралинском рудном поле (Кузнецкий Алатау). Труды инст. геол. и геоф. СО АН СССР, вып. 4.
- Б. П. Беликов (1961). Упругие и прочностные свойства горных пород. Труды инст. геол. рудн. м-й, петр. мин. и геохимии АН СССР, вып. 43.
- А. Я. Булынников (1929). Основные черты золотооруденения Саралинского района. Горн. журн., № 6—7.
- А. Я. Булынников (1948). Золоторудные формации и золотоносные провинции Алтая-Саянской горной системы. Томск, изд. Томск. гос. университета.
- Ф. И. Вольфсон (1955). К вопросу о соотношении оруденения эндогенных месторождений с дайками интрузивных пород. Сб. научн. трудов Моск. инст. цветн. метал. и золота, № 25.
- А. А. Гармаш, Г. А. Сафонов, З. В. Сидоренко (1956). Новые данные о возрастных соотношениях диабазовых даек и полиметаллического оруденения Змеиногорского месторождения на Алтае. Мат. ВСЕГЕИ, вып. 19.
- О. П. Горьковой, И. М. Мирходжиеев (1960). Возрастные взаимоотношения даек основных пород и постмагматического оруденения. Узб. геол. журн., № 1.
- И. К. Давлетов (1957). Возрастные взаимоотношения лампрофировых даек с оруденением на полиметаллических рудопроявлениях Аксуской группы Киргизского хребта. Труды инст. геол. АН Кирг. ССР.
- А. М. Новоселов (1939). Роль протеробазовой магмы в метаморфизме золоторудных месторождений Саралы. Вестн. ЗСГУ, № 3.
- Н. А. Розанова (1959). О взаимоотношениях даек меланократовых пород с золотым оруденением на Центральном месторождении (Кузнецкий Алатау). Геология рудн. м-й, № 2.
- Н. А. Розанова (1963). О физико-механических свойствах горных пород, вмещающих Центральное и Андреевское золоторудные месторождения. Труды Инст. ЦНИГРИ, вып. 56.
- Л. И. Салоп (1954). Метаморфизм рудных минералов в пиритизированных толщах северной части Байкальской горной области. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.
- Д. А. Тимофеевский (1952). Золоторудное месторождение Центральное. Труды НИГРИ Золото, т. V.
- С. Д. Турковский (1951). О возрастных соотношениях порфириевых даек и оруденения на одном из месторождений северной Киргизии. Труды геол. инст. Кирг. ФАН СССР, вып. 2.

- С. Д. Туровский (1959). Возрастные соотношения даек изверженных пород и постмагматического оруденения на месторождениях Сев. Киргизии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.
- М. А. Усов (1917). Саралинский золотоносный район. Томск.
- А. П. Шмидт (1959). К вопросу о возрастных соотношениях жильных пород скарнов с серноколчеданным и золото-кварцево-полиметаллическим оруденением на примере рудопроявлений Южного Курсана (Ю. Урал). Труды ЦНИГРИ, вып. 29, v. 50, № 5.
- Lewis D. V. Relationships of ore bodies to dykes and sills. — Econ. geol., 1955, v. 50, № 5.
- Sales R. H., Meyer C. (1951). Effect of post-ore dyke intrusions on Butte ore minerals. Econ. geol., v. 46, № 8.

К ВОПРОСУ О МЕТОДИКЕ РАСЧЕТА ПРОИЗВОДИТЕЛЬНОСТИ КРЕПЕУКЛАДЧИКОВ

В. Г. ЛУКЬЯНОВ

(Представлена научным семинаром кафедры техники безопасности и технологии горного производства)

Создание большого количества крепеукладчиков и широкое внедрение сборной железобетонной крепи ставит вопрос о необходимости разработки методики расчета производительности крепеукладчика. Это позволит технически правильно решать технологические вопросы проведения горных выработок.

В настоящее время в связи с большим многообразием конструкций крепи создано большое количество крепеукладчиков с различными конструктивными решениями. Имеются крепеукладчики с поэлементной и комплексной установкой крепи. Это условие предопределяет порядок расчета производительности крепеукладчика. Рассмотрим случай крепления выработки сплошной железобетонной крепью с возведением крепи отдельными элементами. Полным циклом работы крепеукладчика является установка одной рамы или арки крепи. В свою очередь, рабочий цикл укладчиков тюбингов со стреловидным рабочим органом заключается в последовательном выполнении следующих основных операций: крепление тюбингов на захватывающем устройстве, подъем тюбингов и транспортировка к месту установки, установка тюбингов, сболтывание тюбингов, расклинивание тюбингов и опускание стрелы в исходное положение. Эти операции во времени могут осуществляться как последовательно, так и совмещением некоторых из них. Подробно это описано в литературе [1].

На основании опыта работы крепеукладчика УТ-1 на шахте «Чертинская-Западная» треста Ленинскхантстрой (Кузбасс) по установке тюбинговой крепи института КузНИИшахтстрой составлена табл. 1 баланса рабочего времени по установке более ста тюбингов.

Машинная работа крепеукладчика УТ-1 по установке одного тюбинга складывается из нескольких операций, приведенных в табл. 2, с затратами машинного времени по этим операциям.

Часовая производительность крепеукладчика $P_{\text{час}}$ при сплошной железобетонной крепи будет:

$$P_{\text{час}} = \frac{60l}{t_{\text{ц}}} \text{ м/час},$$

где

l — ширина элемента крепи, м;

$t_{\text{ц}}$ — общее время на возведение рамы или арки, мин.

Общее время состоит из затрат времени на: подготовительно-заключительные работы, машинную работу, технологические перерывы и отдых.

Таблица I

Наименование затрат	Затраты, маш.-мин.	Затраты на единицу объема	
		%	маш.-мин.
Подготовительно заключительная работа	98	2,6	0,78
Машинная работа	1937	90,0	26,80
Итого полезной работы	2035	92,6	27,58
Технологические перерывы	170	4,6	1,36
Отдых	104	2,8	0,84
Итого необходимых затрат	2309	100,0	29,78

Таблица

Наименование операции	Затраты времени, маш.-мин.	
	на весь объем	на один тюбинг
Крепление тюбингов на машине	246	2,49
Подъем тюбингов и транспортировка к месту установки	182	1,89
Установка тюбингов	658	7,39
Сболчивание тюбингов	723	7,69
Цементирование швов	56	2,54
Расклинивание швов	72	4,80
Итого . . .	1937	26,80

Технологические перерывы включают такие, как: пропуск груза в забой, перерывы во время взрывания и проветривания, проверка правильности установки тюбингов по реперам.

Время на установку рамы крепи равно

$$t_u = (t_1 + t_2 + t_3 + t_4 + t_5) n,$$

где

t_1 — время на крепление тюбингов к машине, мин;

t_2 — подъем тюбингов и транспортировка к месту установки, мин;

t_3 — установка тюбингов, мин;

t_4 — сболчивание тюбингов, мин;

t_5 — цементирование и расклинивание швов, мин;

n — количество элементов крепи в раме или арке.

$$t_2 = \frac{h_{cp}}{v_1} + \frac{l_1}{v_2},$$

где:

h_{cp} — средняя высота подъема элементов, м;

l_1 — средняя длина транспортировки элементов крепи крепеукладчиком, м;

v_1 — скорость подъема элемента крепи, м/мин;

v_2 — скорость перемещения крепеукладчика вдоль выработки, м/мин.

$$t_4 = \frac{\kappa \cdot t_6}{m},$$

где: κ — количество болтов, приходящихся на один тюбинг, шт.;

t_6 — время установки одного болта, мин.;

m — количество людей, занятых на этой операции.

Тогда часовая производительность крепеукладчика выразится формулой:

$$P_{\text{час}} = \frac{60 l}{\left(t_1 + \frac{h_{\text{cp}}}{v_1} + \frac{l_1}{v_2} + t_3 + \frac{\kappa t_6}{m} + t_5 \right) n} \text{ м}^1/\text{час.}$$

Для определения сменной производительности необходимо учесть все затраты времени на установку крепи.

Кроме машинной работы, затраты времени в течение смены необходимы на подготовительно-заключительную работу $t_{\text{п.з.}}$, технологические перерывы $t_{\text{т.п.}}$ и отдых t_0 , приведенные в табл. 1.

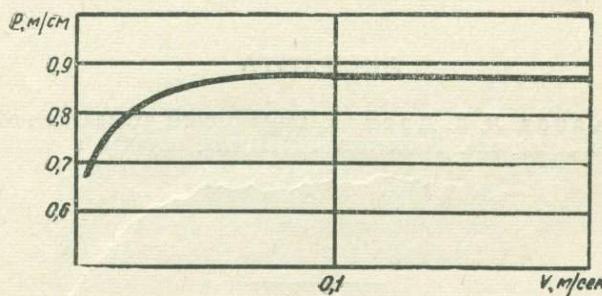


Рис. 1. Зависимость производительности крепеукладчика УТ-1 от скорости подъема элемента

При расчете сменной производительности могут быть встречены два варианта. Вышеприведенные затраты времени могут быть отнесены к единице объема работы ($t'_{\text{п.з.}}, t'_{\text{т.п.}}, t'_0$) или к смене ($t_{\text{п.з.}}, t_{\text{т.п.}}, t_0$).

В зависимости от этого сменная производительность крепеукладчика определяется по формуле:

а) при непроизводительных затратах времени, отнесеных к единице объема работы (элементу),

$$P_{\text{см}} = \frac{60 l \cdot t_{\text{см}}}{t_{\text{д}} + n(t'_{\text{п.з.}} + t'_{\text{т.п.}} + t'_0)} \text{ м/смену},$$

$$P_{\text{см}} = \frac{60 l \cdot t_{\text{см}}}{\left(t_1 + \frac{h_{\text{cp}}}{v_1} + \frac{l_1}{v_2} + t_3 + \frac{\kappa \cdot t_6}{m} + t_5 + t'_{\text{п.з.}} + t'_{\text{т.п.}} + t'_0 \right) n} \text{ м/смену};$$

б) при непроизводительных затратах времени, отнесеных к смене,

$$P_{\text{см}} = \frac{60 l [t_{\text{см}} - (t_{\text{п.з.}} + t_{\text{т.п.}} + t_0)]}{\left(t_1 + \frac{h_{\text{cp}}}{v_1} + \frac{l_1}{v_2} + t_3 + \frac{\kappa \cdot t_6}{m} + t_5 \right) n} \text{ м/смену},$$

где $t_{\text{см}}$ — длительность смены, час.

Работа крепеукладчиков в большинстве случаев многооперационная, причем вспомогательные операции имеют относительно большой удельный вес. Поэтому наряду с выдвигаемыми требованиями по конструированию крепеукладчиков необходимо совершенствовать конструкции крепи в направлении простоты их установки.

При создании крепеукладчика большое внимание уделяется скорости подъема элемента рабочим органом. При существующих конструкциях крепи и технологии ее возведения этот параметр не является решающим, что подтверждается графиком.

В конкретных условиях работы тюбингоукладчика УТ-1 показана зависимость сменной производительности от скорости подъема элемента рис. 1.

График построен на основании данных табл. 1 и 2 по формуле сменной производительности крепеукладчика.

Из приведенного анализа видно, что при конструировании подобных крепеукладчиков и особенно сборной железобетонной крепи необходимо уделять большое внимание на получение малооперационного процесса по возведению крепи. В этом случае улучшение технических параметров крепеукладчика будет в значительной степени влиять на повышение его производительности.

ЛИТЕРАТУРА

1. В. Г. Лукьянин, Л. К. Дронов. Опыт работы укладчика тюбингов УТ-1 на шахте «Чертинская-Западная». Бюллетень ЦИТИугля, научная и техническая информация, № 8, 1959.

ИЗВЕСТИЯ
ТОМСКОГО ОРДЕНА ОКТЯБРЬСКОЙ РЕВОЛЮЦИИ
И ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ПОЛИТЕХНИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА имени С. М. КИРОВА

Том 177

1971

НОВЫЙ ГАЗОНОСНЫЙ РАЙОН НА СЕВЕРЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

С. Н. ГУЛЯЕВ

(Представлена профессором А. В. Аксариным)

На севере Западно-Сибирской низменности, где все месторождения углеводородов связаны с локальными поднятиями, в настоящее время можно выделить три газоносных района: западный, центральный и восточный. Западный район находится в Приуральской части низменности и характеризуется наличием многочисленных однопластовых месторождений с продуктивным горизонтом в верхнеюрских песчаных базальных слоях, залегающих на образованиях палеозойского фундамента, в пределах Северо-Сосьвинского свода и многопластового Новопортовского месторождения с газовыми залежами в среднеюрских и валанжинских осадках на Южно-Ямальском валу.

В центральном районе крупные и крупнейшие газовые залежи приурочены к песчаным пластам, находящимся в сеноманском и в нижней части туронского ярусов под мощной турон-палеогеновой глинистой толщей. Здесь открыты крупнейшие газовые месторождения: Тазовское и Заполярное на Тазовском своде и Губкинское на Пурпейском своде.

На северо-востоке низменности газопроявления на дневной поверхности известны с 1934 года в районе Малохетского вала, где они представлены небольшими выделениями пузырьков газа и мощными газовыми струями с дебитом более 2000 м³/сутки [4]. В пятидесятых годах здесь были открыты полупромышленные скопления газа в валанжинских и юрских осадках на Малохетском локальном поднятии, а в январе 1966 года в этом районе был получен промышленный приток газа. Здесь на Нижнекетском локальном поднятии (рис. 1), расположенном в 70 км к северо-западу от г. Дудинки, в сводовой части Малохетского вала, из скважины 1-Р с глубины 892—905 м получен фонтан газа с дебитом до 400 тысяч м³/сутки. Несколько позднее были открыты газовые залежи на Зимнем поднятии.

Малохетский вал, контролирующий почти все известные нефтегазопроявления и скопления газа на северо-востоке Западно-Сибирской низменности, приурочен к зоне Турухан-Малохетского глубинного разлома [1] и представляет собой контрастную с амплитудой более 1000 м, протягивающуюся на 170 км в северо-восточном направлении антиклинальную структуру, осложненную в своде брахиантиклинальными и куполовидными поднятиями, а в северо-восточной своей части и дизъюнктивными нарушениями. Под четвертичным покровом на Малохетском валу всюду лежат меловые отложения от валанжина в наиболее при-

поднятой части до сенона в зонах погружения. Углы падения в крыльях структуры в меловых отложениях доходят до $5-10^\circ$, в юрских — до $10-15^\circ$. Локальные поднятия в пределах вала имеют различные размеры от 4×4 до 10×16 км, а амплитуда некоторых из них 200 и более метров. В основании осадочного чехла здесь залегают нижнеюрские осадки, которые с угловым и стратиграфическим несогласием перекрывают туфогенно-аргиллитовые образования нижнего триаса или карбонаты кембро-силура, входящие уже в состав доюрского фундамента.

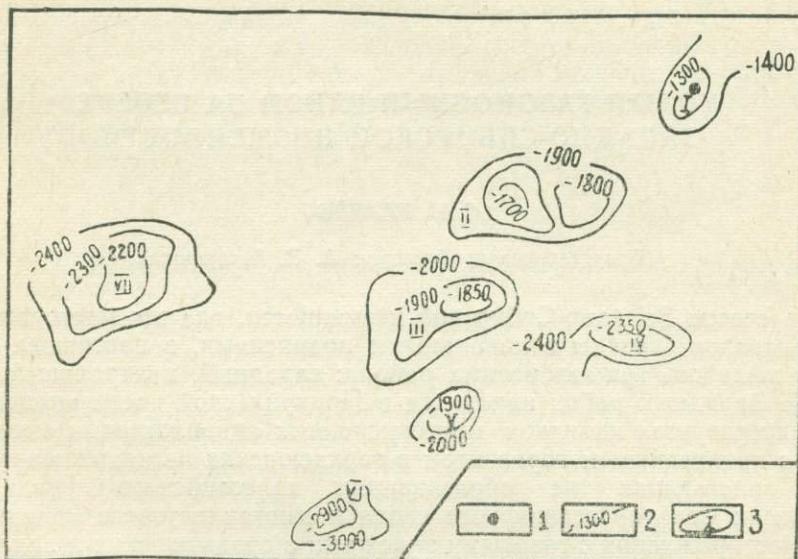


Рис. 1. Схема расположения локальных поднятий в юго-западной части Малохетского вала: 1 — скважина, давшая промышленный приток газа, 2 — изогипсы отражающего опорного горизонта в юрских отложениях; 3 — локальные поднятия: I — Нижнехетское, II — Семеновское, III — Зимнее, IV — Майское, V — Тампейское, VI — Горчинское, VII — Мессояхское.

Нижнехетское локальное поднятие, к которому приурочено газовое месторождение, представляет собой небольшую куполовидную структуру, размеры которой по подошве осадочного чехла составляют 4×4 км, а амплитуда около 100 метров. Вверх по разрезу структура постепенно выполаживается и по кровле продуктивного горизонта амплитуда ее составляет менее 50 м. Эти данные свидетельствуют о том, что здесь открыто небольшое месторождение газа. Продуктивный горизонт на Нижнехетском месторождении, как показывает предварительная корреляция скважин в этом районе и судя по электрокаратаражной характеристике, приурочен к пласту песчаника, перекрытому 35-метровой глинистой волжской пачкой, залегающей, в свою очередь, в основании верхнеюрско-валанжинской глинистой толщи, являющейся региональным нефтегазоупором на большей части Западно-Сибирской плиты.

Верхнеюрско-валанжинская глинистая толща в различных районах северо-востока низменности имеет разную мощность (рис. 2), различный литологический состав и скользящие границы во времени. На большей части рассматриваемой территории эта толща охватывает кимеридж-волжские ярусы и нижний подъярус валанжина, причем вблизи палеозойского обрамления южнее полярного круга она полностью уничтожена эрозией и под четвертичный покров здесь выходят преимущественно

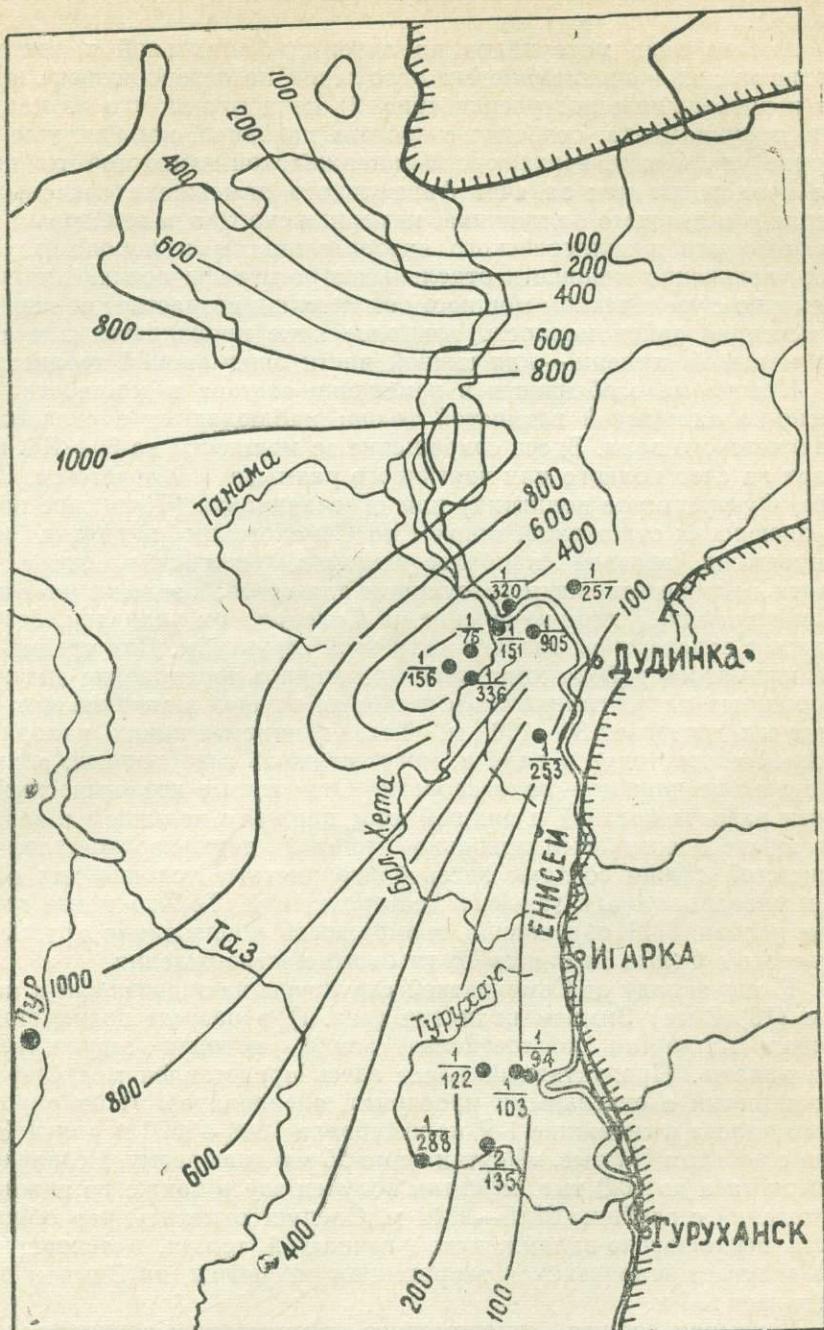


Рис. 2. Схема изопахит верхнеюрско-валанжинской глинистой толщи на северо-востоке Западно-Сибирской низменности:

1 — изопахиты; 2 — выходы под четвертичный покров средненюрских отложений; 3 — разведочные и опорные скважины (в числителе — номер скважины, в знаменателе — мощность); 4 — граница Западно-Сибирской плиты

песчаные породы келловей-кимериджского и среднеюрского возраста (рис. 2).

Анализ всех материалов по литолого-фациальной характеристике верхнеюрских и нижнемеловых отложений на северо-востоке низменности и проведенные построения (рис. 2) показывают, что по мере погружения фундамента, особенно с востока на запад, наблюдается закономерное увеличение верхнеюрско-валанжинской глинистой толщи, которое происходит как за счет фациального замещения песчаных пород среднего и нижнего валанжина, кимериджского, а в некоторых районах оксфордского и келловейского ярусов глинистыми породами, так и за счет увеличения мощности отдельных стратиграфических единиц. Одновременно с увеличением мощности этой толщи возрастает ее глинистость. Отмеченная закономерность наиболее ярко проявляется для северной и в меньшей степени — для южной части описываемой территории.

Некоторые особенности в изменении состава и мощности верхнеюрско-валанжинской глинистой толщи наблюдаются в сводовой части Малохетского вала. Здесь сокращение ее мощности до 80—100 м происходит за счет полного или частичного размыта (Малохетское, Семеновское, Фунтузовское поднятие) или опесчанивание (Точинское поднятие) верхнеюрских отложений, причем на Семеновском поднятии (рис. 1) уничтожена эрозией наиболее глинистая волжская пачка, являющаяся непосредственным газоупором для газовой залежи на Нижнехетском поднятии. Такое изменение на Семеновском поднятии, безусловно, снижает перспективы газоносности этой структуры. Для средней и нижней юры этого района характерно ритмичное чередование довольно выдержаных пачек глинистых и песчаных, причем мощность как тех, так и других достигает 30—100 м. Так, глинистые пачки, находящиеся в нижней части тоара и аалена, могут служить газоупорами, а подстилающие их песчаники — коллекторами. Отмеченные геологические особенности разреза средней и нижней юры наряду с наличием в верхней части юрского комплекса довольно мощной верхнеюрско-валанжинской глинистой толщи создают здесь благоприятные условия для образования многопластовых газовых месторождений. Только такие геологические условия [2] обусловили возможность образования крупнейшего в Советском Союзе Газлинского газового месторождения.

К юго-западу от Семеновской структуры на значительном по размерам (16×8 км) Зимнем поднятии (рис. 1) в разрезе появляется 30-метровая глинистая келловейская пачка, которая экранирует газовую залежь. Продуктивный пласт здесь представлен мелковзернистыми песчаниками с отдельными прослойями алевролитов. При опробовании этого пласта в скважине 1-Р из интервала 1848—1870 м получен фонтан газа с дебитом 187 тыс. $\text{м}^3/\text{сутки}$ через 25 мм диафрагму. Незначительный приток газа до 10,8 тыс. $\text{м}^3/\text{сутки}$ получен здесь также из нижнеюрских отложений с глубины 2925—2944 м. Следует отметить, что общая мощность верхнеюрско-валанжинской глинистой толщи, в основании которой залегает келловейская терригенная покрышка, на Зимнем поднятии достигает 156 м.

Учитывая общее закономерное возрастание верхнеюрско-валанжинской глинистой толщи (рис. 2) и увеличение содержания в ней глинистого материала в западном направлении, можно предполагать, что к западу и к юго-западу от Зимней структуры на Мессояхском, Горчинском и других локальных поднятиях (рис. 1), находящихся на пути струйной миграции углеводородов в наиболее приподнятой осевой части вала, эта глинистая толща служит газоупором, а в подстилающих ее отложениях и в пластах-коллекторах внутри ее будут найдены залежи газа.

Таким образом, значительные газопроявления на дневной поверхности в пределах Малохетского вала, свидетельствующие о непрекращающейся, по-видимому, струйной миграции газа из внутренних районов вдоль осевой части вала, наличие полупромышленных скоплений газа в юрско-меловом комплексе на Малохетском поднятии, открытие газовых месторождений на Нижнехетской, Зимней площадях и благоприятные литолого-фациальные, палеотектонические и структурные условия [1] для образования сравнительно крупных многопластовых газовых месторождений в юго-западной части Малохетского вала и к северу от него позволяют утверждать, что на северо-востоке Западно-Сибирской низменности открыт новый газоносный район, который в ближайшем будущем сможет полностью обеспечить природным газом Игаро-Норильский промышленный комплекс, остро нуждающийся в энергетическом сырье.

ЛИТЕРАТУРА

1. С. Н. Гуляев. О глубинном разломе на северо-востоке Западно-Сибирской низменности в связи с геологическим строением и проблемой ее нефтегазоносности. «Нефть и газ», № 11, 1965.
2. Г. Х. Дикенштейн, Г. А. Аржевский, В. П. Строганов. Роль глинистых покрышек при формировании газовых залежей. «Геология нефти и газа», № 3, 1965.
3. В. Н. Сакс, З. З. Ронкина. Юрские и меловые отложения Енисейской впадины. Тр. НИИГА, т. 90, 1957.
4. В. Н. Соколов. Геология и перспективы нефтегазоносности арктической части Западно-Сибирской низменности. Тр. НИИГА, т. 100, 1960.

ВОПРОСЫ ПОВЫШЕНИЯ ЭФФЕКТИВНОСТИ БУРЕНИЯ РАЗВЕДОЧНО-ЭКСПЛУАТАЦИОННЫХ СКВАЖИН БОЛЬШОГО ДИАМЕТРА В КРЕПКИХ ПОРОДАХ

В. М. МАТРОСОВ, С. С. СУЛАКШИН, А. И. ДЕРЕВЯННЫХ

(Представлена научным семинаром кафедры техники разведки)

В Советском Союзе ежегодно сооружаются тысячи буровых скважин, предназначенных для целей водоснабжения. При этом объемы бурения из года в год возрастают. Освоение новых и расширение старых площадей сельскохозяйственных объектов, строительство крупных индустриальных центров требуют немедленного ввода в эксплуатацию новых источников водоснабжения. Огромная роль в этом деле принадлежит добыче подземных вод из буровых скважин. В этом случае вода может быть получена в необходимых количествах в районах, не имеющих поверхностных водоемов, при минимальных капиталовложениях. Следует также учесть, что воды, получаемые из буровых скважин, наиболее полно отвечают санитарно-гигиеническим требованиям.

Разведочно-эксплуатационные скважины на воду проходятся в самых разнообразных горнотехнических условиях и имеют свои специфические особенности. Так, например, от скважин колонкового разведочного бурения они отличаются гораздо большими диаметрами, а от скважин глубокого нефтяного бурения — тем, что нередко пересекают породы высокой твердости.

Одним из актуальных вопросов в бурении скважин с целью водоснабжения является технология проводки скважин большого диаметра в крепких породах вращательным способом. Разрешению этого важного вопроса и посвящена настоящая статья, написанная по материалам научно-исследовательских работ кафедры техники разведки ТПИ, выполненных в содружестве с трестом «Востокбурвод».

Условия бурения скважин на воду и технико-экономические показатели

Районы работ треста «Востокбурвод» весьма обширны и простираются от Урала до Тихого океана, при этом подавляющее большинство скважин проходится вращательным способом с использованием установок УРБ-ЗАМ, УРБ-4П и УРБ-4Ш, а также ЗИФ-650А. Вращательное бурение в крепких породах осуществляется как сплошным забоем, так и колонковым способом, который дает неплохие результаты. Так, в Новосибирском СУ при бурении дробовыми коронками проходка за смену по породам IX—X категорий составила 1,0—1,3 м при диаметре скважин 168 мм. Ввиду отсутствия необходимых забойных наконечников и разработанной технологии бурение дробью пока не получило широкого

распространения и скважины в крепких породах бурятся в основном шарошечными долотами различных типов.

Глубины скважин колеблются в широких пределах: от нескольких десятков метров до тысячи и более. В табл. 1 приводятся данные о средних глубинах скважин за 1963 г. по отдельным специализируемым управлениям треста «Востокбурвод», пробуренных вращательным способом.

Таблица 1

Наименование СУ	Количество скважин	Средняя глубина в м
Барнаульское	53	267
Новосибирское	170	210
Красноярское	82	152
Хабаровское	79	87
Читинское	74	153
Трест	458	180

Скважины глубиной свыше 200 м, как правило, проходятся в относительно мягких породах, однако количество их сравнительно невелико. Поэтому, несмотря на небольшие средние глубины скважин, объем бурения в крепких породах значителен.

Распределение пробуренного метража по категориям пород и диаметрам скважин в СУ треста за 1963 г. приведено на рис. I, а, б. Данные о процентном содержании крепких пород (VI—X категорий) сведены в табл. 2.

Таблица 2

Наименование СУ	Общий метраж вращательного бурения, пог. м	Содержание крепких пород	
		пог. м	%
Барнаульское	8587	—	—
Иркутский участок	6285	741	11,6
Красноярское	4592	577	12,3
Новосибирское	25765	6394	24,9
Хабаровское	3616	1389	38,0
Читинское	2079	1108	53,3
Трест	50924	10209	23,4

Анализ фактического материала показывает, что породы высоких категорий по буримости занимают в целом по тресту 23,4% от общего метража. Хотя относительное содержание высоких категорий сравнительно невелико, трудоемкость буровых работ, необходимых для их выполнения, значительно больше, чем для бурения остальных 76,6% метража в породах более низких категорий.

В наиболее трудных условиях в этом отношении находятся Читинское, Хабаровское и Новосибирское СУ. А если взять абсолютные цифры, то в Новосибирском СУ проходится крепких пород почти в 2 раза больше, чем во всех остальных СУ. Отсюда вытекает и необходимость

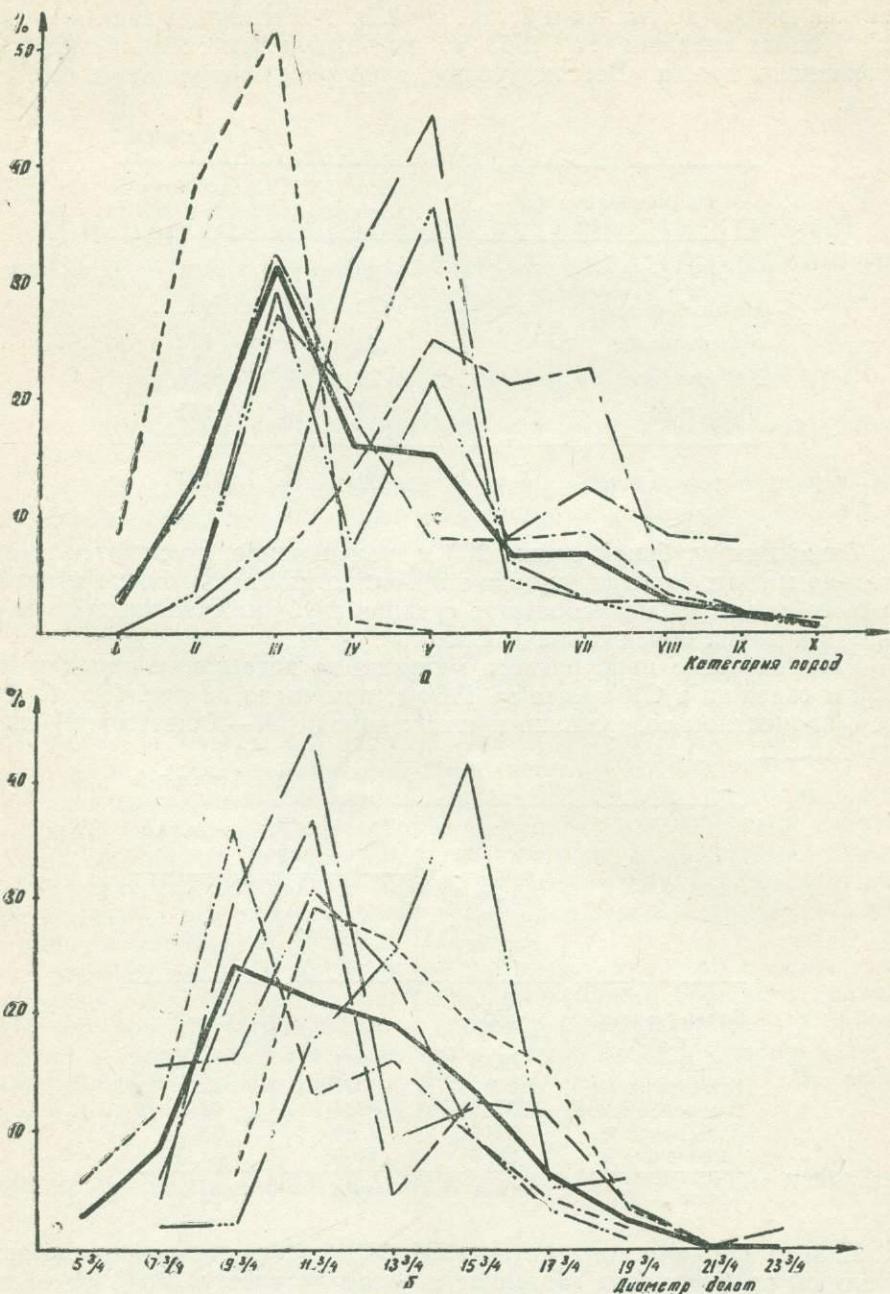


Рис. 1. Распределение пробуренного метража по категориям пород (а) и диаметрам скважин (б). — Новосибирское СУ; — Красноярское СУ; — Читинское СУ; — Барнаульское СУ; — Хабаровское СУ; — Иркутский участок; трест „Востокбурвод“

разработки технологии и технических средств в первую очередь для указанных СУ.

Специфичность технологии бурения на воду особенно наглядно проявляется при рассмотрении диаметров скважин (рис. 1, б), которые изменяются в пределах от $5\frac{3}{4}$ " до $23\frac{3}{4}$ ". Характерными при этом являются большие значения диаметров скважин и соответственно долот. Внутри отдельных СУ диапазон изменения и удельный вес отдельных диаметров различен, что обусловлено условиями гидрогеологического порядка. В табл. 3 приведены данные о средних диаметрах скважин и категориях пород по отдельным СУ треста, из которых следует, что определенной зависимости диаметра скважин от категории пород не наблюдается. Например, в Барнаульском СУ и Иркутском участке средние диаметры близки, хотя категории пород резко различаются.

Для этих же подразделений треста характерны и наибольшие значения средних диаметров скважин, тогда как в целом по тресту они лежат в пределах $9\frac{3}{4}$ " — $15\frac{3}{4}$ ".

Наиболее важным фактором, определяющим противоречия в технике и технологии бурения скважин на воду, является сочетание пород высоких категорий по буримости и больших диаметров скважин. Основными долотами при проходке крепких пород (VI—X категорий) являются: НСУ — $5\frac{3}{4}$ " — $9\frac{3}{4}$ "; КСУ — $9\frac{3}{4}$ " — $11\frac{3}{4}$ "; ЧСУ — $7\frac{3}{4}$ " — $11\frac{3}{4}$ "; ХСУ — $7\frac{3}{4}$ " — $13\frac{3}{4}$ "; ИУ — $11\frac{3}{4}$ " — $17\frac{3}{4}$ "; Трест — $7\frac{3}{4}$ " — $11\frac{3}{4}$ ".

Для проходки указанных пород используются главным образом трехшарошечные долота различных типов. При этом долота, как правило, не нагружаются до оптимальных значений в процессе бурения. Невозможность создания оптимальных нагрузок на долото связана как с необеспеченностью треста утяжеленными бурильными трубами и трудностью проведения спуско-подъемных операций, так и с недостатками конструкции установки УРБ-ЗАМ. На малых глубинах, когда длина УБТ недостаточна, из-за отсутствия специального механизма подачи бурение ведется со значительной недогрузкой. Наоборот, при больших глубинах скважин и оптимальной длине УБТ вес бурового снаряда может превысить грузоподъемность установки УРБ-ЗАМ.

Осевая нагрузка при бурении крепких пород является важнейшим фактором, влияющим на механическую скорость бурения. Это обстоятельство ставит задачу модернизации установки УРБ-ЗАМ или же создание совершенно новой буровой установки для данных условий проведения скважин.

Недостаточная осевая нагрузка, а нередко и несоответствие долот буримым породам приводят к быстрому износу породоразрушающих на-

Таблица 3

Наименование СУ	Средняя категория пород	Средний диаметр, дюйм
Барнаульское	2,47	14,12
Новосибирское	4,13	11,32
Иркутский участок	4,40	14,62
Красноярское	4,65	11,63
Хабаровское	5,17	11,87
Читинское	5,70	12,82
Трест	4,13	12,25

конечников. Например, при бурении скважин в пос. Чульман (ЯАССР) проходка на одно долото № 18 составила 0,10—0,17 м; в Новосибирском СУ при бурении крепких пород проходка на одно долото № 14 составляет около 2 м. Таким образом, износ существующих долот при проходке скважин большого диаметра в крепких породах крайне велик и существенно удорожает буровые работы.

Анализ технико-экономических показателей по скважинам, пробуренным в тресте «Востокбурвод» в 1960—64 гг., показывает, что с увеличением средней категории пород процент времени чистого бурения увеличивается, но одновременно возрастает и число аварий, а также время на их ликвидацию. Исходя из баланса рабочего времени организации треста «Востокбурвод» могут быть объединены в три группы по затратам времени на бурение:

I группа — Красноярское СУ, Читинское СУ и Хабаровское СУ, где процент времени бурения сравнительно высок (42—56%);

II группа — Новосибирское СУ, в котором процент времени бурения имеет среднее значение (33—36%);

III группа — Барнаульское СУ, где характерен низкий процент времени бурения (18—28%).

Наиболее полно характеризуют конструктивное совершенство буровой установки и правильность ведения технологического процесса скорости бурения, в частности, такие как: техническая, коммерческая и цикловая. Уровень указанных скоростей колеблется по СУ треста довольно в широких пределах, но значения технических скоростей закономерно изменяются обратно пропорционально средним категориям буримых горных пород. Так, наиболее высокие технические скорости бурения — в Барнаульском и Новосибирском СУ (6,0—7,0 м/ст·см), наиболее низкие — в Читинском и Хабаровском СУ (1,1—2,5 м/ст·см). Приняв техническую скорость в каждом СУ за 100%, можно проследить относительное падение коммерческой и цикловой скоростей бурения (рис. 2).

Из рассмотрения этого графика следует, что наибольшее падение коммерческой скорости бурения по отношению к технической наблюдается в Барнаульском СУ. Здесь имеет место высокий процент непроизводительных затрат (аварии, простоя и т. д.). Соотношения цикловых скоростей бурения по сравнению с коммерческим для отдельных СУ резко нарушаются, и лишь в Барнаульском СУ относительное падение уровня цикловой скорости еще более увеличивается. Важнейшим фактором этого обстоятельства является значительная продолжительность откачек.

Наконец, на экономичность бурения существенно влияет аварийность работ, которая связана главным образом с бурильными трубами. Большое количество указанных аварий обусловлено тем, что диаметр бурильных труб не соответствует диаметру скважин. Отношение диаметра скважин к диаметру бурильных труб доходит до 3,34—4,30, в то время как в колонковом бурении и бурении на нефть и газ это отношение составляет 1,50—2,40.

Все перечисленные факторы в той или иной степени влияют на стоимость буровых работ. Фактическая стоимость 1 пог. м скважин колеблется довольно в широких пределах среди спецуправлений треста, что связано с различием в условиях проведения работ. Например, в Красноярском СУ при проходке крепких пород стоимость 1 пог. м составляет 90—130 руб.; в Хабаровском СУ — 100—150 руб.; в Читинском СУ — 100—140 руб. В Новосибирском СУ (1962 г.) стоимость 1 пог. м для различных способов бурения составила: ударный — 96,3 руб., роторный — 59,5 руб., колонковый — 57,2 руб. Принимая во внимание, что роторным способом проходились скважины как в крепких, так и мягких породах, а колонковым — только в крепких, необходимость дальнейшей

разработки технологии бурения скважин на воду дробовым способом не вызывает сомнения.

Таким образом, проведенный анализ условий проходки скважин на воду в крепких породах вращательным способом показывает: 1) трудности и специфику этого вида работ; 2) недостатки техники и технологии бурения скважин; 3) причины тех или иных отрицательных явлений, снижающих эффективность проводки скважин.

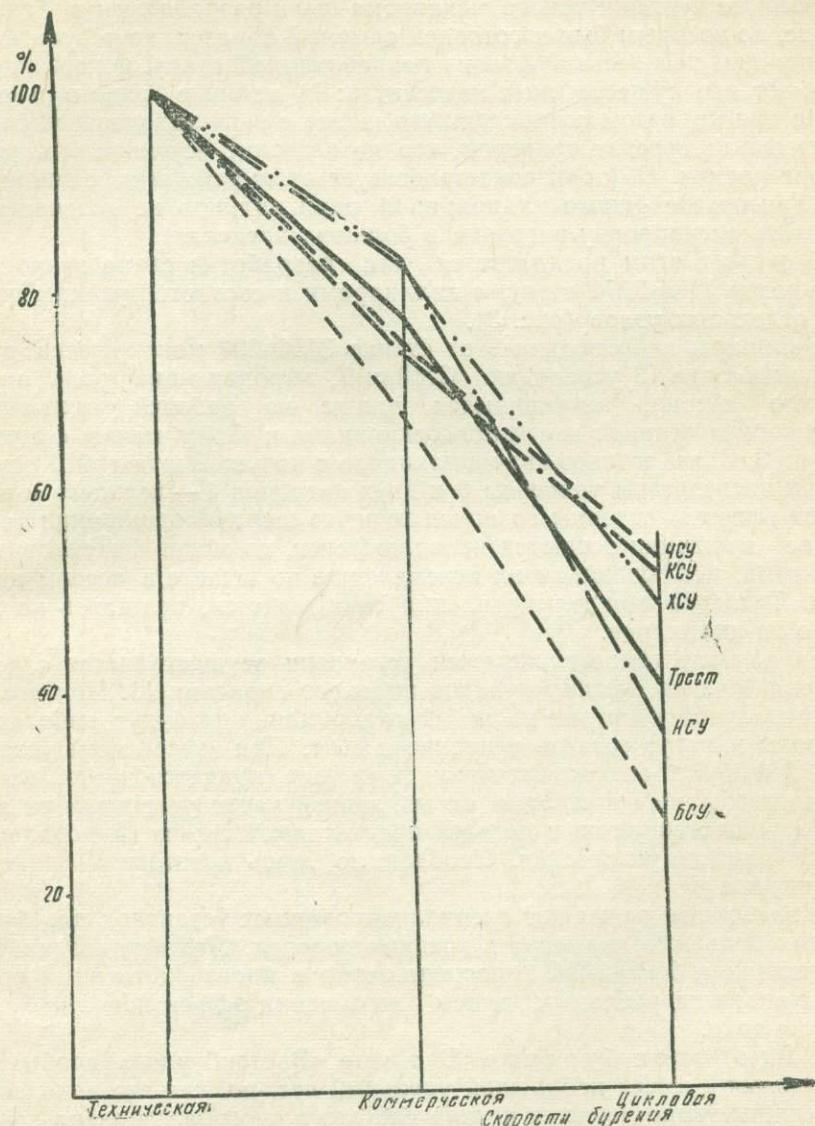


Рис. 2 Относительное падение скоростей бурения

На основе вышеизложенного определяются некоторые пути повышения производительности при проходке разведочно-эксплуатационных скважин в крепких породах.

Основные пути повышения производительности буровых работ на воду в крепких породах

1. Гидроподача на установках УРБ-ЗАМ. На установках УРБ-ЗАМ при небольших глубинах, а также в случае отсутствия тяжелого низа невозможно создать требуемое осевое давление на забой скважины. В связи с этим возникает задача создания механизма принудительной подачи у этих установок.

Впервые чертежи такого механизма были разработаны в Казгидро-проекте, по которым был изготовлен опытный образец, но результаты испытания нам неизвестны. Анализ разработанной схемы показывает, что она имеет два существенных недостатка: 1) наличие одного гидроцилиндра при принятом соединении его штока с ведущей штангой вызовет обязательный перекос траверсы, что не позволит осуществлять регулирование подачи. Об этом свидетельствует опыт работы на станках типа ЗИФ при отказе одного цилиндра; 2) один цилиндр не позволяет осуществлять регулировку нагрузки в больших пределах.

В связи с этим предлагается для разработки схема гидроподачи к установке УРБ-ЗАМ с двумя цилиндрами и соответствующим изменением отдельных узлов (рис. 3).

Цилиндры гидроподачи 9 от станка ЗИФ-300 монтируются на рабочей площадке 13 установки. Стойки 7, выполняющие роль направляющего штока, закрепляются также на рабочей площадке и, кроме того, в верхней части присоединяются к поясу мачты с помощью хомутов 3. Связь штоков гидроцилиндров с ведущей штангой 5 осуществляется посредством траверсы 6 и двух патронов 4 — верхнего и нижнего. Эти патроны связаны со штангой через шарикоподшипники так, что при ее вращении остаются неподвижными, но могут фиксироваться в положении, исключающем их перемещение по штанге в осевом направлении. Траверса при перекреплении откидывается, вращаясь на штоке одного из цилиндров.

Управление гидроцилиндрами установки осуществляется с распределителя 1 через систему рукавов высокого давления 11. При создании дополнительной нагрузки на забой гидроцилиндры будут работать как домкраты и могут создать усиление в 10 т. При весе всей установки УРБ-ЗАМ 13,6 т осевую нагрузку, возможно, придется несколько ограничить, чтобы не происходил отрыв задней части установки от земли.

Большинство узлов и деталей предлагаемой схемы гидроподачи являются унифицированными. Необходимо лишь изготовить траверсу и оба патрона.

В настоящее время нет специализированных установок для бурения скважин большого диаметра в крепких породах. Поэтому создание гидроприставки к УРБ-ЗАМ непосредственно в производственных организациях является реальным путем повышения эффективности буровых работ на воду.

2. Дробовое бурение. В тресте «Востокбурвод» дробовое бурение на воду имеет небольшой удельный вес, но, как это показано ранее, технико-экономические показатели этого способа довольно высокие. Широкому распространению дробового бурения препятствует целый ряд факторов, таких как: отсутствие разработок по технологии бурения скважин большого диаметра, несовершенство конструкций коронок, вопросы отрыва керна и др.

Первостепенной задачей является создание рационального типа коронки большого диаметра. Чтобы исключить необходимость отрыва керна, целесообразно иметь коронку для бурения сплошным забоем, что приведет также и к увеличению продолжительности рейса. В разведоч-

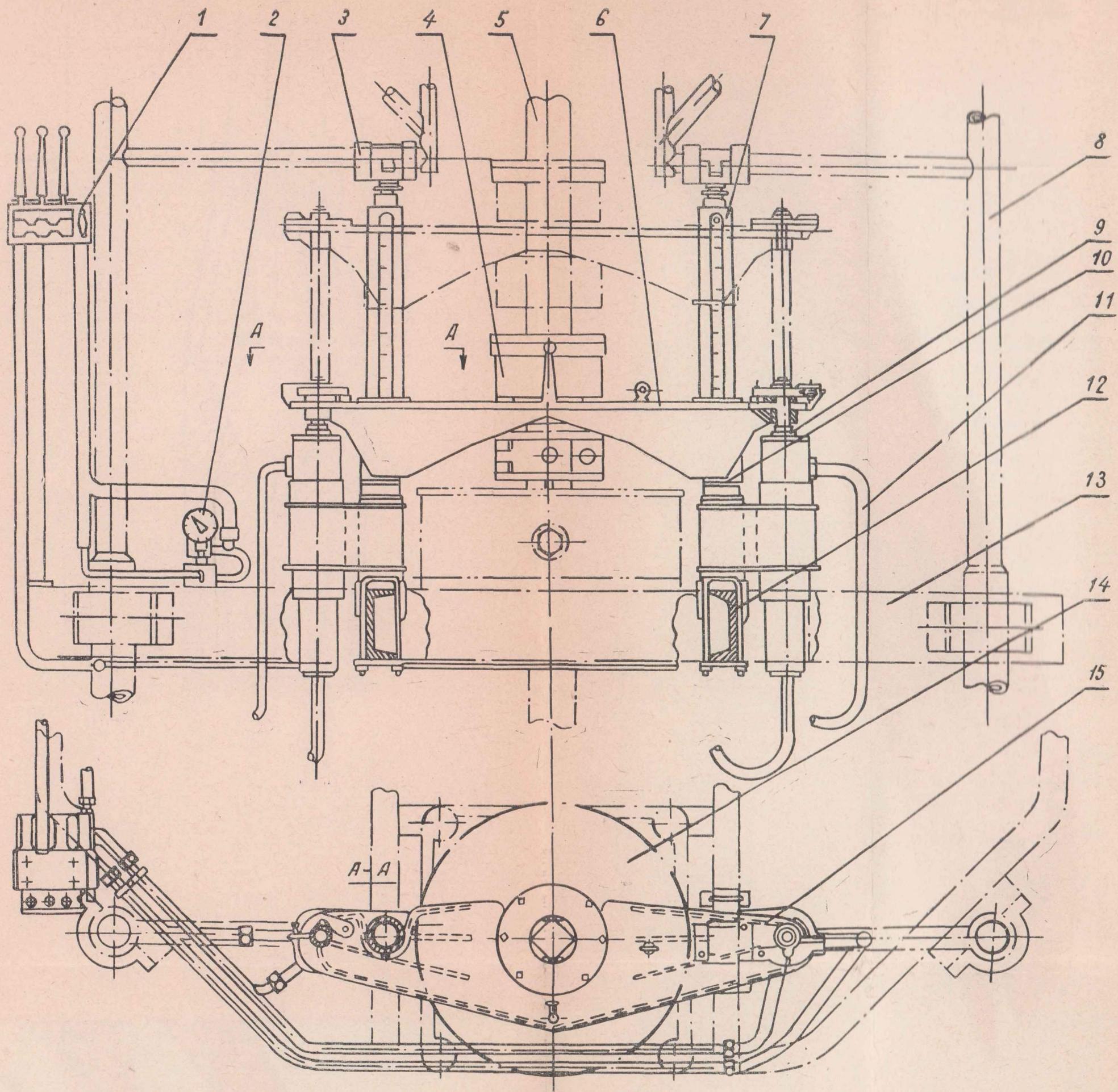


Рис. 3. Схема гидроподачи к установке УРБ-ЗАМ:

1 — распределитель; 2 — манометр; 3 — хомут; 4 — патроны; 5 — ведущая штанга; 6 — траверса; 7 — стойка; 8 — мачта; 9 — гидравлический цилиндр; 10 — основание стойки; 11 — трубка высокого давления; 12 — швейцер; 13 — платформа установки; 14 — ротор; 15 — ребра жесткости.

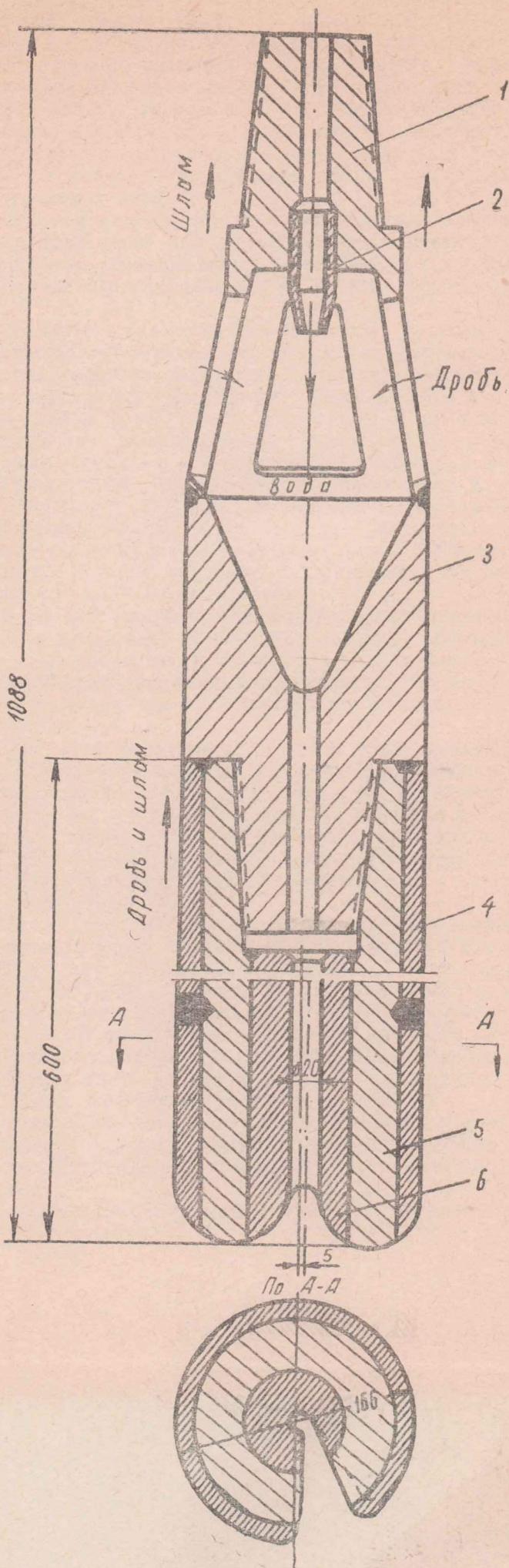


Рис. 4. Дробовая коронка для бурения сплошным забоем: 1 — верхняя часть корпуса; 2 — гидравлическая насадка; 3 — нижняя часть корпуса; 4 — коронка; 5 и 6 — втулки

ном бурении предложено много конструкций коронок сплошного забоя. Наиболее удачной следует признать конструкцию, предложенную В. Н. Павловским и Р. И. Остроушко. На ее основе предлагается коронка для скважин большого диаметра (рис. 4). Коронка предназначена для бурения скважин диаметром до 166 мм (с учетом разбурки стенок скважины до 180 мм). Отличительной особенностью коронки является то, что ввиду своих значительных размеров она изготавливается из отдельных частей бурового инструмента: верхняя 1 и нижняя 3 части корпуса — из замков, коронка 4 — из муфтовой заготовки, втулка 5 — из утяжеленных бурильных труб.

Принцип действия коронки ясен из схемы и заключается в принудительной циркуляции дроби под действием потока промывочной жидкости. Благодаря этому обеспечивается устойчивая подача на забой скважины дроби, что позволит работать на высоких удельных давлениях и оборотах.

3. Шарошечное ступенчатое долото. Большое значение в деле повышения эффективности бурения скважин большого диаметра имеет конструкция породоразрушающего инструмента. Известные конструкции шарошечных долот образуют при работе плоскую или близкую к плоской форму забоя. В результате зубья шарошек работают на раздавливание породы при одной обнаженной плоскости, что не позволяет в достаточной мере использовать некоторые механические свойства горных пород при разрушении. Известно, что прочность пород на скальвание в 2—10 раз меньше, чем на сжатие, а на изгиб и растяжение прочность пород еще более снижается. Кроме того, существующее расположение шарошек с большим углом наклона их оси к вертикали весьма неблагоприятно оказывается на работе подшипников и опорной части долота из-за больших изгибающих нагрузок.

С целью устранения указанных недостатков разработана специальная конструкция шарошечного ступенчатого долота, обеспечивающая работу каждого зуба шарошки на скальвание и раздавливание горной породы при наличии двух обнаженных поверхностей. Это достигается за счет уменьшения угла наклона оси шарошки к вертикали и изменения расположения зубьев.

На схеме (рис. 5) шарошечное ступенчатое долото показано в разрезе (в данном случае — трехшарошечное, хотя число шарошек не влияет на конструкцию такого долота). На цапфах 1, расположенных под острым углом к оси долота (20 — 30°), крепятся шарошки 2 с помощью радиально-упорных подшипников 3 и шариковых замковых подшипников 4. Зубья 5 шарошек расположены на поверхности последних таким образом, что при вращении обеспечивают оптимальный угол встречи с поверхностями ступеней 6 забоя.

Таким образом, благодаря принятому расположению шарошек при бурении скважин образуется ступенчатый забой, а зубья взаимодействуют с породой при двух обнаженных поверхностях, что значительно улучшает условия разрушения породы. Малый угол между осью шарошек и вертикалью существенно уменьшает изгибающий момент на цапфах по сравнению с существующими долотами. Кроме того, радиальные усилия на подшипниках шарошек сведены к радиально-осевым, что дало возможность устанавливать радиально-упорные подшипники, характеризующиеся большим коэффициентом работоспособности.

Отмеченные положительные стороны шарошечного ступенчатого долота позволяют надеяться на повышение производительности и моторесурса забойного инструмента при бурении скважин любого диаметра в крепких породах.

4. Многоствольное бурение. Бурение скважин, имеющих

два и более стволов, широко используется в колонковом разведочном бурении, а также при бурении на нефть и газ. Такая методика дает значительный экономический эффект.

В практике бурения скважин на воду, и в первую очередь в крепких породах, перспективность многоствольного бурения очевидна. При бурении многоствольных скважин на воду можно решить по крайней мере

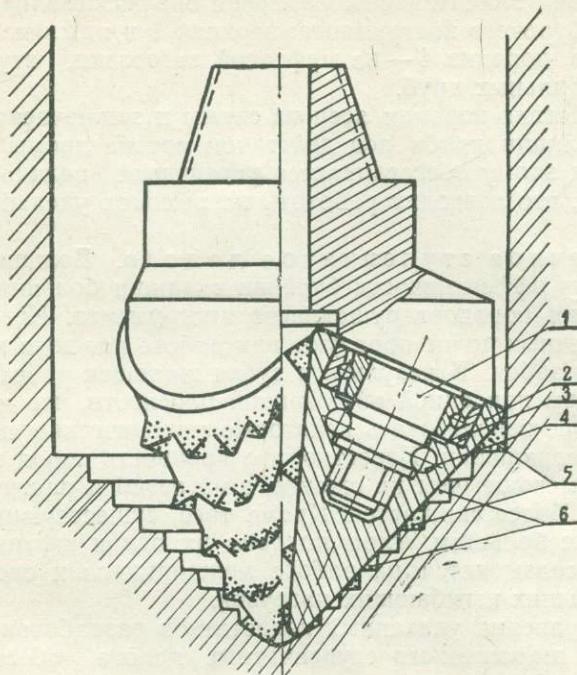


Рис. 5. Шарошечное ступенчатое долото: 1 — цапфа; 2 — шарошка; 3 — радиально-упорный подшипник; 4 — шариковый замковый подшипник; 5 — зубья шарошек; 6 — ступени забоя

две задачи: 1) увеличить дебит проектируемой скважины; 2) уменьшить диаметр скважины при сохранении проектного дебита. И то и другое, безусловно, будет способствовать повышению качества и производительности буровых работ, снижению их себестоимости.

Бурение двухствольной скважины в крепких породах может быть осуществлено по следующей схеме (рис. 6). Интервал «*аб*» проходится долотом, диаметр которого определяется габаритами водоподъемного оборудования. Глубина интервала должна выбираться исходя из положения динамического уровня воды в скважине. Следующий интервал «*бв*» бурится долотом значительно меньшего диаметра. В точке «*в*», положение которой будет находиться в зависимости от глубины залегания водоносного горизонта, производится отклонение ствола скважины с переходом на меньший диаметр. При этом могут использоваться как технические средства отклонения, так и естественные геологические факторы искривления скважин. Заканчивается бурение отклоненного ствола в водоносном горизонте.

Затем, используя жесткий снаряд с долотом того же диаметра, каким проходился интервал «*бв*», продолжают бурение основного ствола скважины до точки «*д*». Учитывая, что в крепких породах скважина может не обсаживаться, предлагаемая методика является вполне реальной и может быть использована при бурении скважин на воду.

Используя клин, опускаемый в скважину на обсадных трубах, можно осуществить проходку 5—6 дополнительных стволов, что значительно увеличит водообильность разведочно-эксплуатационной скважины.

Заключение

Проведенный анализ условий и технико-экономических показателей бурения скважин на воду в крепких породах позволил выявить некоторые резервы повышения производительности труда и наметить пути дальнейшего совершенствования техники и технологии проходки буровых скважин. Естественно, что перечисленные рекомендации не решают весь круг вопросов, связанных с бурением и тем более освоением разведочно-эксплуатационных скважин. Достаточно отметить перспективность использования гидроударного бурения в крепких породах, новейших способов — электрогидравлического, электроимпульсного и т. д. Тем не менее, учитывая недостаточное внимание к технологии бурения скважин на воду в крепких породах, поставленные вопросы и предложенные пути их решения должны способствовать повышению эффективности буровых работ.

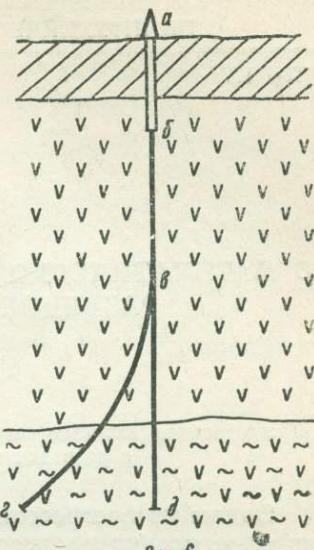


Рис. 6

Рис. 6. Схема бурения двухствольной скважины

ИЗВЕСТИЯ
ТОМСКОГО ОРДЕНА ОКТЯБРЬСКОЙ РЕВОЛЮЦИИ
И ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ПОЛИТЕХНИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА имени С. М. КИРОВА

Том 177

1971

О МАТЕМАТИЧЕСКОМ МЕТОДЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПЛОТНОСТИ
РАЗВЕДОЧНОЙ СЕТИ В. В. БОГАЦКОГО

Л. М. ПЕТРОВСКИЙ

(Представлена научным семинаром кафедр минералогии, петрографии и геологии
и разведки месторождений полезных ископаемых)

Одним из прогрессивных в настоящее время математических методов определения плотности разведочной сети при разведке различных месторождений полезных ископаемых является статистико-аналитический метод В. В. Богацкого [1], исходящий из вероятностного исчисления по выборочному разведочному ряду предельной погрешности аналогии (интерполяции). Последняя, различная для случаев простейшей (одномаксимумная непрерывная функция) и максимальной (кусочно-непрерывная функция) геологической изменчивости, соответственно определяется [1] по формулам (1) и (2):

$$\Delta_{\text{пп}}^{\text{min}} = \pm \frac{4(P_{\max} - P_{\min})}{\bar{P}(N-1)^2}, \quad (1)$$

$$\Delta_{\text{пп}} = \pm \frac{2(P_{\max} - \bar{P})}{\bar{P}(N-1)}, \quad (2)$$

где $\Delta_{\text{пп}}^{\text{min}}$ — предельная погрешность аналогии непрерывных одномаксимумных функций (минимальное значение предельной погрешности);

$\Delta_{\text{пп}}$ — предельная или максимально возможная погрешность;
 P_{\max} и P_{\min} — максимальное и минимальное значения переменной величины;

P — среднее значение переменной величины, вычисленное на основе наблюдений;

N — общее число равномерно размещенных наблюдений.

При одинаковом числе наблюдений $\Delta_{\text{пп}}$ всегда должна быть больше, чем $\Delta_{\text{пп}}^{\text{min}}$ или, с другой стороны, при одинаковой погрешности аналогии необходимое число наблюдений на участке с максимальной геологической изменчивостью должно быть больше необходимого числа наблюдений на участке с минимальной геологической изменчивостью.

Для проверки фактического соотношения значений $\Delta_{\text{пп}}^{\text{min}}$ и $\Delta_{\text{пп}}$ на ми были проведены расчеты их для параметров пластов угля Байдаевского и Ленинского районов Кузбасса и Черниговского месторождения (по данным В. В. Богацкого [1]). Изучение рассчитанных по приведенным формулам погрешностей аналогии показало, что при $\frac{P_{\max}}{\bar{P}} > 2 \Delta_{\text{пп}}$, дей-

ствительно, всегда больше $\Delta_{\text{пр}}^{\min}$ для любого числа наблюдений N . Если $\frac{P_{\max}}{P} < 2$, то $\Delta_{\text{пр}}$ остается больше $\Delta_{\text{пр}}^{\min}$ только при достаточно большом значении N (более $4^* - 16$); при малом значении N , часто достаточном для исследования признака на участках с минимальной изменчивостью его, $\Delta_{\text{пр}}$ оказывается меньше $\Delta_{\text{пр}}^{\min}$. Превышение $\Delta_{\text{пр}}^{\min}$ над $\Delta_{\text{пр}}$ становится тем больше, чем ближе к единице отношение $\frac{P_{\max}}{P}$. Очевидно, что в этом случае значение N , рассчитанное при одной и той же заданной погрешности аналогии по формуле (1) для случаев с минимальной изменчивостью признака, будет больше значения N , определенного по формуле (2) для случаев с максимальной изменчивостью признака. Уточним пределы существования охарактеризованного несоответствия.

Выразив погрешности аналогии через формулы (1), (2) и произведя сокращения в обеих частях неравенства, получим

$$(N - 1)(P_{\max} - \bar{P}) > 2(P_{\max} - P_{\min}) \text{ или}$$

$$(N - 1)(P_{\max} - \bar{P}) - 2(P_{\max} - P_{\min}) > 0.$$

Как известно, для случаев наиболее простой геологической изменчивости признака характерна сравнительно незначительная разница между P_{\max} и \bar{P} при относительно высоком (отличном от нуля) устойчиво минимальном значении P_{\min} . В общем случае колебание \bar{P} в этих условиях можно выразить границами от $0,5 P_{\max}$ до $0,9 P_{\max}$, а устойчивое значение P_{\min} принять равным $0,25 P_{\max}$. Тогда неравенство, предварительно преобразованное в вид $(N - 1)(P_{\max} - \bar{P}) - 1,5 P_{\max} > 0$, соответственно может иметь выражение в пределах от

$$(N - 1)0,5 P_{\max} - 1,5 P_{\max} > 0 \text{ или } P_{\max}(N - 4) > 0 \text{ до}$$

$$(N - 1)0,1 P_{\max} - 1,5 P_{\max} > 0 \text{ или } P_{\max}(N - 16) > 0.$$

Следовательно, условие неравенства для этих выражений (при положительном значении левой части их) будет сохраняться лишь тогда, когда число наблюдений N составит более $4 - 16$. При меньшем числе наблюдений вычитаемое становится больше уменьшаемого (N), т. е. $\Delta_{\text{пр}}^{\min}$ по абсолютной величине превышает $\Delta_{\text{пр}}$.

Известно, что с увеличением числа наблюдений N на участках, начиная с некоторой достаточно большой совокупности их, предельная погрешность аналогии практически перестает уменьшаться, стабилизируясь на бесконечно малой величине (раньше на объектах с простейшей геологической изменчивостью). Разница между относительными величинами $\Delta_{\text{пр}}$ и $\Delta_{\text{пр}}^{\min}$ или отношение $\Delta_{\text{пр}}/\Delta_{\text{пр}}^{\min}$ при закономерном уменьшении значений каждого из них также должна снижаться. Другой результат дают расчеты значений $\Delta_{\text{пр}}$ и $\Delta_{\text{пр}}^{\min}$ по формулам (1) и (2): с непрерывным увеличением числа наблюдений N отношение $\Delta_{\text{пр}}/\Delta_{\text{пр}}^{\min}$ из-за различной структуры формул неудержимо растет.

Формула (1), по выражению В. В. Богацкого, может применяться для исчисления погрешностей, связанных с маркшейдерскими замерами объемов вскрышных работ, отвалов (терриконов), выемочных пространств и в ряде других случаев. Практически, таким образом, для оцен-

* Гарантийное критическое число наблюдений N определяется [1] выражением $N = 2 \frac{P_{\max}}{P} - 1$. При $\frac{P_{\max}}{P} \leq 2$ гарантийной уже может быть выборка из 2—3 наблюдений.

ки допускаемой погрешности аналогии при изучении изменений признака всех естественных геологических образований рекомендуется одна формула (2). Мы считаем возможным по-иному подойти к рассматриваемому вопросу.

Различие в поведении кусочно-непрерывных (максимальная изменчивость) и одномаксимумных (простейшая изменчивость) функций должно определяться как соотношением значений соседних или предельно удаленных замеров признака, так и, в известной мере, числом наблюдений в каждой выборке. Изменчивость признака по кривой одномаксимумной непрерывной функции при числе наблюдений в линии n может быть охарактеризована средней первой разностью $\left(\frac{P_{\max} - P_{\min}}{n-1} \right)$

или, в общем случае, любой частной первой разностью $(P_n - P_{n-1})$. Очевидно, как средняя, так и любая частная первые разности на участке одномаксимумной функции не могут быть больше разности между максимальным и средним значениями признака. Тогда значение выражения $(P_{\max} - \bar{P})$ можно считать предельным несоответствием исчисленного среднего значения признака \bar{P} истинному среднему.

Предельная изменчивость признака по кривой кусочно-непрерывной или многомаксимумной функции может быть охарактеризована только максимальной первой разностью $(P_{\max} - P_{\min})$.

Область возможных абсолютных ошибок интерполирования признака для одномаксимумной и кусочно-непрерывной функций соответственно должна быть равна $\pm 2(P_{\max} - \bar{P})$ и $\pm 2(P_{\max} - P_{\min})$, а область возможных относительных ошибок —

$$\pm \frac{2(P_{\max} - \bar{P})}{\bar{P}} \text{ и } \pm \frac{2(P_{\max} - P_{\min})}{\bar{P}}.$$

Для оценки конкретной величины предельной ошибки аналогии необходимо уменьшать диапазон возможных относительных ошибок пропорционально достигнутому числу элементов интерполирования на каждом этапе исследований участка. В общем случае число элементов интерполирования на участках с различной изменчивостью признака может быть определено выражением

$$(n-1)(m-1),$$

где

n — число наблюдений (пересечений) в направлении наибольшей изменчивости признака (обычно по линии падения — восстания рудных тел);

m — число наблюдений (пересечений) в направлении наименьшей изменчивости признака (обычно по простиранию рудных тел).

Практика разведки различных месторождений полезных ископаемых показывает, что отношение $m:n$ для равных по протяженности взаимно перпендикулярных линий может изменяться от 1:1 (редко 1,5:1) до 1:3 и более. Выразив в каждом конкретном случае значение m через n , можно представить число элементов интерполирования на участках как $(n-1)^2$, $(n-1)\left(\frac{n-2}{2}\right)$, $(n-1)\left(\frac{n-3}{3}\right)$ и т. д., а конкретные величины предельной ошибки интерполяции как

$$\Delta_{np} = \pm \frac{2(P_{\max} - P_{\min})}{\bar{P}(n-1)^2},$$

$$\Delta_{np} = \pm \frac{4(P_{\max} - P_{\min})}{\bar{P}(n-1)(n-2)}, \quad \Delta_{np} = \pm \frac{6(P_{\max} - P_{\min})}{\bar{P}(n-1)(n-3)} \text{ и т. д.}; \quad (3)$$

$$\Delta_{np}^{\min} = \pm \frac{2(P_{\max} - \bar{P})}{P(n-1)^2}, \quad \Delta_{np}^{\max} = \pm \frac{4(\bar{P}_{\max} - P)}{\bar{P}(n-1)(n-2)},$$

$$\Delta_{np}^{\min} = \pm \frac{6(P_{\max} - \bar{P})}{\bar{P}(n-1)(n-3)} \text{ и т. д.} \quad (4)$$

Из выражений (3) и (4) видно, что величина ошибки интерполяции зависит не только от абсолютной изменчивости признака (отношения $(P_{\max} : \bar{P})$), но и в значительной мере от степени анизотропии объекта разведки: с ростом анизотропии (отношения $n : m$) величина ошибки интерполяции при прочих равных условиях и данном n увеличивается или для достижения одной и той же ошибки интерполяции на объекте с большей анизотропией требуется большее число пересечений n .

Обозначив всякое данное число элементов интерполирования (единичных разведочных блоков) на участке через N , получим общие выражения предельных погрешностей аналогии для случаев кусочно-непрерывных (3¹) и одномаксимумных (4¹) функций:

$$\Delta_{np} = \pm \frac{2(P_{\max} - P_{\min})}{\bar{P}N} \quad \text{и} \quad (3^1)$$

$$\Delta_{np}^{\min} = \pm \frac{2(P_{\max} - \bar{P})}{\bar{P}N}, \quad (4^1)$$

где N может быть равным $(n-1)^2$, $(n-1)\left(\frac{n-2}{2}\right)$, $(n-1)\left(\frac{n-3}{3}\right)$
т. д.

Формулы (3¹) и (4¹) просты, свободны от рассмотренных выше недостатков, а главное, характеризуются вполне определенными условиями своего применения. Для оценки результатов разведки на месторождениях с простой изменчивостью признака, которую, по-видимому, можно охарактеризовать значениями отношения $P_{\max} : \bar{P}$ до 4—6 (месторождения углей, большинство осадочных рудных месторождений и др.), должна использоваться формула (4¹). На месторождениях с сильной изменчивостью признака, которую можно охарактеризовать значениями отношения $P_{\max} : \bar{P}$ от 6 и более (большинство жильных, скарновых и пегматитовых месторождений), должна использоваться формула (3¹).

Расчет необходимого и достаточного окончательного числа единичных разведочных блоков, как и самой плотности разведочной сети, на участках различной площади необходимо проводить дифференцированно по отношению к последней. Один из способов такого расчета для месторождений угля рекомендован нами [2].

ЛИТЕРАТУРА

1. В. В. Богацкий. Математический анализ разведочной сети. Госгеолтехиздат, 1963.
2. Л. М. Петровский. Об определении оптимальной плотности разведочной сети на угольных месторождениях. Изв. вузов, Геология и разведка, № 10, 1965.

ИНТЕНСИВНОСТЬ ИСКРИВЛЕНИЯ СКВАЖИН
АЛЕКСАНДРОВСКОЙ НЕФТЕРАЗВЕДОЧНОЙ ЭКСПЕДИЦИИ
(СРЕДНЕЕ ПРИОБЬЕ)

Л. А. ПУХЛЯКОВ

(Представлена научным семинаром кафедры техники разведки)

Под интенсивностью искривления скважин (*i*) принято понимать изменение направления скважины в пространстве на данном интервале. Именно так этот термин понимают Ю. С. Васильев, Н. В. Сивохина, А. С. Бронзов [1] и некоторые другие авторы. А. Лубинский [2] считает необходимым относить эту величину всегда к одному и тому же интервалу — 10 м, и рекомендует называть ее степенью перегиба скважины. Однако представляется более удобным относить эту величину к тому интервалу, через который на данном предприятии принято измерять элементы кривизны скважин. Для выявления зон наибольшего искривления этого достаточно, а для сопоставления интенсивности искривления скважин различных предприятий можно производить пересчет по мере необходимости.

Некоторые авторы рекомендуют называть эту величину абсолютной интенсивностью, или интенсивностью общего искривления скважины, противопоставляя ему интенсивность приращения зенитного угла и азимута наклона скважины по отдельности. Здесь, однако, следует отметить, что подобное разделение лишьискажает картину, так как при одной и той же разности азимутов с ростом зенитного угла абсолютная интенсивность будет увеличиваться.

Для вывода формулы абсолютной интенсивности примем следующие обозначения: Θ_1 и Θ_2 — зенитные углы скважины в первой и второй точках замера соответственно, A_1 и A_2 — азимуты наклона скважины в этих же точках и φ — разность азимутов,

$$\varphi = A_1 - A_2. \quad (1)$$

Затем в плоскости, совпадающей с плоскостью наклона скважин в первой точке замера, построим касательную к оси скважины в этой точке BF и проекцию касательной к ней $C'F$ во второй точке замера C , после чего пересечем их плоскостью CG , перпендикулярной касательной к оси скважины в первой точке замера BF (рис. 1). Очевидно, на касательной во второй точке замера эта плоскость отсечет отрезок, который будет связан с соответствующим отрезком на касательной BF следующим соотношением:

$$FG = CF \cdot \cos i. \quad (2)$$

Проекция же его будет связана с этим отрезком несколько иным соотношением. А именно:

$$FG = C'F \cdot \cos \angle C'FG$$

или

$$FG = C' F (\cos \Theta_1 \cdot \cos \angle C' FD + \sin \Theta_1 \cdot \sin \angle C' FD). \quad (3)$$

С другой стороны, синус и косинус угла $C'FD$ можно выразить через стороны прямоугольного треугольника $C'FD$, в котором прямая FD является вертикальной,

$$\cos \angle C'FD = \frac{z}{C'F},$$

$$\sin \angle C'FD = \frac{x}{C'F}.$$

В свою очередь, катеты этого треугольника можно выразить через зенитный угол во второй точке замера Θ_2 и разность азимутов φ :

$$z = CF \cdot \cos \theta_2,$$

$$x = CF \cdot \sin \Theta_2 \cdot \cos \varphi.$$

В итоге выражение (3) принимает вид:

$$FG = C'F \left(\cos \Theta_1 \cdot \frac{CF \cdot \cos \Theta_2}{C'F} + \sin \Theta_1 \frac{CF \cdot \sin \Theta_2 \cdot \cos \varphi}{C'F} \right)$$

или, производя соответствующие сокращения,

$$FG - CF(\cos \theta_1 \cdot \cos \theta_2 + \\ + \sin \theta_1 \cdot \sin \theta_2 \cdot \cos \varphi). \quad (4)$$

Рис. 1. Взаимоотношение между касательными, проведенными к оси скважины в двух смежных точках замера

Наконец, сопоставляя выражения (2) и (4), находим

$$\cos i = \cos \Theta_1 \cdot \cos \Theta_2 + \sin \Theta_1 \cdot \sin \Theta_2 \cdot \cos \varphi. \quad (5)$$

Для определения интенсивности искривления скважин разные авторы предлагают различные средства. Например, известен прибор Ю. С. Васильева [1, стр. 44—45], состоящий из двух транспортиров и трех линеек с равномерными шкалами. А. Лубинский [2] для этой же цели рекомендует специальную номограмму. Однако при анализе интенсивности скважин Александровской нефтеразведки не было использовано ни одно из этих средств. Основная причина отказа от них состояла в необычайно высокой трудоемкости при их использовании. Для упрощения работы была составлена специальная таблица — таблица для определения интенсивности слабо искривленных скважин [3], выписка из которой приведена в приложении 1. Таблица эта состоит как бы из нескольких самостоятельных табличек, каждая из которых соответствует зенитному углу в первой точке замера Θ_1 и имеет 10—12 строк. В свою очередь, каждая строка соответствует различным значениям зенитных углов во второй точке замера Θ_2 . При этом под второй точкой замера понимается та, в которой величина зенитного угла больше, чем в другой, независимо от того, выше или ниже по стволу она располагается. Вертикальные столбцы таблицы соответствуют различным значениям азимутов наклона скважины φ .

Таблица для определения интенсивности искривления
слабо искривленных скважин

 $\Theta_1 = 0^\circ 30'$

$\varphi \backslash \Theta_2$	0°	20°	40°	60°	80°	100°	120°	140°	160°	180°
0°30'	0°00'	0°10'	0°21'	0°30'	0°39'	0°46'	0°52'	0°56'	0°59'	1°00'
0°45'	0°15'	0°19'	0°29'	0°40'	0°49'	0°58'	1°06'	1°11'	1°14'	1°15'
1°00'	0°30'	0°33'	0°42'	0°52'	1°02'	1°12'	1°21'	1°25'	1°29'	1°30'
1°15'	0°45'	0°48'	0°56'	1°06'	1°16'	1°26'	1°35'	1°40'	1°44'	1°45'
1°30'	1°00'	1°02'	1°10'	1°20'	1°30'	1°40'	1°50'	1°54'	1°59'	2°00'
1°45'	1°15'	1°17'	1°24'	1°34'	1°44'	1°51'	2°04'	2°09'	2°14'	2°15'
2°00'	1°30'	1°32'	1°39'	1°48'	1°58'	2°09'	2°18'	2°24'	2°28'	2°30'
3°00'	2°30'	2°32'	2°39'	2°47'	2°57'	3°08'	3°18'	3°24'	3°28'	3°30'
4°00'	3°30'	3°32'	3°38'	3°46'	3°56'	4°07'	4°18'	4°24'	4°28'	4°30'
5°00'	4°30'	4°32'	4°38'	4°46'	4°56'	5°07'	5°18'	5°24'	5°28'	5°30'

 $\Theta_1 = 1^\circ 00'$

$\varphi \backslash Q_2$	0°	20°	40°	60°	80°	100°	120°	140°	160°	180°
1°00'	0°00'	0°21'	0°41'	1°00'	1°17'	1°32'	1°44'	1°53'	1°58'	2°00'
1°15'	0°15'	0°28'	0°48'	1°09'	1°28'	1°44'	1°57'	2°07'	2°13'	2°15'
1°30'	0°30'	0°39'	0°59'	1°19'	1°39'	1°57'	2°11'	2°21'	2°28'	2°30'
1°45'	0°45'	0°53'	1°11'	1°31'	1°52'	2°10'	2°25'	2°36'	2°43'	2°45'
2°00'	1°00'	1°07'	1°23'	1°44'	2°04'	2°23'	2°39'	2°50'	2°58'	3°00'
2°15'	1°15'	1°21'	1°37'	1°57'	2°18'	2°37'	2°53'	3°05'	3°12'	3°15'
2°30'	1°30'	1°36'	1°51'	2°11'	2°32'	2°51'	3°07'	3°20'	3°27'	3°30'
2°45'	1°45'	1°50'	2°05'	2°25'	2°46'	3°05'	3°22'	3°35'	3°42'	3°45'
3°00'	2°00'	2°05'	2°20'	2°39'	3°00'	3°19'	3°36'	3°49'	3°57'	4°00'
4°00'	3°00'	3°05'	3°18'	3°36'	3°57'	4°17'	4°35'	4°49'	4°57'	5°00'
5°00'	4°00'	4°05'	4°17'	4°35'	4°56'	5°16'	5°34'	5°48'	5°57'	6°00'
6°00'	5°00'	5°04'	5°16'	5°34'	5°55'	6°15'	6°33'	6°48'	6°57'	7°00'

 $\Theta_1 = 1^\circ 30'$

$\varphi \backslash \Theta_2$	0°	20°	40°	60°	80°	100°	120°	140°	160°	180°
1°30'	0°00'	0°31'	1°01'	1°30'	1°56'	2°18'	2°36'	2°49'	2°57'	3°00'
1°45'	0°15'	0°37'	1°08'	1°38'	2°06'	2°30'	2°49'	3°03'	3°12'	3°15'
2°00'	0°30'	0°47'	1°17'	1°48'	2°17'	2°42'	3°03'	3°18'	3°27'	3°30'
2°15'	0°45'	0°59'	1°28'	1°59'	2°29'	2°55'	3°16'	3°32'	3°42'	3°45'
2°30'	1°00'	1°12'	1°40'	2°11'	2°41'	3°08'	3°30'	3°47'	3°57'	4°00'
2°45'	1°15'	1°26'	1°52'	2°23'	2°54'	3°21'	3°44'	4°01'	4°11'	4°15'
3°00'	1°30'	1°40'	2°05'	2°36'	3°07'	3°35'	3°58'	4°16'	4°26'	4°30'
3°15'	1°45'	1°55'	2°19'	2°49'	3°20'	3°49'	4°12'	4°30'	4°41'	4°45'
3°30'	2°00'	2°09'	2°32'	3°02'	3°34'	4°02'	4°27'	4°45'	4°56'	5°00'
3°45'	2°15'	2°24'	2°46'	3°16'	3°47'	4°16'	4°41'	5°00'	5°11'	5°15'
4°00'	2°30'	2°38'	3°01'	3°30'	4°01'	4°31'	4°55'	5°14'	5°26'	5°30'
5°00'	3°30'	3°38'	3°58'	4°27'	4°58'	5°28'	5°54'	6°13'	6°26'	6°30'
6°00'	4°30'	4°37'	4°57'	5°24'	5°56'	6°26'	6°52'	7°13'	7°26'	7°30'

$\Theta_1 = 2^\circ 00'$

$\varphi \backslash \Theta_2$	0°	20°	40°	60°	80°	100°	120°	140°	160°	180°
2°00'	0°00'	0°42'	1°22'	2°00'	2°34'	3°04'	3°28'	3°46'	3°56'	4°00'
2°15'	0°15'	0°47'	1°28'	2°08'	2°44'	3°16'	3°41'	4°00'	4°11'	4°15'
2°30'	0°30'	0°55'	1°37'	2°17'	2°55'	3°28'	3°54'	4°14'	4°26'	4°30'
2°45'	0°45'	1°06'	1°46'	2°28'	3°06'	3°40'	4°08'	4°28'	4°41'	4°45'
3°00'	1°00'	1°19'	1°57'	2°39'	3°18'	3°53'	4°22'	4°43'	4°56'	5°00'
3°15'	1°15'	1°32'	2°09'	2°50'	3°30'	4°06'	4°35'	4°57'	5°10'	5°15'
3°30'	1°30'	1°46'	2°21'	3°02'	3°43'	4°19'	4°49'	5°12'	5°25'	5°30'
3°45'	1°45'	2°00'	2°34'	3°15'	3°57'	4°32'	5°03'	5°26'	5°40'	5°45'
4°00'	2°00'	2°14'	2°48'	3°28'	4°09'	4°46'	5°17'	5°41'	5°55'	6°00'
5°00'	3°00'	3°12'	3°42'	4°21'	5°03'	5°42'	6°15'	6°39'	6°55'	7°00'
6°00'	4°00'	4°11'	4°39'	5°17'	5°59'	6°39'	7°13'	7°38'	7°55'	8°00'
7°00'	5°00'	5°10'	5°37'	6°15'	6°56'	7°36'	8°11'	8°38'	8°54'	9°00'

$\Theta_1 = 2^\circ 30'$

$\varphi \backslash \Theta_2$	0°	20°	40°	60°	80°	100°	120°	140°	160°	180°
2°30'	0°00'	0°52'	1°43'	2°30'	3°13'	3°50'	4°20'	4°42'	4°56'	5°00'
2°45'	0°15'	0°57'	1°49'	2°38'	3°23'	4°01'	4°33'	4°56'	5°10'	5°15'
3°00'	0°30'	1°04'	1°56'	2°47'	3°33'	4°13'	4°46'	5°10'	5°25'	5°30'
5°15'	0°45'	1°14'	2°05'	2°57'	3°44'	4°26'	5°00'	5°25'	5°40'	5°45'
3°30'	1°00'	1°26'	2°15'	3°07'	3°56'	4°38'	5°13'	5°39'	5°55'	6°00'
3°45'	1°15'	1°39'	2°26'	3°18'	4°08'	4°51'	5°27'	5°53'	6°10'	6°15'
4°00'	1°30'	1°52'	2°38'	3°30'	4°20'	5°04'	5°41'	6°08'	6°24'	6°30'
4°15'	1°45'	2°05'	2°50'	3°42'	4°32'	5°17'	5°55'	6°22'	6°39'	6°45'
4°30'	2°00'	2°19'	3°03'	3°54'	4°45'	5°31'	6°09'	6°37'	6°54'	7°00'
4°45'	2°15'	2°33'	3°15'	4°07'	4°58'	5°44'	6°23'	6°51'	7°09'	7°15'
5°00'	2°30'	2°47'	3°29'	4°20'	5°11'	5°58'	6°37'	7°06'	7°24'	7°30'
6°00'	3°30'	3°45'	4°23'	5°13'	6°05'	6°53'	7°34'	8°05'	8°24'	8°30'
7°00'	4°30'	4°44'	5°20'	6°09'	7°01'	7°50'	8°32'	9°03'	9°23'	9°30'

$\Theta_1 = 3^\circ 00'$

$\varphi \backslash \Theta_2$	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	90°	120°
3°00'	0°00'	0°31'	1°02'	1°33'	2°03'	2°32'	3°00'	3°26'	4°14'	5°11'
3°15'	0°15'	0°36'	1°07'	1°38'	2°09'	2°39'	3°08'	3°35'	4°25'	5°25'
3°30'	0°30'	0°45'	1°14'	1°45'	2°16'	2°47'	3°17'	3°45'	4°36'	5°38'
3°45'	0°45'	0°57'	1°23'	1°53'	2°25'	2°56'	3°27'	3°55'	4°48'	5°51'
4°00'	1°00'	1°10'	1°34'	2°03'	2°34'	3°06'	3°35'	4°06'	5°00'	6°05'
4°15'	1°15'	1°24'	1°46'	2°14'	2°45'	3°16'	3°47'	4°17'	5°12'	6°19'
4°30'	1°30'	1°38'	1°58'	2°25'	2°56'	3°27'	3°58'	4°28'	5°24'	6°32'
4°45'	1°45'	1°52'	2°11'	2°37'	3°07'	3°38'	4°10'	4°40'	5°37'	6°46'
5°00'	2°00'	2°07'	2°25'	2°50'	3°19'	3°50'	4°21'	4°52'	5°50'	
6°00'	3°00'	3°05'	3°21'	3°43'	4°10'	4°40'	5°12'	5°43'	6°42'	
7°00'	4°00'	4°05'	4°18'	4°39'	5°05'	5°34'	6°05'	6°36'		
8°00'	5°00'	5°04'	5°17'	5°36'	6°01'	6°29'	7°00'			

$\theta_1 = 3^\circ 30'$

$\theta_2 \backslash \varphi$	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
3°30'	0°00'	0°37'	1°13'	1°49'	2°24'	2°58'	3°30'	4°01'	4°30'	4°57'
3°45'	0°15'	0°41'	1°17'	1°53'	2°29'	3°04'	3°38'	4°10'	4°40'	5°08'
4°00'	0°30'	0°49'	1°23'	2°00'	2°36'	3°12'	3°46'	4°19'	4°50'	5°19'
4°15'	0°45'	1°00'	1°32'	2°08'	2°44'	3°21'	3°55'	4°29'	5°01'	5°30'
4°30'	1°00'	1°13'	1°42'	2°17'	2°53'	3°30'	4°05'	4°40'	5°12'	5°42'
4°45'	1°15'	1°26'	1°53'	2°27'	3°03'	3°40'	4°16'	4°50'	5°23'	5°54'
5°00'	1°30'	1°40'	2°05'	2°38'	3°14'	3°50'	4°27'	5°02'	5°35'	6°06'
5°15'	1°45'	1°55'	2°18'	2°49'	3°25'	4°01'	4°38'	5°14'	5°47'	6°18'
5°30'	2°00'	2°08'	2°31'	3°02'	3°36'	4°13'	4°49'	5°25'	5°59'	6°31'
6°00'	2°30'	2°37'	2°58'	3°27'	4°00'	4°36'	5°13'	5°49'	6°24'	
7°00'	3°30'	3°36'	3°54'	4°20'	4°52'	5°27'	6°04'	6°40'		
8°00'	4°30'	4°36'	4°52'	5°16'	5°46'	6°20'				

$\theta_1 = 4^\circ 00'$

$\theta_2 \backslash \varphi$	0°	5°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°
4°00'	0°00'	0°21'	0°42'	1°23'	2°04'	2°44'	3°23'	4°00'	4°35'	5°09'
4°15'	0°15'	0°26'	0°46'	1°27'	2°09'	2°50'	3°30'	4°08'	4°44'	5°18'
4°30'	0°30'	0°38'	0°53'	1°33'	2°15'	2°57'	3°37'	4°16'	4°53'	5°28'
4°45'	0°45'	0°50'	1°04'	1°41'	2°23'	3°04'	3°45'	4°25'	5°03'	5°39'
5°00'	1°00'	1°04'	1°16'	1°51'	2°31'	3°13'	3°54'	4°35'	5°13'	5°50'
5°15'	1°15'	1°19'	1°29'	2°01'	2°41'	3°22'	4°04'	4°45'	5°24'	6°01'
5°30'	1°30'	1°33'	1°42'	2°13'	2°51'	3°32'	4°14'	4°55'	5°35'	6°13'
5°45'	1°45'	1°48'	1°56'	2°25'	3°02'	3°43'	4°25'	5°06'	5°46'	6°24'
6°00'	2°00'	2°03'	2°10'	2°37'	3°14'	3°54'	4°36'	5°17'	5°58'	6°36'
7°00'	3°00'	3°02'	3°08'	3°31'	4°04'	4°42'	5°23'	6°05'		
8°00'	4°00'	4°02'	4°07'	4°27'	4°57'	5°34'	6°14'	6°55'		
9°00'	5°00'	5°02'	5°06'	5°25'	5°53'	6°28'	7°07'			

$\theta_1 = 4^\circ 30'$

$\theta_2 \backslash \varphi$	0°	5°	10°	15°	20°	30°	40°	50°	60°	70
4°30'	0°00'	0°24'	0°47'	1°11'	1°34'	2°20'	3°05'	3°48'	4°30'	5°10'
4°45'	0°15'	0°29'	0°51'	1°14'	1°37'	2°24'	3°10'	3°55'	4°38'	5°18'
5°00'	0°30'	0°40'	0°58'	1°20'	1°43'	2°30'	3°17'	4°02'	4°46'	5°28'
5°15'	0°45'	0°52'	1°08'	1°28'	1°51'	2°37'	3°24'	4°10'	4°55'	5°37'
5°30'	1°00'	1°05'	1°19'	1°38'	2°00'	2°46'	3°33'	4°19'	5°04'	5°47'
5°45'	1°15'	1°20'	1°32'	1°49'	2°10'	2°55'	3°42'	4°28'	5°14'	5°58'
6°00'	1°30'	1°34'	1°45'	2°01'	2°21'	3°05'	3°51'	4°38'	5°24'	6°08'
6°15'	1°45'	1°49'	1°59'	2°14'	2°32'	3°15'	4°01'	4°48'	5°35'	6°19'
6°30'	2°00'	2°03'	2°13'	2°27'	2°45'	3°26'	4°12'	4°59'	5°46'	6°31'
7°00'	2°30'	2°33'	2°41'	2°54'	3°10'	3°50'	4°35'	5°21'	6°08'	6°54'
8°00'	3°30'	3°32'	3°39'	3°50'	4°04'	3°41'	5°23'	6°09'	6°56'	
9°00'	4°30'	4°32'	4°38'	4°48'	5°01'	5°34'	6°15'	7°00'		
10°00'	5°30'	5°32'	5°37'	5°46'	5°58'	6°30'	7°09'			

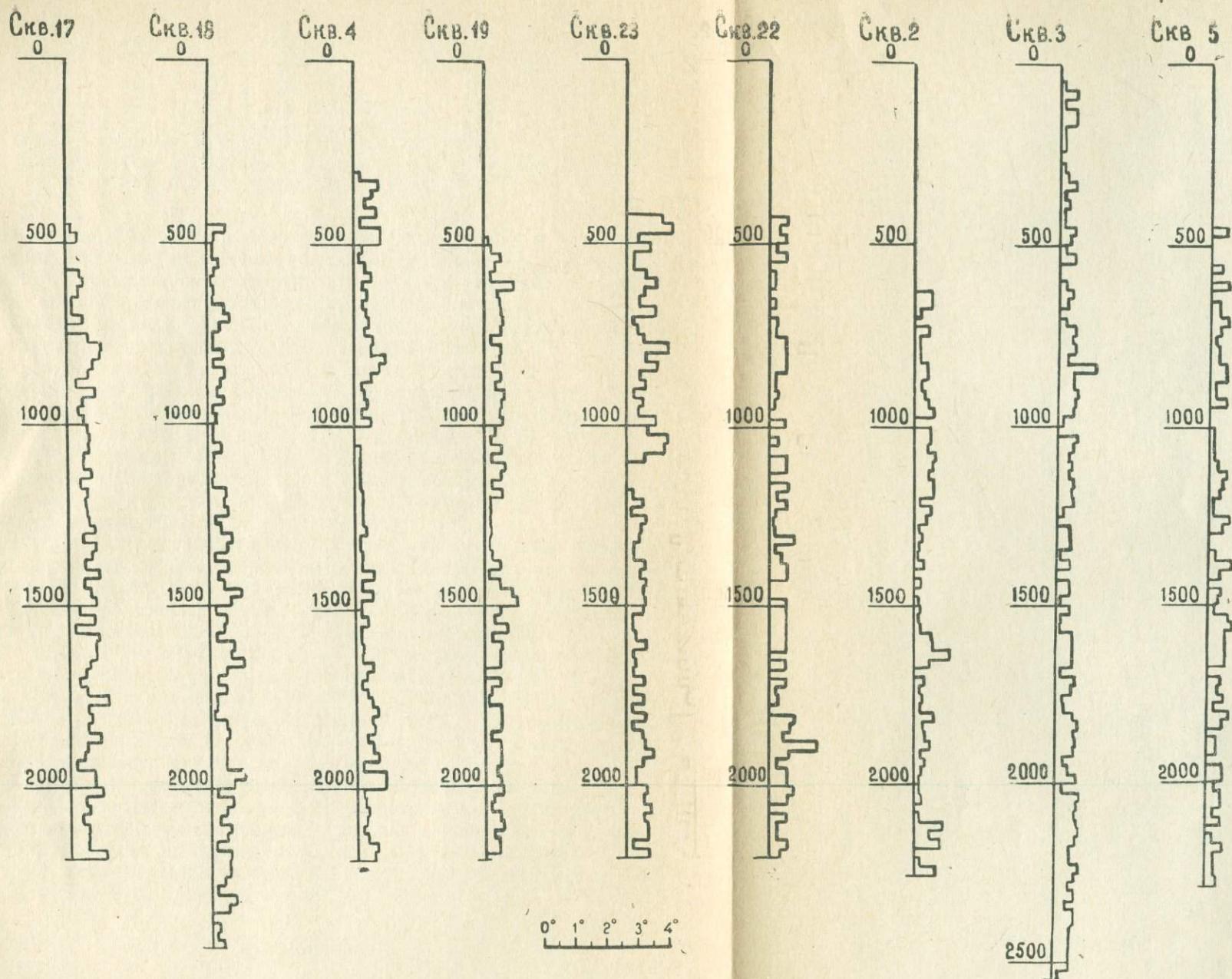


Рис. 2. Интенсивность искривления скважин Александровской нефтеразведки. Вертикальные прямые символизируют оси скважин, цифры слева от них показывают глубину в метрах. Величины интенсивности даны в градусах на 25 метров, масштаб общий в нижней части рисунка

$\Theta_1 = 5^{\circ}00'$

Θ_2	φ	0°	5°	10°	15°	20°	25°	30°	40°	50°	60°
5°00'	0°00'	0°26'	0°53'	1°18'	1°44'	2°10'	2°35'	3°26'	4°14'	5°00'	
5°15'	0°15'	0°31'	0°56'	1°22'	1°48'	2°14'	2°40'	3°31'	4°20'	5°07'	
5°30'	0°30'	0°41'	1°03'	1°27'	1°53'	2°19'	2°45'	3°37'	4°27'	5°16'	
5°45'	0°45'	0°53'	1°12'	1°35'	2°00'	2°26'	2°52'	3°44'	4°35'	5°24'	
6°00'	1°00'	1°07'	1°23'	1°45'	2°09'	2°34'	3°00'	3°52'	4°44'	5°34'	
6°15'	1°15'	1°21'	1°35'	1°55'	2°19'	2°43'	3°09'	4°01'	4°53'	5°43'	
6°30'	1°30'	1°35'	1°48'	2°07'	2°29'	2°53'	3°18'	4°10'	5°02'	5°53'	
6°45'	1°45'	1°49'	2°01'	2°19'	2°40'	3°04'	3°28'	4°20'	5°12'	6°04'	
7°00'	2°00'	2°04'	2°15'	2°32'	2°52'	3°15'	3°39'	4°31'	5°23'	6°14'	
8°00'	3°00'	3°03'	3°12'	3°25'	3°43'	4°03'	4°26'	5°16'	6°07'	6°59'	
9°00'	4°00'	4°03'	4°10'	4°22'	4°38'	4°56'	5°18'	6°05'	6°56'		
10°00'	5°00'	5°02'	5°09'	5°20'	5°34'	5°52'	6°11'	6°57'			

Результаты определения интенсивности искривления по различным скважинам Александровской нефтеразведки приведены на рис. 2. Большой интенсивности здесь соответствуют большие расстояния ломаной от вертикальной прямой, символизирующей ось скважины.

Как видно из этого рисунка, интенсивность искривления скважин Александровской нефтеразведки сравнительно невелика. Как правило, она не больше одного градуса на 25 м, но иногда все же превышает эту величину. Для сравнения отметим, что в скважинах НПУ «Артемнефть» (Азербайджан) в зоне набора кривизны интенсивность искривления достигает иногда 4°00' на 25 м; а в скважинах НПУ «Чернушка-нефть» — 2°30' и даже 3°00' на 25 м. Из сказанного следует, что при эксплуатации скважин Александровской нефтеразведки в них не должно наблюдаться того неравномерного износа насосных штанг, который наблюдается на промыслах НПУ «Артемнефть».

Далее рис. 1 позволяет сказать, что в одних скважинах Александровской нефтеразведочной экспедиции интенсивность искривления распределена по стволу более или менее равномерно, например, в скв. 3 и 17, у других она в одних частях больше, в других — меньше. Например, в скважине 4, в интервале 1000—1600 м она близка к нулю, а в интервалах 300—1000 и 1750—2000 м превышает 0°30' на 25 м. Низкая интенсивность кривизны наблюдается в скв. 2 в интервалах 750—825 м и 1275—1575 м; в скв. 18 в интервалах 475—675 м, 750—800 м, 950—1175 м и 1750—1825 м; в скв. 19 в интервале 1200—1400 м. Высокая интенсивность наблюдается в скв. 17, при этом, как отмечалось выше, она приблизительно равномерно распределена по всему стволу.

Связать повышение интенсивности искривления скважин с какой-либо свитой геологического разреза не представляется возможным, отсюда причину искривления скважин в данном районе следует искать в технических условиях их проводки. Кстати, искривления скважин Александровской нефтеразведки укладываются в допустимые нормы — зенитные углы здесь не превышают 5°00'.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ю. С. Васильев, Н. Б. Сивохина, А. С. Бронзов. Допустимые отклонения стволов скважин от проекта. Гостоптехиздат, 1963.
2. Г. Вудс, А. Лубинский. Искривление скважин при бурении. Гостоптехиздат, 1960.
3. Л. А. Пухляков. Таблица для определения интенсивности искривления скважин. Рукопись, 1966.

ИССЛЕДОВАНИЕ СРЕДСТВ НАПРАВЛЕННОГО БУРЕНИЯ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ЗАЛЕГАНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР

С. С. СУЛАКШИН, Б. И. СПИРИДОНОВ

На всех стадиях геологоразведочных работ наряду с выяснением качественных и количественных характеристик полезного ископаемого осуществляются построения геологических структур. При этом преследуется цель увязать в пространстве положение рудных тел, установить их морфологию, наметить дальнейшее направление разведочных работ и т. д. Для выполнения этих задач в ряде случаев возникает необходимость бурить большое количество дополнительных скважин.

Часто только для установления направления падения структур или толщи пород из одной точки задаются две-три скважины. Это, естественно, увеличивает затраты на разведку месторождений и сроки ее проведения.

На кафедре техники разведки Томского политехнического института накоплен некоторый опыт по использованию методов и технических средств направленного бурения для определения элементов залегания геологических структур. Большинство из этих методов основано на использовании закономерностей естественного и искусственного искривления скважин.

Исследованиями установлено, что в подавляющем большинстве случаев при углах встречи со слоями пород в пределах 25—75° скважины отклоняются в направлении, перпендикулярном падению толщи. Классическим примером проявления этой закономерности является Белоусовское месторождение в Восточном Казахстане, на западном фланге которого траектории скважин приобретают S-образную форму, точно описывая опрокинутую складчатую структуру (рис. 1).

Имеется много примеров, когда при моноклинальной структуре скважины отклоняются строго закономерно навстречу падению слоев пород.

Таким образом, при построении геологических разрезов необходимо всегда обращать внимание на направление естественного искривления скважин и использовать его закономерности [1].

В ряде случаев интенсивность естественного искривления имеет очень малое значение. Это имеет место при твердосплавном бурении, а также при сравнительно небольших глубинах скважин.

На ранних стадиях разведочных работ расстояния между скважинами большие. При сложном геологическом строении месторождения, сложной тектонике, особенно при наличии мощной толщи наносов, очень трудно увязать разрез. Тем более трудно заранее определить

направление забурки наклонных скважин, которые должны быть заданы для увеличения пересекаемой стратиграфической мощности и обеспечения оптимального угла встречи.

В таких условиях рациональной является проходка вертикально наклонных скважин по способу, разработанному на кафедре техники разведки ТПИ.

Способ основан на использовании закономерностей естественного искривления скважин и увеличения степени их проявления. Техническим средством при этом является простой одинарный шарнирный отклонитель [2], который используется в вертикально забуренной скважине. Следуя основным закономерностям естественного искривления, скважины отклоняются в направлении, перпендикулярном падению пород. Последующее проведение инклинометрии позволяет довольно четко определить элементы залегания пород в данном разрезе, как это имело место на Каменской поисковой площади (рис. 2) (Кузбасской экспедиции) и на участке Бунгурском Северном (Шуштупепская ГРП, Кузбасс).

Для увеличения точности определения элементов залегания слоев пород и соответственно увеличения достоверности структурных построений необходим отбор ориентированного керна. В настоящее время разработано несколько методов и довольно большое количество технических средств его получения. Однако все эти средства сложны по конструкции, а главное, не выпускаются серийно промышленностью. В результате геологоразведочные предприятия лишены возможности использовать такой важный фактор при изучении геологического строения месторождений, как отбор ориентированного керна.

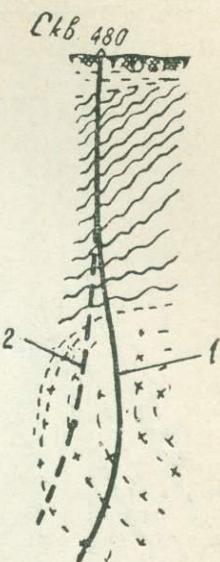


Рис. 1. Скважина, искрившаяся под действием геологических факторов на Белоусовском месторождении: 1 — ствол пробуренной скважины; 2 — проектный ствол скважины

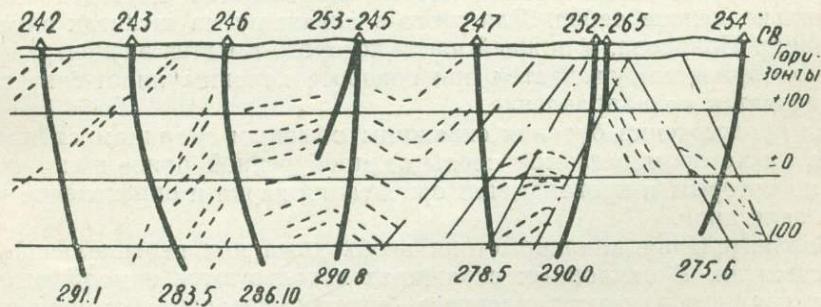


Рис. 2. Геологический разрез, построенный по закономерностям искривления скважин на Каменском месторождении в Кузбассе

Как показали исследования, проведенные на кафедре техники разведки, ориентированный керн достаточно просто может быть отобран с применением простого шарнирного отклонителя, которым производится резкое искривление ствола скважины. Под влиянием ряда факторов отклонение вертикально забуренной скважины происходит, как правило, в сторону против падения слоев пород. Интервал резкого искривления

составляет 5—10 м. После отклонения производится инклинометрия резко искривленного участка, а затем в скважину опускается длинный жесткий снаряд с диаметром, близким к диаметру скважины, которым осуществляется бурение ствола в первоначальном направлении. В интервале 1—3 м основной ствол полностью отходит от дополнительного,

а из скважины извлекается керн, имеющий в сечении форму полумесяца (рис. 3). Направление ложка керна определено предварительной инклинометрией. После этого не составляет труда сориентировать извлеченный керн и определить элементы залегания толщи пород, слоистости, трещиноватости и др.

При отборе ориентированного керна этим простым методом могут быть получены и использованы дополнительные данные к построению структуры. Необходимо учесть, что дополнительный резко искривленный ствол отклоняется в направлении, перпендикулярном падению пород. Кроме того, основным и дополнительным стволом на разных отметках может быть получено подсечение какого-либо маркирующего слоя, пласти, жилы, трещины и т. д.

С применением дополнительной инклинометрии при вертикальном положении ствола керн может быть ориентирован и по пилот-скважине. В этом случае снарядом малого диаметра на предварительно выравненном забое у стенки скважины (эксцентрично) отбуривается на

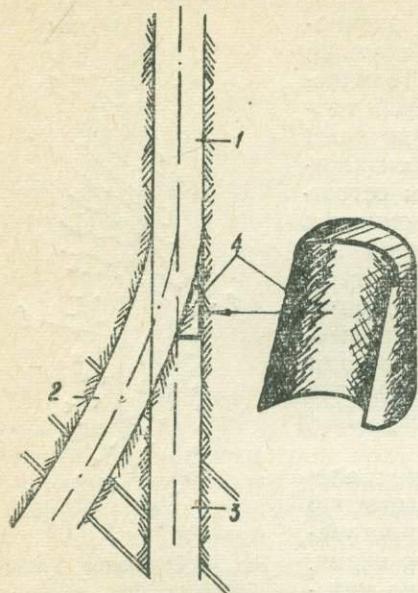


Рис. 3. Схема получения ориентированного керна при бурении дополнительного ствола: 1 — основной ствол; 2 — дополнительный ствол; 3 — продолжение основного ствола; 4 — керн с желобом

5—10 см пилот-скважина. После этого определяется местоположение относительно центра забоя. Для этого в скважину на штангах опускается прибор Полякова, в нижней части которого имеется эксцентричный штырь, которым нащупывается при повороте колонны пилот-скважина и определяется ее направление.

При продолжении бурения скважины обычным снарядом отбирается керн, на котором остаются следы от пробуренной ранее пилот-скважины, по которым и производится ориентация керна и определение элементов залегания.

Дополнительная инклинометрия необходима при вертикальной забурке скважин. В наклонных скважинах используются самоориентирующиеся снаряды для направленного бурения, которыми отбуривается пилот-скважина в строго определенном направлении. Так, при применении снаряда для выкручивания СВС ТПИ конструкции Ю. Л. Боярко пилот-скважина получается у лежачей стенки скважины (рис. 4, а). При использовании же простого шарнирного отклонителя, но малого диаметра, положение пилот-скважины получается в верхней части забоя, у висячей стенки скважины (рис. 4, б).

Если направление интервала наклонной скважины известно, то, имея следы пилот-скважин на керне и зная, что они расположены в верхней или нижней части забоя, можно ориентировать поднятый керн на поверхности. В настоящее время этот способ начал использоваться

в ряде геологических организаций, при этом для зарезки нового направления применяют различные технические средства направленного бурения. Так, работниками КазИМС [3] используется отклоняющее устройство СНБ-КО, а в ВКГУ — снаряд СО-3.

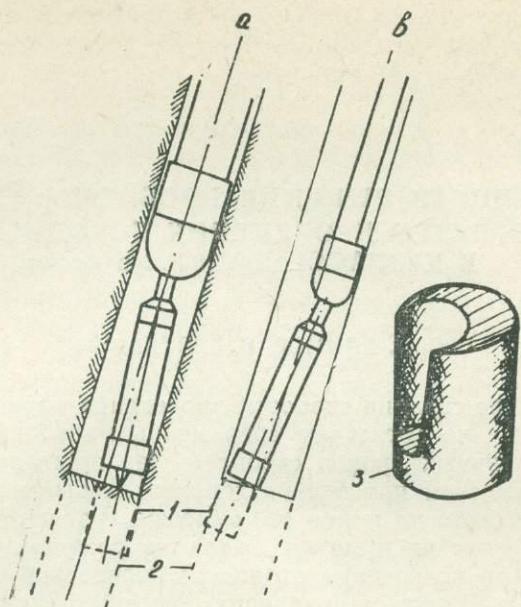


Рис. 4. Схема получения ориентированного керна при бурении пилот-скважины в наклонном стволе:
1 — пилот-скважина; 2 — основной ствол; 3 — керн с ориентирующей пилот-скважиной

Описанные методы отбора ориентированного керна с применением средств направленного бурения не требуют сложных приборов, аппаратуры, и их техническое осуществление доступно работникам любой квалификации. Поэтому необходимо самое широкое их внедрение в практику буровой разведки, что, несомненно, улучшит качество и полноту получаемых геологических материалов и общую экономическую эффективность разведочных работ.

ЛИТЕРАТУРА

1. С. С. Сулакшин. Естественное искривление скважин как фактор контроля при построении структурных разрезов и карт. Изв. вузов. Геология и разведка, № 4, 1964.
2. Б. И. Спиридонов, С. С. Сулакшин. Опыт направленного бурения скважин. Бюлл. науч. техн. информ. ОНТИ ВИМС, № 5 (49), 1963.
3. О. П. Леонтьев, Е. И. Лиманов, В. А. Броневский, И. Н. Страбыкин, И. И. Елизаров. Направленное бурение разведочных скважин устройством УНБ-КО. Алма-Ата, 1965.

О ВОЗМОЖНОСТИ РЕШЕНИЯ ПРОБЛЕМЫ УВЕЛИЧЕНИЯ СРЕДНИХ СКОРОСТЕЙ ПРОВЕДЕНИЯ ПОРОДНЫХ ВЫРАБОТОК В КУЗБАССЕ ДО 200 м в месяц

О. Д. АЛИМОВ, В. Г. ЛУКЬЯНОВ

Существующие средние скорости проведения выработок по породам (40—70 м/месяц) не отвечают современным требованиям. Для выполнения нормативных сроков строительства шахт необходимо, чтобы коммерческие скорости проведения горизонтальных и наклонных выработок в среднем были не менее 100 м/месяц. В течение уже многих лет работники производства и науки пытаются создать реальные условия для существенного повышения скоростей проведения подземных выработок по породам. В этом направлении уже много сделано.

Главным достоинством скоростного проведения выработок является значительное сокращение времени на вскрытие и подготовку новых горизонтов шахт, а при строительстве — срока строительства. Экономическая эффективность скоростного проведения выработок обусловлена достижением более высокой производительности труда и снижением общешахтных и накладных расходов. При увеличении скорости с 50 до 200 м/месяц стоимость 1 пог. м выработки снизится на 15—20%.

Имеющаяся в Кузбассе техника для ведения горнoproходческих работ и опыт скоростного прохождения выработок позволяют развивать средние технические скорости горизонтальных выработок выше 100 м/месяц. Примером могут служить скоростные проходки в Кузбассе: на шахте № 8, где за месяц пройдено 145,8 м полевого штрека; на шахте «Зиминка» № 1—2, где за месяц пройдено 170 м полевого штрека; на шахте «Томусинская» № 5—6, где за месяц пройдено 155 м главной штольни; на шахте «Егозовская» № 1, где пройдено 220,5 м полевого штрека; на шахте № 3—3-бис, где за месяц пройдено 275,3 м квершлага и 1160 м группового штрека по углю; на шахте № 5—6, где пройдено 292 м квершлага; на шахте им. Калинина, где за месяц пройдено 302 м полевого штрека.

Необходимо отметить, что высокие производственные показатели на указанных шахтах были достигнуты не за счет применения какого-либо особо нового производственного или технически совершенного оборудования. Решающее значение при этом имело более высокое насыщение забоя проходческим оборудованием и бесперебойное снабжение порожняком, крепежными материалами, а также создание условий, обеспечивающих полное их использование. Высокая квалификация проходчиков, включение в состав бригады электрослесарей, взрывника, механиков и доставщиков материала, внедрение продуманной многоциклической организации работ в забое, максимальное совмещение отдельных операций проходческого цикла во времени способствуют достижению

высоких скоростей проходки. Если опыт скоростных проходок достаточно хорошо проанализировать и внедрить в повседневную практику работы шахт, то это позволит существенно увеличить средние скорости проведения выработок в Кузбассе.

Еще большие возможности могут быть реализованы при внедрении результатов ряда исследовательских и опытно-конструкторских работ. Естественно, для обеспечения дальнейшего роста скорости проведения подготовительных выработок и снижения трудоемкости работ необходимо внести усовершенствования в механизацию всех операций проходческого цикла и создать машины для комплексной механизации. Как известно, основными процессами при буровзрывном способе проведения выработок являются бурение шпуров, погрузка породы и крепление выработки.

Для сокращения трудоемкости затрат времени на обуривание забоя следует повсеместно внедрить высокопроизводительные длинноходовые бурильные машины вращательного (для пород до $f \leq 10$) и вращательно-ударного действия (для бурения шпуров в породах $f > 10$). Для установки бурильных машин на существующих погрузочных машинах следует в ближайшее время создать более совершенные манипуляторы. Эта задача должна быть поставлена перед научными работниками и машиностроителями как одна из первоочередных. Без хороших манипуляторов невозможно добиться успеха даже при самых совершенных конструкциях бурильных машин.

Следует усовершенствовать и по возможности более широко внедрить буровые каретки конструкции Кузнецкого завода и КузНИИ.

Одновременно необходимо провести серьезные исследовательские и опытно-конструкторские работы по созданию буропогрузочных агрегатов. Имеющиеся уже успехи в совершенствовании конструкций буровых и погрузочных машин позволяют решить эту задачу в ближайшее время. Буропогрузочные агрегаты целесообразно создавать как на базе погрузочных машин непрерывного действия, так и на базе хорошо освоенных практикой машин периодического действия. С накоплением опыта буропогрузочные машины должны совершенствоваться так, чтобы выполнять и функции машин для механизации работ по креплению выработок.

Для увеличения эффективности буровзрывных работ глубина шпуров должна быть увеличена до 2,5—3,0 м, улучшено качество ВВ и электродetonаторов, предусмотрена механизация подготовки и производства забивки шпуров.

В конструкцию погрузочных машин следует внести усовершенствования (увеличить емкость ковшей, улучшить их конфигурацию, уменьшить время цикла). Эти рекомендации уже хорошо разработаны и давно ждут внедрения. Серьезное внимание следует обратить на увеличение емкости вагонеток и совершенствование средств обмена вагонеток. Для этого необходимо в ближайшее время отобрать лучшие конструкции устройств для обмена вагонеток, а также приспособлений, исключающих обмен вагонеток (подвесные, мостовые конвейеры, бункер-поезда), применение самоходных вагонеток и широко внедрить их в практику.

Параллельно с совершенствованием буровых, погрузочных и транспортных машин следует изыскать возможности существенного сокращения тяжелого ручного труда при креплении выработок, следует обобщить опыт применения различных конструкций крепеукладчиков, широко внедрить лучшие из них и попытаться смонтировать их основные узлы на базе существующих погрузочных и буропогрузочных машин.

Эффективное применение новой техники невозможно без продуманной организации и оплаты труда. Эти вопросы должны быть решены соответствующими специалистами.

В решении всех этих вопросов уже сделано много и поэтому решить проблему увеличения средних скоростей проведения породных выработок в Кузбассе до 200 м/месяц вполне возможно.

Для этого необходимо в ближайшее время провести серьезное обобщение имеющихся и уже частично забытых рекомендаций и провести целеустремленные дополнительные исследовательские и опытно-конструкторские работы в следующих четырех взаимосвязанных направлениях:

1. Совершенствование буровых машин, манипуляторов и средств взрывания.
2. Совершенствование погрузочных машин, транспортных устройств и средств для обмена вагонеток.
3. Изыскание способов и конструкций машин, облегчающих крепление выработок.
4. Изыскание рациональной организации труда при использовании новой механизации при проведении выработок и экономическая целесообразность различных вариантов комплексной механизации.

Для решения этих задач в Кузбассе есть все возможности. Есть научно-исследовательские организации, которые занимаются этими проблемами, заводы горного машиностроения, квалифицированные кадры шахтеров. Для реализации этих возможностей необходима действительная координация, позволяющая осуществить эти работы в минимальные сроки с наибольшей глубиной проработки вопросов.

Поэтому было бы желательно при Кузбасском совнархозе или комбинате «Кузбассуголь» создать специальную рабочую координационную комиссию, которая составила бы план работ, необходимых для решения проблемы в ближайшие 2—3 года, осуществляла бы научное и административное руководство этими работами. Кроме научно-методических вопросов, эта комиссия должна решать и вопросы финансирования работ по проблеме и оценивать результаты, полученные отдельными исполнителями.

В такую комиссию необходимо включить наиболее квалифицированных научных работников и работников производства. План работ по решению проблемы, составленный этой комиссией, должен учитывать активное привлечение всех организаций, которые могут оказаться полезными. В этих работах могли бы принять участие несколько лабораторий Института горного дела и Института экономики СО АН СССР, КузНИИУИ, КузНИИШАХТОСТРОЙ, Кемеровский горный институт, Томский политехнический институт, конструкторские бюро новокузнецкого, юргинского, томского и других заводов.

О ДОПУСТИМОМ ВЕСЕ РУЧНОГО МЕХАНИЗИРОВАННОГО ИНСТРУМЕНТА

В. И. ЕЛГАЗИН

(Представлена научными семинаром кафедры охраны труда и горного дела)

В различных отраслях промышленности для механизации сборочных, слесарных, монтажных, добычных, строительных, отделочных и т. п. операций широкое распространение получил ручной механизированный инструмент. Объясняется это тем, что его использование позволяет значительно повысить производительность ручного труда, снизить себестоимость работ, уменьшить утомляемость рабочего и поднять культуру производства. В настоящее время наша промышленность выпускает в год около 1 млн. единиц ручного механизированного инструмента. Однако технический уровень большинства этих изделий заставляет желать много лучшего. Несмотря на бурное развитие науки и техники, появление новых совершенных материалов, разработку прогрессивной технологии, некоторые модели механизированного инструмента выпускаются по 10—15 лет без существенного изменения конструкции. Такой инструмент имеет недопустимые весовые характеристики, неудовлетворительную и неудобную в эксплуатации конструкцию, неудачную по форме и внешнему виду.

Большим недостатком в работе над проектированием современного механизированного инструмента является недоучет так называемого «человеческого фактора». Обычно анализируется не система «человек — механизированный инструмент», а инструмент в отрыве от человека. Но функции элементов системы (человеческого и машинного) настолько тесно взаимосвязаны, что нельзя решить задачу совершенствования только за счет технического фактора. Совершенствовать систему — это значит совершенствовать все ее звенья в совокупности. Для инженера-конструктора, занятого проектированием механизированного инструмента, эта задача непосильна. Будучи хорошо знакомым с техникой, он не знает особенностей человека и, естественно, не может учсть их в своей работе.

Прежде чем проектировать машину для любой профессии, необходимо изучить эту профессию с психофизиологической точки зрения. Эту работу должен провести не конструктор, а соответствующие специалисты — физиологи и психологи труда, гигиенисты, но при обязательном участии в ней инженера-конструктора.

В настоящей статье мы остановимся только на одном, по нашему мнению, самом злободневном и еще нерешенном вопросе — вопросе о допустимом весе ручного механизированного инструмента. Рассмотрим этот вопрос на примере горных ручных электросверл, получивших очень широкое распространение в горнодобывающей промышленности.

Вес горных ручных электросверл отечественного производства за последние тридцать с лишним лет не изменился. Он равен 15—19 кг. Это видно из табл. 1. А сверл с податчиком — 20—26 кг. Если при этом учесть вес бурильной штанги и кабеля, подводящего к сверлу электроэнергию, то значение приведенных весовых характеристик увеличивается в среднем на 5—6 кг.

Таблица 1

Тип сверла	Год выпуска	Эффективная полу-часовая мощность, квт	Вес сверла, кг	Удельный вес, кг/квт
ЭБР-1	1932	0,55	16,0	29,1
ЭР-4	1938	0,9	15,6	17,3
ЭБР-6	1945	1,0	17,0	17,0
ЭБР-19Д	1953	1,2	19,0	15,8
ЭР-18Д	1960	1,4	16,4	11,7

За это же время эффективная мощность сверл возросла с 0,5 квт до 1,4 квт.

Новым проектом типажа запроектировано еще более мощное сверло — 1,6 квт (СЭГ16—1), т. е. наблюдается упорная тенденция роста мощности ручных электросверл при сохранении их веса неизменным, хотя целым рядом исследовательских работ доказано, что мощности сверл 0,9—1,0 квт вполне достаточны для работы и при дальнейшем совершенствовании ручных электросверл надо не увеличивать их мощность, а уменьшать вес.

Мощность двигателей зарубежных электросверл ниже, чем отечественных; весовые же характеристики примерно одинаковы. Это хорошо видно из табл. 2.

Таблица 2

Страна	Модель	Эффективная мощность, квт	Вес сверла, гк
ГДР	Дина-О	0,9	17,0
Польша	WE-7	0,9	14,8
США	GCH	—	19,5
Англия	525-DJR-700	1,10	16,3
ФРГ	E-47/1	0,80	16,0
Франция	PTM-37	0,9	18,0

Заводы-изготовители ручных электросверл при оценке прогрессивности новых конструкций используют показатели удельного веса. Из табл. 1 видно, что этот показатель действительно непрерывно улучшается. Объясняется это в основном тем, что показатель удельного веса электродвигателя всегда ниже, чем этот же показатель рабочей машины. Однако с улучшением показателя удельного веса степень утомления бурильщика не уменьшается. Не улучшаются и условия его работы. Универсальным показателем прогрессивности сверла должна быть производительность труда работающего им бурильщика и степень его утом-

ления. Таким образом, при оценке конструкций электросверл должно проводиться исследование степени утомления.

Учитывая, что бурильщик работает в исключительно сложных и неблагоприятных условиях труда, вес «ручного» инструмента, равный 20—30 кг (в комплекте с бурильной штангой и кабелем) является недопустимым. Об этом говорят отзывы бурильщиков, об этом же говорят и результаты нашей научно-исследовательской работы, выполненной по просьбе заводов-изготовителей ручных электросверл (Томского электромеханического им. В. В. Вахрушева и Конотопского «Красный металлист»).

Вопрос о диагностике утомления и по сей день остается очень сложным. Признаки снижения работоспособности в зависимости от характера работы могут быть самыми разнообразными. В одном случае это уменьшение количества работы, в другом — ухудшение качества, в третьем — изменение характера выполняемой работы. Однако только внешних признаков для диагностики степени утомления недостаточно. Учитывая ведущую роль центральнонервных механизмов в утомлении, при его диагностике необходимо использовать пробы, характеризующие процесс торможения, который представляет собой один из «органических» компонентов утомления. К таким методам относится определение времени сенсорно-моторной реакции, использование данных электроэнцефалограмм и биотоков мышц, методы, оценивающие состояние различных анализаторов, и т. д. В оценке тяжести работы большую помощь оказывает регистрация частоты пульса, кровяного давления, величины легочной вентиляции и энергетических затрат. В зависимости от характера работы решающими являются те или иные методы диагностики.

Экспериментальная работа по определению степени утомления бурильщиков в зависимости от условий работы и веса бурильной машины проводилась нами в условиях шахты и лаборатории. Определялась она путем хронометража производственной деятельности, определения «показателя статической выносливости», регистрации частоты пульса и скорости реакции.

«Показатель статической выносливости» является хорошим определятелем степени утомления. Он представляет собой время, в течение которого исследуемый человек может выполнять статическую работу по поддержанию усилия, равного определенной доле замеренной максимальной силы. Определяется он с помощью специальных динамометров.

Этот показатель мы использовали для определения степени утомления бурильщиков в зависимости от их рабочей позы. За 1,5 часа непрерывной работы (среднее время на обуривание забоя) этот показатель при бурении верхних шпуров (сверло расположено над головой) уменьшается в среднем на 72,6% от исходной величины. Такое значение показателя характеризует очень тяжелый характер работы. Менее тяжела работа по бурению горизонтальных шпуров лежа (снижение показателя на 62%). Работа по бурению шпуров сидя или стоя на коленях, а также на уровне груди примерно одинакова по энергозатратам (снижение показателя на 54—58%). И наконец, наиболее легкой является работа стоя, с бурильной машиной, расположенной на уровне от колена до живота (снижение показателя на 35%). Однако это легкость относительная. Для сравнения приведем один пример: при работе в условиях конвейерного производства фабрики кожевенных изделий среднее снижение «показателя статической выносливости» за смену равно всего 19,4%.

Для определения степени утомления в зависимости от веса бурильной машины (различные весовые характеристики машин достигались

применением контргруза) использовался хронометраж трудовой деятельности и регистрация частоты сердечных сокращений.

Эти данные в виде графиков приведены на рис. 1 и 2. Они относятся к наиболее благоприятному случаю, когда бурильщик работает стоя, а сверло расположено на уровне живота.

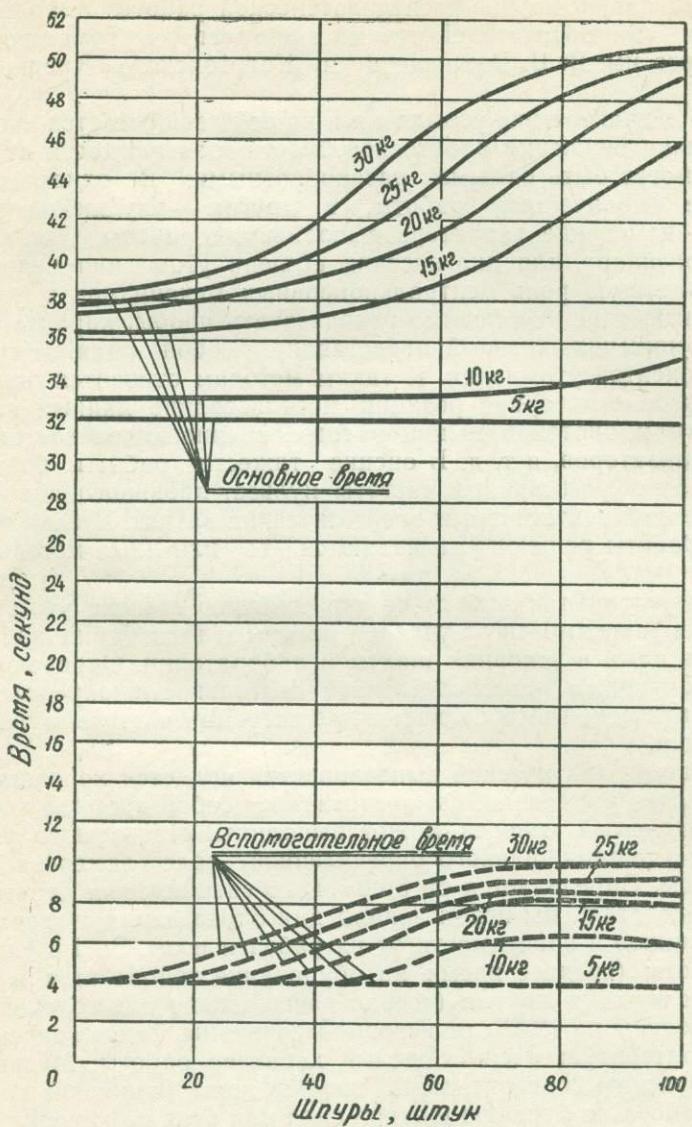


Рис. 1

На рис. 1 приведены зависимости основного и вспомогательного времени, затрачиваемого на один шпур, от количества пробуренных шпуров. С помощью этих зависимостей можно проследить за первыми признаками утомления и определить начало его прогрессирования. Из графиков видно, что при использовании электросверл весом 10 кг основное время бурения почти не изменяется. Это нормальные условия работы. При использовании сверл весом 15 кг картина меняется. Начиная с 40—200

50 шпура, затраты основного времени на каждый шпур резко возрастают, что характеризует наступление значительного утомления.

В определении допустимого веса ручных электросверл большую помощь оказывают данные, характеризующие работу сердечно-сосудистой системы (частота пульса). Эта система при данном характере трудового

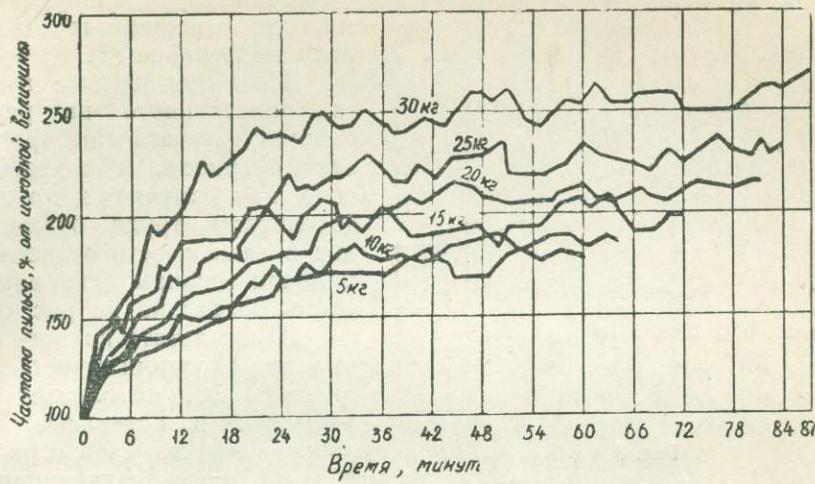


Рис. 2

процесса является одной из наиболее нагруженных. Данные (частота пульса), характеризующие работу этой системы в зависимости от различных весовых характеристик ручного электросверла, приведены на рис. 2. Степень тяжести работы определялась по методике М. В. Лейника. Суть этой методики заключается в следующем. За оценку степени тяжести работы берется степень напряженности наиболее нагруженной системы человека (в данном случае сердечно-сосудистой), а затем по табл. 3 определяется степень тяжести работы.

Для выражения напряжения в процентах к верхнему пределу напряжения наиболее перегруженной системы определяют процент прироста пульса к максимально возможному приросту. Величина максимально возможного прироста составляет 140 ударов в минуту.

Если воспользоваться графиком, приведенным на рис. 2, то при работе сверлом, имеющим вес 10 кг, прирост пульса от исходной величины составляет 46 ударов в минуту. Отнеся эту цифру к максимально возможному приросту, определим, что она составляет 32,8 %. Таким образом, работа сверлом, имеющим такие весовые характеристики, в соответствии с табл. 3 характеризуется как легкая. При работе сверлом весом в 20 кг прирост пульса составляет 50,7 %, а работа характеризуется

Таблица 3

Степень тяжести работы	Количественное выражение напряжения в % к верхнему пределу напряжения наиболее перегруженной системы
Очень тяжелая	81 — 100
Тяжелая	61 — 80
Средняя	41 — 60
Легкая	21 — 40
Очень легкая	20 и ниже

как работа средней тяжести. И наконец, при использовании сверл весом 30 кг (прирост 70%) работа характеризуется как тяжелая.

Приведенные графики, как это указывалось выше, соответствуют наиболее благоприятному случаю использования электросверл. При работе в других позах тяжесть работы возрастает. Об этом свидетельствуют данные по изменению «показателя статической выносливости».

Используя данные графика, приведенного на рис. 1, можно получить интересную закономерность, показывающую, как изменяется производительность труда бурильщиков в зависимости от веса бурильной машины. Эта зависимость приведена на рис. 3.

В результате полного объема исследований (учета различных поз, дополнительного утомления в остальные часы рабочей смены, условий работы и т. п.) нами были получены

Рис. 3

следующие данные по допустимому весу ручных электросверл: при работе в наиболее благоприятных условиях допустимым весом является вес 10—12 кг, а при работе в сложных горных условиях при неудобных рабочих позах — 6—8 кг.

В настоящее время приведенные весовые значения электросверл при необходимой мощности вполне достижимы. В первую очередь это возможно за счет перехода на питание двигателей электросверл токами повышенной частоты порядка 150—200 гц и широкого использования в конструкции электросверл в качестве конструкционного материала пластмасс.

К ВОПРОСУ БЕЗОПАСНОСТИ РАБОТ ПО ДОБЫЧЕ ГОРЕЛЫХ ПОРОД НА ТЕРРИКОНИКАХ ШАХТ КУЗБАССА

П. А. ЛЕОНОВ

(Представлена научным семинаром кафедры техники безопасности и технологии горного производства)

Горелые породы терриконников (шахтных породных отвалов) являются хорошим строительным материалом. Они применяются для возведения дорог, приготовления бетона и других целей. Кроме того, горелые породы используются как закладочный материал.

Количество терриконников в Кузбассе достигает сотни единиц. Большие породные отвалы в указанном бассейне имеют объем 1—1,5 млн. м³.

Уже более десяти лет на ряде рудников производятся на терриконниках работы по добыче горелых пород. В последнее время на некоторых шахтах перешли к складированию породы на плоские отвалы. Однако имеющиеся остановленные и действующие терриконники еще содержат большой объем — несколько десятков миллионов кубометров горелых пород. Для большинства производственников шахтные породные отвалы представлялись безопасными большими кучами пород. Поэтому добыча горелых пород на террикониках производилась самым простым способом — съемкой у основания по периметру террикона треугольного слоя при помощи одноковшового экскаватора до высоты уступа 4—5 м (рис. 1).

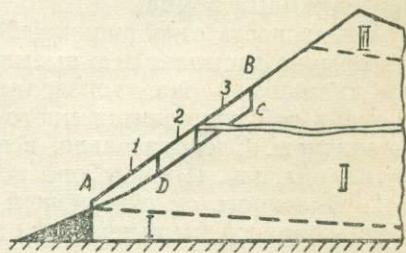


Рис. 1.

При этом часть пород, находящаяся выше на склоне отвала, сползала, обрушивалась вниз. Эти обрушения иногда давали небольшие объемы пород, но были случаи обрушения больших масс горелых пород порядка сотен и тысячи кубометров. Рабочее пространство у основания террикона засыпалось. При аналогичных условиях несколько лет тому назад произошел оползень-обрушение в Карагандинском бассейне. Исследованиями фактического материала по крупным обрушениям установлено следующее. Высота терриконников была самая разнообразная — от 40 до 70 м. Количество обрушившейся породы (округленно, по ориентировочным подсчетам составляло от 100 до 1000 м³. Продолжительность обрушений в некоторых случаях не замерялась, а в других определена в 40 мин., 1 час, 3 час. 30 мин. и 5 час. 30 мин. Каждое обрушение состояло из нескольких отдельных перемещений (оползней) породы со склонов от-

вала. Интервалы времени между отдельными перемещениями были от 10—15 мин. до 5 час. Засыпка рабочей площадки кусковым материалом происходила на величину 15—30 м от кромки очистного уступа у основания отвала. Разлет пыли при обрушениях зависит от массы сползающих со склона пород, от силы и направления ветра. В тихую погоду пыль уносится от терриконика на 40—80 м. Ветер перемещает ее и породную мелочь от основания отвала на 200 и более метров. Известны случаи (шахта № 5—7 треста «Анжероуголь») уноса пыли на 1 км от терриконика. Слой горячей пыли при одном обрушении наблюдался в 40 м от уступа около основания.

При обрушениях в воздух поднимается значительное количество раскаленной породной и горячей угольной пыли. Они образуют облака черного и бурого цвета. Угольная пыль воспламеняется, давая при этом языки пламени, доходящие до 20 м, как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях. Указанные облака пыли образуются непрерывно в течение процесса обрушения. Следует отметить, что при обрушениях всех типов звуковых явлений характера взрывных, грохота не наблюдалось.

В ясную погоду без осадков произошло 91% всех обрушений, во время дождя и снегопада — 6% и в процессе взрывных работ (подрывка нависающей части пород в уступе при выемке у основания терриконика) — 3%. Осадки для возникновения обрушения решающего значения не имеют. Они, вероятно, являются первоначальным импульсом для деформации.

Обрушения на террикониках представляют значительную опасность как для людей, так и производственного оборудования, зданий, сооружений и жилых домов.

1. Опасность от обрушившейся породы к основанию отвала. Эта порода обычно засыпает всю выемку около уступа и частично перемещается за границу ее, она производит механическое и тепловое воздействия, так как в ней содержится много кусков и мелочи, нагретой до высокой температуры. Следовательно, всю площадь выемки у основания нужно считать опасной. Ширина опасной зоны может доходить до 30 м.

2. Опасность от взвешенной в воздухе горячей угольной и раскаленной породной пыли является значительной. В облаках и клубах указанного состава образуются языки пламени в вертикальном, наклонном и горизонтальном направлениях. Длина языков может достигать большой величины. К сожалению, нет достаточно полных данных о величине перемещения горячей породной пыли. По некоторым наблюдениям на расстоянии 140 м от уступа внизу у основания пыль и породная мелочь еще сохраняют такую высокую температуру, что они могут причинить ожоги людям и вызвать пожар деревянных сооружений (будка, заборы) и даже на угольном складе.

Указанные основные две опасности при обрушениях вследствие разработки внизу у основания терриконика явились причиной несчастных случаев (легких и тяжелых) и аварий, при которых засыпались очистные забои (уступы) на отвалах, экскаваторы и другое оборудование.

Механизм крупных обрушений при разработке породного отвала внизу у основания довольно сложен и не является одинаковым для терриконников разной высоты. При исследовании этого вопроса необходимо учитывать ряд особенностей строения тела породных отвалов.

Гранулометрический состав пород терриконика неоднороден. В нижней зоне его (рис. 1, 2) высотою 4—6 м преобладает крупнокусковой материал, в средней — отмечаются преимущественно средние и

мелкие куски пород и в верхней зоне, у вершины, — нерассортированная по крупности порода.

Степень обжига пород на горящих террикониках тоже неодинаковая. Наибольший обжиг наблюдается в нижней зоне отвала. Здесь, благодаря крупным кускам, имеется хорошая подача к месту горения свежего воздуха. Температура доходит до высоких пределов (1500°). В результате породы не только хорошо прокаливаются, но иногда и спекаются в монолитную массу. Во всех зонах террикона имеются участки, где породы уплотнены, образуют отдельные массивы, в других участках породы остаются в виде отдельных несвязанных кусков, мелочи и пыли. Давление пород, горение их изменяет состояние указанных участков.

Рассмотрим механизм обрушения пород при разработке террикоников с устойчивым равновесием пород. К ним относятся отвалы высотою до 35—40 м. При разработке внизу, у основания (рис. 1), уступ располагается в нижней зоне. Породы, находящиеся вверху, по склону террикона, будут сползать по плоскости под углом естественного откоса. Этот процесс трудноуправляем. В лучшем случае породы сползают и обрушаются постепенно тонкими слоями и отдельными участками 1, 2, 3. Экскаватор успеет эту породу убрать и не допустить засыпания рабочей площадки и самого себя. В отдельных случаях, как показала практика, большая масса пород со склона террикона в виде мощного слоя АВСД быстро сползает, обрушаивается вниз и засыпает уступ, людей и машины.

На терриконах с неустойчивым равновесием пород (высотою более 40 м) механизм обрушения сложнее.

По Бернацкому [2], породы откоса находятся в равновесии, когда сумма силы трения, обусловленная весом призмы упора АВО (рис. 2), и сила сцепления по поверхности ОС равна или больше силы, определяемой весом призмы активного действия ВОС. При разработке террикона внизу у основания от призмы упора отрезается часть АДЕ, площадь опирания АО сокращается до ЕО. В результате соотношение сил изменяется, равновесие нарушается и происходит обрушение. В общем случае поверхность скольжения АОС представляет собою круглоцилиндрическую поверхность.

Объем породы, ограниченный склоном и указанной поверхностью скольжения, обрушаивается вниз. При движении к основанию он приобретает живую силу и засыпает выемку перед уступом на 15—30 м не под углом естественного откоса, а гораздо положе. Обрушение происходит не сразу всей массой, а последовательными частями по направлению к вершине отвала. При этом в воздух поднимается значительное количество раскаленной породной и угольной пыли. Они образуют целые облака, покрывающие терриконик.

Следует особо отметить, что при добыче горелых пород внизу, у основания террикона, кроме больших обрушений, на склонах головной части отвала возможно возникновение крупных деформаций следующих видов: 1) сухих термических оползней-обрушений и 2) ливневых термических оползней-обрушений. В хвостовой части отвала указанных деформаций не наблюдалось.

Для предупреждения аварий и несчастных случаев на терриконах при разработке их рекомендуются следующие мероприятия по безопасности:

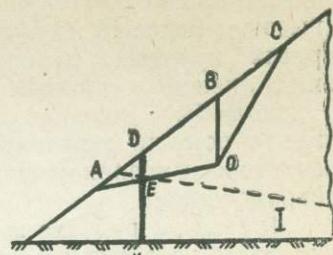


Рис. 2.

1. Разработка террикоников для получения горелых пород должна производиться только по специальному проекту. В этом проекте необходимо учитывать законы равновесия пород и указывать конкретные мероприятия по безопасности.

2. Разработку террикоников с неустойчивым равновесием пород (высотою более 40 м) нужно вести с учетом возможности возникновения других крупных деформаций: сухих термических оползней-обрушений и ливневых термических оползней-обрушений.

3. Добыча горелых пород на породных отвалах шахт у основания их при помощи экскаваторов должна быть запрещена ввиду большой вероятности возникновения крупных обрушений, опасных для людей и оборудования.

4. При разработке высоких террикоников (более 40 м) для получения более устойчивого равновесия пород необходимо сначала срезать верхнюю часть отвалов при помощи скреперных установок, лебедки которых монтируются на дневной поверхности на таком расстоянии от основания террикоников, где нет опасности, возникшей при крупных деформациях [4].

5. После снижения высоты террикоников до 35—40 м они безопасно могут разрабатываться экскаваторами горизонтальными слоями сверху вниз с предварительным охлаждением горелых пород водою.

Выводы

1. Крупные обрушения при разработке террикоников внизу, у основания, не случайные, стихийные, а вполне закономерные явления. Они дают иногда крупные аварии с человеческими жертвами. Поэтому указанные деформации вместе с другими — сухими, ливневыми термическими оползнями-обрушениями должны учитываться в первую очередь при составлении проектов добычи горелых пород на породных отвалах.

2. Необходимо прекратить кустарщину в вопросе разработки террикоников. Добыча горелых пород может производиться только по специальным проектам. В этих проектах основные параметры должны быть определены с учетом законов и данных о равновесии пород и даны конкретные мероприятия по безопасности.

3. Добыча горелых пород на терриконах уступом у основания их не гарантирована от крупных аварий и несчастных случаев. Поэтому этот способ добычи должен быть запрещен и заменен на более безопасные.

4. Порядок работ по безопасной добыче горелых пород на терриконах Кузбасса может быть рекомендован и для других угольных районов, например, для Карагандинского, где породы шахтных отвалов существенно не отличаются от пород Кузбасса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Г. И. Книгина. Строительные материалы из горелых пород Кузбасса. Кемерово, 1957.
2. Ю. Н. Малюшинский. К вопросу об устойчивости бортов карьеров. Углехиздат, 1952.
3. П. А. Леонов. Крупные деформации на горящих породных отвалах шахт Кузбасса. ЦИТИугля, Москва, 1959.
4. П. А. Леонов. Безопасные способы ликвидации горящих террикоников. Известия вузов, Горный журнал, № 2, 1961.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ЗАЛЕГАНИЯ ПЛАСТОВ ПО ОТМЕТКАМ В ДВУХЗАБОЙНОЙ СКВАЖИНЕ

Л. А. ПУХЛЯКОВ

(Представлена профессором А. В. Аксариным)

Определение элементов залегания пластов, которые располагаются на значительных глубинах, при поисках нефти и газа играет исключительно важную роль. Разные авторы для этой цели предлагали различные методики. В частности, широкой известностью пользуются отбор и обработка ориентированного керна и пластовая наклонометрия [1, 5]. Разработаны методики определения элементов залегания пластов по трем отметкам в трехзабойных скважинах [2, 3], а также по двум отметкам и двум неориентированным кернам из двухзабойных скважин [4]. Различные из этих методик обладают различными недостатками. В частности, недостатком методики трехзабойных скважин является слишком большой объем дополнительного бурения, благодаря которому расходы на строительство одной скважины могут возрасти на 30—40%.

Казалось бы, этим недостатком не должна обладать методика двух отметок в комбинации с двумя неориентированными кернами, так как очень часто стволы скважин сильно искривляются и для их исправления отклонившиеся части заливаются цементом. В итоге некоторая толщина проходится бурением повторно. Однако отбор керна из двух стволов также требует дополнительных затрат времени и средств, а это ухудшает отчетные показатели предприятий (снижает коммерческие скорости бурения и повышает стоимость метра проходки). Уточнение же структуры за счет использования этих данных, то есть практически реализация бракованных частей стволов, не улучшает этих показателей (вообще не влияет на них). Так или иначе, но предприятия не соглашаются отбирать керн из повторно проходимых толщ. В связи с этим предлагаются новая методика определения элементов залегания пластов, которая при наличии ответвлений от основного ствола не требует проведения в скважинах никаких дополнительных работ,— методика отметок, полученных по двухзабойной скважине.

Допустим, что некоторая двухзабойная скважина, горизонтальная проекция разветвленной части которой изображена на рис. 1, каждым из своих ответвлений пересекла ряд пластов, кровли которых были встречены ими на глубинах, приведенных в табл. 1 (гр. 1, 2 и 4). Нанеся эти точки на горизонтальную проекцию разветвленной части скважины и соединив их прямыми (рис. 1), получаем несколько косых сечений нескольких наклонных плоскостей (поверхностей пластов). Однако если эти пласти согласно залегают друг на друге, то данные сечения будут равнозначны некоторым сечениям одной и той же наклонной плоскости.

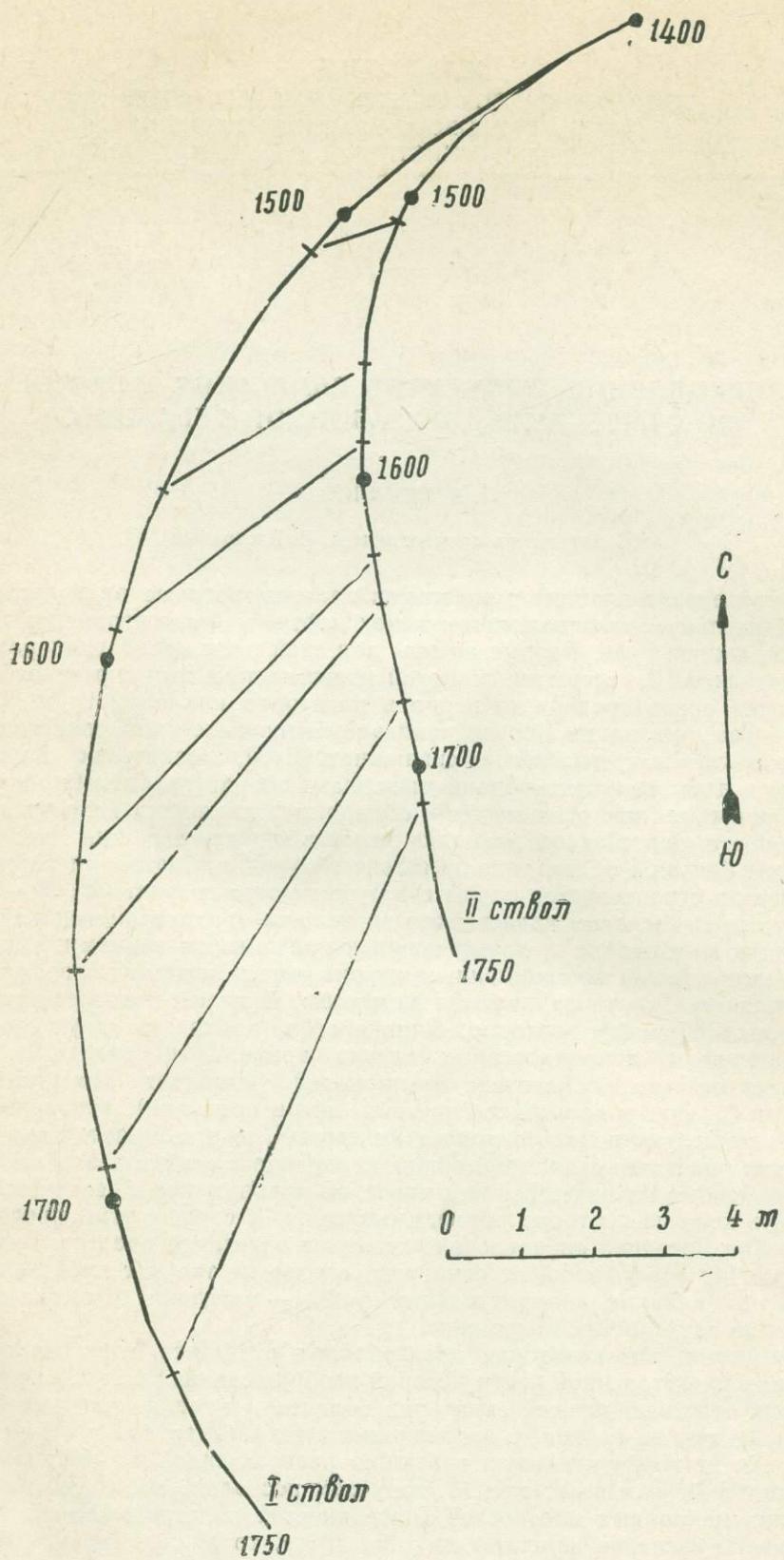


Рис. 1. Горизонтальная проекция разветвленной части двухзабойной скважины. Цифрами обозначены номинальные глубины (глубины при замере по стволу) в точках, отмеченных кружками. Короткие поперечные линии показывают места точек встреч ответвлений скважины с кровлями проходимых пластов. Прямые линии между ними — прямые косых сечений

Таким образом, для решения поставленной задачи можно использовать тот же принцип, который лежит в основе методики определения элементов залегания пласта по замерам на двух стенах шурфа, то есть принцип косых сечений наклонной плоскости. Решение такой задачи лучше всего вести графо-аналитически. А именно:

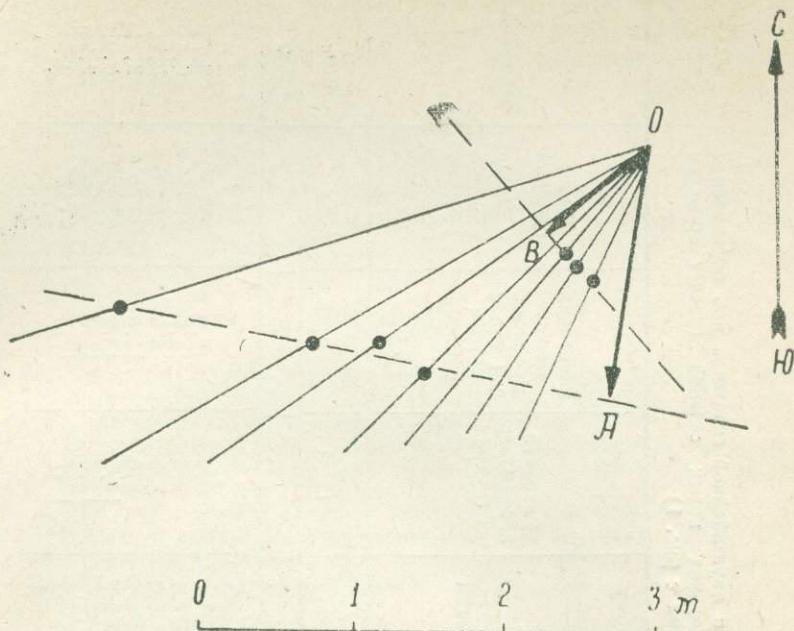


Рис. 2. Направления прямых косых сечений с отложенными на них заложениями (расстояние от центра проекции О до кружков, залитых тушью) согласно табл. 1. Пунктирные прямые — осредняющие прямые, проведенные через эти кружки. Стрелки ОА и ОВ — перпендикулярны к ним. Направления и длины этих перпендикуляров выражают направления (азимуты) и заложения углов падения серий слоев, пересеченных разветвленной частью скважины

1. Графически (в данном случае по рис. 1) определяются расстояния между горизонтальными проекциями точек встречи обоих ответвлений с каждым из пластов в метрах S (гр. 7 табл. 1) и аналитически разности абсолютных отметок их также в метрах (гр. 6 табл. 1), которые подставляются в формулу для определения угла наклона пласта в косом сечении α_k

$$\operatorname{tg} \alpha_k = \frac{z_1 - z_2}{S}. \quad (1)$$

Результаты расчета заносятся в табл. 1 (гр. 8).

2. Пользуясь формулой

$$a = \frac{1}{\operatorname{tg} \alpha_k}, \quad (2)$$

определяются заложения, соответствующие углам наклона пластов в косых сечениях, которые также заносятся в табл. 1 (гр. 9).

3. Определяются азимуты наклона прямых косого сечения — направления, выражаемые на рис. 1 прямыми от точек с более высокими абсолютными отметками к точкам с более низкими абсолютными отметками. В данном случае они оказались равными $253^{\circ}30'$, $240^{\circ}00'$ и т. д. (гр. 10 табл. 1).

Таблица 1

Результаты обработки данных, полученных в двухзабойной скважине при определении элементов залегания пластов методом нескольких косых сечений (расчет проведен в соответствии с рис. 1)

Наименование поверхности	Данные по первому стволу		Данные по второму стволу		Разности абсолютных отметок	Расстояния между проекциями точек встреч в плане	Углы наклона на прямых косого сечения	Заложения	Азимуты наклона прямых косого сечения
	глубины залегания при замерах по стволу	абсолютные отметки	глубины залегания при замерах по стволу	абсолютные отметки					
	l_1	z_1	l_2	z_2					
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Кровля известняка бурого	1512,5	-1491,8	1511,5	-1491,1	0,7	2,6	15°05'	3,72	253°30'
Кровля песчаника	1568,5	-1547,0	1565,0	-1544,4	2,6	6,7	21°15'	2,58	240°00'
Кровля алеврита	1595,0	-1573,2	1590,0	-1569,3	3,9	8,6	24°25'	2,21	234°30'
Кровля глины бурой	1634,5	-1612,2	1627,5	-1616,6	5,6	11,8	25°30'	2,11	226°00'
Кровля аргиллита	1656,0	-1633,5	1640,0	-1619,0	14,5	13,2	47°45'	0,91	220°30'
Кровля доломита	1692,5	-1669,6	1674,0	-1653,0	16,6	15,4	46°50'	0,93	213°30'
Кровля глины черной	1736,5	-1713,1	1716,5	-1695,4	17,7	17,4	46°00'	0,967	205°30'

4. Направления эти откладывают из общего центра O на отдельном чертеже и на них наносятся соответствующие заложения. Полученные точки обводятся кружками (рис. 2).

5. Если исследуемые пласты согласно залегают друг на друге, то обведенные кружками точки дадут прямую. Перпендикуляр к этой прямой, проведенный из общего центра O , даст направление (азимут) падения пласта, а наименьшее расстояние ее от центра (длина перпендикуляра) — заложение a_n , отвечающее углу падения серии пластов a_n , который определяется по формуле

$$\operatorname{tg} \alpha_n = \frac{1}{a_n}$$

В данном случае мы получили две прямых, одной из которых отвечает угол падения $30^{\circ}30'$ и азимут падения 190° , а второй — угол падения 48° и азимут падения 231° .

ЛИТЕРАТУРА

1. М. И. Казанцев. Кернometрия. Изд-во «Казахстан», Алма-Ата, 1966.
2. Л. А. Пухляков. Многозабойные скважины как средство выявления глубинных структур. Известия ТПИ, т. 127, вып. 2, 1965.
3. Л. А. Пухляков. Таблицы для обработки искривленных и многозабойных скважин при замерах элементов кривизны через 10 и 25 метров. Издательство ТГУ, 1966.
4. Л. А. Пухляков. Определение элементов залегания пластов по одной прямой косого сечения и двум неориентированным кернам. Известия ТПИ, т. 216, 1971.
5. Н. Ф. Фролов, Е. Ф. Фролов. Геологические наблюдения и построения при бурении искривленных скважин. Гостоптехиздат, 1957.

ИЗВЕСТИЯ

ТОМСКОГО ОРДЕНА ОКТЯБРЬСКОЙ РЕВОЛЮЦИИ
И ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ПОЛИТЕХНИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА имени С. М. КИРОВА

Том 177

1971

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПРОНИЦАЕМОСТИ ПЛАСТА ПО ПРИТОКАМ В СКВАЖИНУ НА УСТАНОВИВШИХСЯ РЕЖИМАХ

Л. А. ПУХЛЯКОВ

(Представлена профессором А. В. Аксарином)

Обычно определение проницаемости пласта ведется либо по образцам пород, отобранным из скважин, либо по притоку в скважину на неустановившемся режиме (по кривым восстановления давления). Недостатком первого из этих методов является то, что посредством его определяется не та проницаемость, которую имеет пласт в призабойной зоне, а та, которую имеет образец породы, очищенный от глинистой корки. Проницаемость же пород в призабойной зоне скважины является более низкой по сравнению с нею прежде всего благодаря глинизации пласта. Определенным образом на этом параметре оказывается способ перфорации.

Второй из упомянутых методов определения проницаемости дает именно то значение ее, которое необходимо знать промысловикам. Однако этот метод требует очень сложных исследований, которые под силу лишь специализированным организациям. Силами работников промыслов или нефтеразведочных предприятий такие исследования не проводятся. Своими силами эти предприятия исследуют скважины лишь на установившихся режимах. Однако определение проницаемости пластов по результатам этих исследований обычно не производится.

Дело в том, что до настоящего времени в основе всех гидродинамических расчетов лежит формула притока Дюпюи, которую можно записать в следующем виде:

$$P_{\text{пл}} - P_{\text{заб}} = \frac{Q\mu}{2\pi kh} \ln \frac{R}{r}, \quad (1)$$

где $P_{\text{пл}}$ и $P_{\text{заб}}$ — пластовое и забойное давления в атмосферах, Q — приток в скважину в $\text{см}^3/\text{сек.}$, μ — вязкость жидкости в сантипуазах, k — проницаемость пород в дарси, h — мощность пласта в сантиметрах, наконец, R и r — радиус влияния скважины и радиус скважины в одних и тех же единицах. Между тем формула эта пригодна для расчета притока только в гидродинамически совершенные скважины, то есть такие скважины, которые не обсажены обсадными колоннами и вскрывают пласт на полную мощность. А все современные нефтяные скважины являются гидродинамически несовершенными — все они обсаживаются обсадными колоннами, которые перфорируются с определенной плотностью. Таким образом, если для обработки данных по этим скважинам пользоваться формулой Дюпюи, то получатся заведомо ошибочные результаты.

Известны попытки усовершенствовать формулу Дюпюи путем введения в нее так называемых коэффициентов В. И. Щурова, величины которых зависят от числа отверстий, их диаметров и других параметров [1, стр. 165—168]. Однако введение этих коэффициентов не делает формулу Дюпюи достаточно точной, ибо даже после введения их из данной формулы будет вытекать, что на всем пути от некоторой удаленной точки до забоя скважины движение ее будет подчинено одному закону. А на самом деле в зоне влияния отверстий жидкость будет перемещаться как бы вдоль радиусов сфер, описанных вокруг отдельных отверстий в колонне, а за пределами этой зоны — вдоль радиусов круга, лежащего в плоскости пласта. Таким образом, здесь налицо два закона движения жидкости.

Принимая во внимание сказанное, была выведена новая формула притока в гидродинамически несовершенную скважину, которую можно записать в следующем виде:

$$P_{\text{пл}} - P_{\text{заб}} = \frac{Q' \mu}{2\pi K} \left(\frac{s - \lambda}{s\lambda} - \frac{0,25}{r} \ln \frac{s}{\lambda} + 0,0625 \frac{s - \lambda}{r^2} - 0,0117187 \frac{s^2 - \lambda^2}{r^3} + 0,0026042 \frac{s^3 - \lambda^3}{r^4} - 0,00079346 \frac{s^4 - \lambda^4}{r^5} + 0,0002075 \frac{s^5 - \lambda^5}{r^6} - 0,0000610 \frac{s^6 - \lambda^6}{r^7} + \dots + \frac{1}{h'} \ln \frac{R}{r+s} \right), \quad (2)$$

где $P_{\text{пл}}$ и $P_{\text{заб}}$ — пластовое и забойное давления в атмосферах, Q' — приток в скважину на одно отверстие в $\text{см}^3/\text{сек.}$, μ — вязкость нефти в сантимпуазах, λ — средний радиус отверстий в см, s — радиус влияния отверстий (половина среднего расстояния между соседними отверстиями) в см, h' — мощность пласта на одно отверстие в см, R — радиус влияния скважины (его можно принимать равным половине расстояния между соседними скважинами) в см, r — радиус скважины перед спуском обсадной колонны в см.

Пользуясь этой формулой, можно получить проницаемость пласта в призабойной зоне по притоку на установившемся режиме. В качестве примера рассмотрим определение проницаемости по продуктивному пласту скважины 24 месторождения Ключевого НПУ Хадыженнефть, которым здесь является майкопская свита.

Исходные данные для расчета. Глубина фильтра 2091—2106 м, отсюда длина фильтра 1500 см (15 м). Диаметр долота (диаметр скважины перед спуском обсадной колонны) — 20 см (8"). Плотность перфорации 7 отверстий на метр. Перфорация пулевая, отсюда расчетный диаметр отверстий (λ) принимается равным 0,6 см. Плотность сепарированной нефти (γ) 0,829 г/см³. Объемный коэффициент нефти (b) 1,48. Вязкость пластовой нефти (μ) 0,52 сантимпуаза. Среднее расстояние между скважинами 420 м, отсюда радиус влияния скважины (R) можно принять равным 21000 см (210 м). Испытание скважины на приток велось при четырех режимах. Первый режим: забойное давление 214 атм., приток 93 т/сут. Второй режим: забойное давление 205 атм., приток 117 т/сут. Третий режим: забойное давление 197 атм., приток 129 т/сут. Четвертый режим: забойное давление 190 атм., приток 198 т/сут.

Весьма важную роль при определении проницаемости играет правильное определение пластового давления. Приведенные выше данные позволяют определить эту величину методом коэффициента продуктивности, то есть по формуле

$$P_{\text{пл}} = \frac{P_1 q_2 - P_2 q_1}{q_2 - q_1}, \quad (3)$$

где P_1 и P_2 — забойные давления при разных режимах, а q_1 и q_2 — соответствующие им притоки.

В данном случае при сопоставлении первого и второго режимов величина пластового давления оказалась равной 248,9 атм., при сопоставлении первого и третьего режимов — 257,9 атм., при сопоставлении первого и четвертого режимов — 253,3 атм., при сопоставлении второго и третьего — 283,0 атм., при сопоставлении второго и четвертого 226,7 атм.. наконец, при сопоставлении третьего и четвертого — 210 атм. Среднее арифметическое из этих значений оказалось равным 246,6 атм., или округленно 247 атм. Эту величину и примем за величину пластового давления в рассматриваемом случае.

Дальнейшая обработка данных проводится в следующем порядке.

1. Определяется общее число отверстий в фильтре n .

$$n = h \cdot 7 = 15 \cdot 7 = 105 \text{ отв.}$$

2. Определяется мощность пласта на одно отверстие h' .

$$h' = \frac{100}{7} = 14,286 \text{ см.}$$

3. Определяется среднее расстояние между отверстиями l . При высокой плотности перфорации эту величину можно определять, как описано ранее [2], через площадь на одно отверстие F , которая выражается соотношением

$$F = \pi \cdot D \cdot h' = \pi \cdot 20 \cdot 14,286 = 897,62 \text{ см}^2.$$

Искомая величина в таких случаях определяется через корень квадратный из этой площади

$$l = \sqrt{F} = \sqrt{897,62} = 29,96 \text{ см.}$$

4. Определяется радиус влияния отверстий s , равный половине расстояния между отверстиями, в данном случае

$$s = \frac{1}{2} l = \frac{1}{2} \cdot 29,96 = 14,98 \text{ см},$$

или приближенно 15 см.

5. Определяется приток на одно отверстие в пластовых условиях Q' . Расчет ведется по формуле

$$Q' = q \frac{b \cdot 1000000}{n \gamma \cdot 86400}, \quad (4)$$

подставляя в которую $q = 93$ т/сут., $n = 105$ отв., $b = 1,48$ и $\gamma = 0,829$ г/см³, получаем

$$Q'_1 = \frac{93}{5,0815} = 18,3 \text{ см}^3/\text{сек.}$$

6. Полученные значения подставляются в формулу (2), в итоге для первого режима получаем

$$\begin{aligned} 247 - 214 &= \frac{18,30 \cdot 0,52}{2\pi K} \left(\frac{15,0 - 0,6}{15,0 \cdot 0,6} - \frac{0,25}{10} \ln \frac{15}{0,6} + 0,0628 \frac{15 - 0,6}{100} - \right. \\ &- 0,0117187 \frac{15^2 - 0,6^2}{10^3} + 0,0026042 \frac{15^3 - 0,6^3}{10^4} - 0,0007935 \frac{15^4 - 0,6^4}{10^5} + \\ &\left. + 0,0002075 \frac{15^5 - 0,6^5}{10^6} - 0,000061 \frac{15^6 - 0,6^6}{10^7} + \frac{1}{14,286} \ln \frac{21000}{15 + 10} \right) \end{aligned}$$

или после соответствующих преобразований

$$33 = \frac{18,3}{12,083 k} \cdot \left(1,5264 + \frac{6,7335}{14,286} \right),$$

откуда

$$k = \frac{18,3}{12,083 \cdot 33} \cdot 1,9967 = 0,0916 \text{ дарси}$$

или 91,6 миллидарси.

Продолжая считать аналогичным методом, находим, что для второго режима проницаемости оказывается равной 90,6, для третьего 82,8, для четвертого 113 и средняя по всему пласту 94,8 миллидарси.

Приложение. Формула (2) остается справедливой при условии, что радиус влияния отверстия s не превышает диаметра скважины ($2r$). Если это условие нарушается, то есть если расстояния между отверстиями более чем вдвое превышают диаметр скважины, то для расчета характеристик притока следует пользоваться формулой

$$P_{\text{пл}} - P_{\text{заб}} = \frac{Q' \mu}{2\pi k} \left(\frac{1}{\lambda} - 0,14362 \frac{1}{r} - \frac{0,25}{r} \ln \frac{2r}{\lambda} - \frac{0,5}{s'} - 0,125 \frac{r^2}{s^3} - \right. \\ \left. - 0,005625 \frac{r^4}{s^5} + \frac{1}{h'} \ln \frac{R}{r+s} \right). \quad (5)$$

ЛИТЕРАТУРА

1. И. М. Муравьев, Р. С. Андриасов, Ш. К. Гиматудинов, Г. Л. Говорова, В. Т. Полозков. Разработка и эксплуатация нефтяных и газовых месторождений. Изд-во «Недра» 1965.

2. Л. А. Пухляков, М. В. Самойлова. К вопросу притока нефти в гидродинамически несовершенную скважину. Известия ТПИ, том 196, 1969.

СОДЕРЖАНИЕ

В. И. Баженов. О проявлении горизонтальной зональности оруденения в Центральном рудном поле	3
А. И. Баженов, Т. И. Полуэктова. Морфология кристаллов акцессорного магнетита и особенности распределения элементов-примесей в нем из гранитов Турочакского и диоритов Ульменского массивов (Горный Алтай)	10
Е. В. Владимирова. Акцессорные минералы аплитовидных гранитов Бузургатского участка Улень-Туймского plutона (Хакасия)	16
Г. А. Иваинкин, Д. И. Царев. Изыхский габбронодный массив (Кузнецкий Алатау)	23
Г. М. Иванова. К вопросу петрографии габбро-сиенитового комплекса на Шалымском участке Кондомского железорудного района	33
Г. М. Иванова, С. С. Ильинок, А. А. Митякин. Магматическое замещение и метасоматоз вмещающих эфузивно-осадочных пород на участке рудника Таштагол	40
А. Н. Кондаков. Некоторые фациальные и геохимические особенности формирования железорудной толщи Бакчарского месторождения	45
А. М. Кузьмин, Т. И. Полуэктова. О значении акцессорных минералов для изучения магматических пород	52
Э. Й. Лисенков. Некоторые особенности геологического строения и состава Муслагского plutона (Горная Шория)	58
А. А. Митякин. К вопросу петрографии Батанаульского массива щелочных пород	65
В. З. Мустафин, В. К. Черепинин. Петрохимические особенности девонских магматических образований Талановского грабена (Кузнецкий Алатау)	71
А. Д. Ножкин. Основные черты интрузивного магматизма района между речью Уволги — Чапы в северной части Енисейского кряжа	81
П. Н. Паршин. О новом рудопроявлении цинка и свинца в северо-западной части Кемеровской области	94
Д. И. Царев. Эксплозионные образования района рудника Юлии (Батеневский кряж)	98
В. Л. Коクунов. Зависимость качественной и технологической характеристик углей Ирша-Бородинского месторождения Каинско-Ачинского бассейна от их петрографического состава	108
А. А. Курбатова, К. Д. Жданова, В. Е. Евтушенко, А. Г. Носкова. Каракансское месторождение в Кузбассе — новая база для открытой разработки углей	114
В. И. Ярыгин. Основные черты геологии и петрографии Лебедского plutона (Горный Алтай)	118
И. И. Коптев, В. Е. Номоконов, А. К. Семашко, В. А. Шипицын. К стратиграфии древних толщ района верхнего течения р. Сухой Ербы (Батеневский кряж)	127
Л. В. Пешехонов. Спилито-диабазовая формация нижнего кембрия Талон-Камзасского района юго-западной части Кузнецкого Алатау	133
А. К. Семашко, Т. В. Янкаускас. К стратиграфии среднекембрийских отложений района поселка Октябрьский (Батеневский кряж)	140
<u>А. Г. Сивов.</u> К стратиграфии нижней части кембрия юго-западного склона Кузнецкого Алатау	143
В. И. Баженов. О ложных пересечениях гидротермальных рудных тел дайков изверженных пород	153
В. Г. Лукьянин. К вопросу о методике расчета производительности крепекладчиков	161

С. Н. Гуляев. Новый газоносный район на севере Западно-Сибирской низменности	165
В. М. Матросов, С. С. Сулакшин, А. И. Деревянных. Вопросы повышения эффективности бурения разведочно-эксплуатационных скважин большого диаметра в крепких породах	170
Л. М. Петровский. О математическом методе определения плотности разведочной сети В. В. Богацкого	180
Л. А. Пухляков. Интенсивность искривления скважин Александровской нефтеразведочной экспедиции (Среднее Приобье)	184
С. С. Сулакшин, Б. И. Спирidonов. Исследование средств направленного бурения для определения элементов залегания геологических структур	190
О. Д. Алимов, В. Г. Лукьянов. О возможности решения проблемы увеличения средних скоростей проведения породных выработок в Кузбассе до 200 м в месяц	194
В. И. Елгазин. О допустимом весе ручного механизированного инструмента	197
П. А. Леонов. К вопросу безопасности работ по добыче горелых пород на террикониках шахт Кузбасса	203
Л. А. Пухляков. Определение элементов залегания пластов по отметкам в двухзабойной скважине	207
Л. А. Пухляков. Определение проницаемости пласта по притокам в скважину на установившихся режимах	212

*Известия ТПИ, т. 177
Томск, Изд. ТГУ, 1971 г., 218 с.*

Старший редактор **Л. Г. Мордовина**

Редактор **В. Г. Устинова**

Технический редактор **В. А. Рагина**

Корректор **А. В. Лисевич и Е. В. Лукина**

К302930. Сдано в набор 5/X-67 г. Подписано к печати 7/XII-71 г.
Формат 70×108¹/₁₆; объем п. л. 13,75+8 вкл.; бум. л. 6,9; уч.-изд. л. 19,25
Заказ 7323. Тираж 500 Цена 1руб. 93 коп.

Томск-10. Издательство ТГУ, пр. Ленина, 36.
Областная типография Управления по печати, Томск, Советская, 47.

Цена 1 руб. 93 коп.

5741