

ГИН

А К А Д Е М И Я   Н А У К   С О Ю З А   С С Р

**Т Р У Д Ы**  
**ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК**

ВЫПУСК 83. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 26)

Б. М. КУПЛЕТСКИЙ  
ГРАНИТНЫЕ ИНТРУЗИИ  
ВОСТОЧНОГО СКЛОНА СРЕДНЕГО УРАЛА  
И ИХ РЕДКОМЕТАЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

Б. М. КУПЛЕТСКИЙ

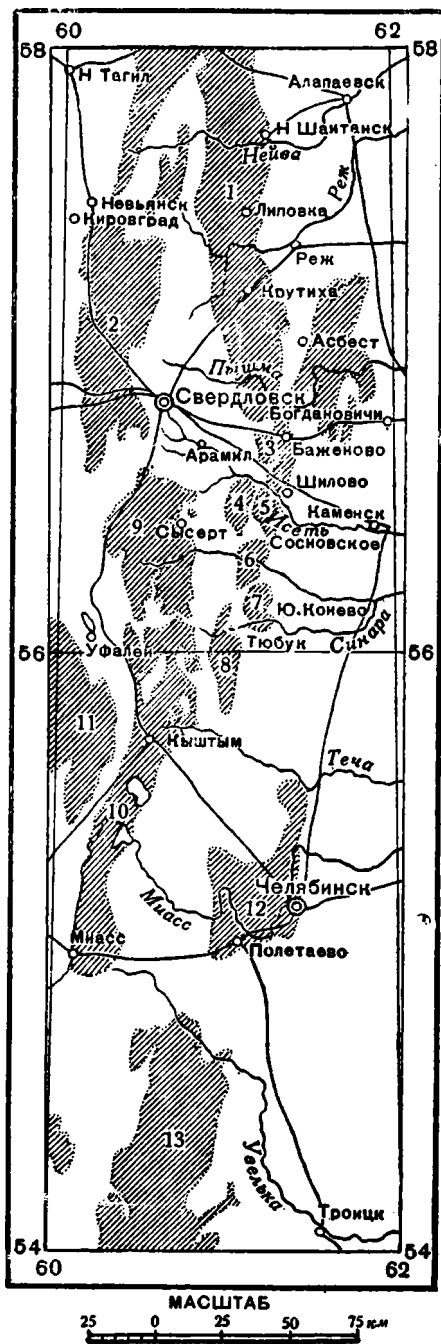
ГРАНИТНЫЕ ИНТРУЗИИ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА  
СРЕДНЕГО УРАЛА И ИХ РЕДКОМЕТАЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

## ВВЕДЕНИЕ

Б 1939 г. Уральской экспедицией Академии Наук была организована гранитная группа, в задачи которой входило сравнительное изучение гранитных интрузий восточного склона Урала, выяснение их тектонического положения, геологической структуры, выделение отдельных фаз гранитных интрузий и установление вещественного состава этих фаз.

Работа намечалась совместно с сотрудниками Уральского Геологического управления; исследовать отдельные массивы восточного склона и дать характеристику их должны были следующие лица: Кочкарский массив — И. В. Ленных, Челябинский массив — М. Е. Яковлева, Шилово-Коневский и Тюбукский массивы — Б. М. Куплетский, Баженовский массив — И. Е. Сморгчов, Мурзинско-Адуйский массив — Е. А. Кузнецов и Б. М. Куплетский, Сысертский массив — Е. А. Кузнецов.

Начавшаяся в июне 1941 г. Отечественная война сильно нарушила ход начавшегося исследования, так как часть исполнителей была призвана в ряды РККА, часть выбыла из состава сотрудников Академии Наук и не подготовила возложенной на них работы. В силу этого намечавшееся монографическое описание гранитов не могло быть закончено в полном объеме и настоящая работа появляется не в том виде, как это намечалось первоначальной программой. Например, геологическую характеристику Баженовской части интрузии приходится давать по предварительным отчетам И. Е. Сморгчова. Намечавшиеся пересечения Мурзинско-Адуйского массива не были проведены, и только в 1940 г. Е. А. Кузнецовым и Б. М. Куплетским сделаны были два разреза по линиям Мурзинка — Нейво-Шайтанск и Липовка — Шайтанка. Поэтому характеристика этого массива дается по скудным литературным данным, с учетом результатов, полученных Б. М. Куплетским при краткой экскурсии 1940 г. Полностью была выполнена программа работ на Шилово-Коневской интрузии. Полученные результаты оказались настолько интересными и в геологическом и в петрографическом отношении, что этот массив описывается в работе с большей подробностью, чем другие массивы, и с результатами исследования Шилово-Коневской интрузии сравниваются данные по геологии и петрографии остальных массивов. Структура и характеристика пород Челябинского гранитного массива излагаются по обстоятельной и серьезной работе М. Е. Яковлевой, дающей исчерпывающую характеристику этой интрузии; из этой же работы взяты и рисунки, характеризующие Челябинский массив.



Фиг. 1. Обзорная схема гранитных интрузий Ср. Урала

Гранитные массивы

1. Мурзинско-Адуйский. 2. Верх-Исетский. 3. Баженовский. 4. Колоткинский. 5. Шилово-Сосновский. 6. Шабуровский. 7. Юго-Коневский. 8. Тюбукский. 9. Сысертский. 10. Ильменско-Вишневогорский. 11. Уфалейский. 12. Челябинский. 13. Кочкарский.

Наконец, части сводки, которые должны были представить И. В. Ленных — по Кочкарскому и Е. А. Кузнецов — по Сысертскому массиву, в условиях военного времени не могли быть получены, и характеристика Сысертского массива в настоящей работе отсутствует, а Кочкарский массив охарактеризован по предварительным отчетам И. В. Ленных 1938 и 1939 гг.

В предлагаемой читателю сводной работе по гранитам восточного склона Уральского хребта материал располагается в последовательном порядке с юга на север и распадается на следующие главы:

- I. Челябинский гранитн. массив
- II. Кочкарский » »
- III. Шилово-Коневск. » »
- IV. Тюбукский » »
- V. Баженовский » »
- VI. Мурзинский » »

Обзорная карта гранитных массивов восточного склона Урала дана на фиг. 1.

В заключительном обзоре нами использованы и данные Е. А. Кузнецова по геологической структуре некоторых других гранитных интрузий Урала.

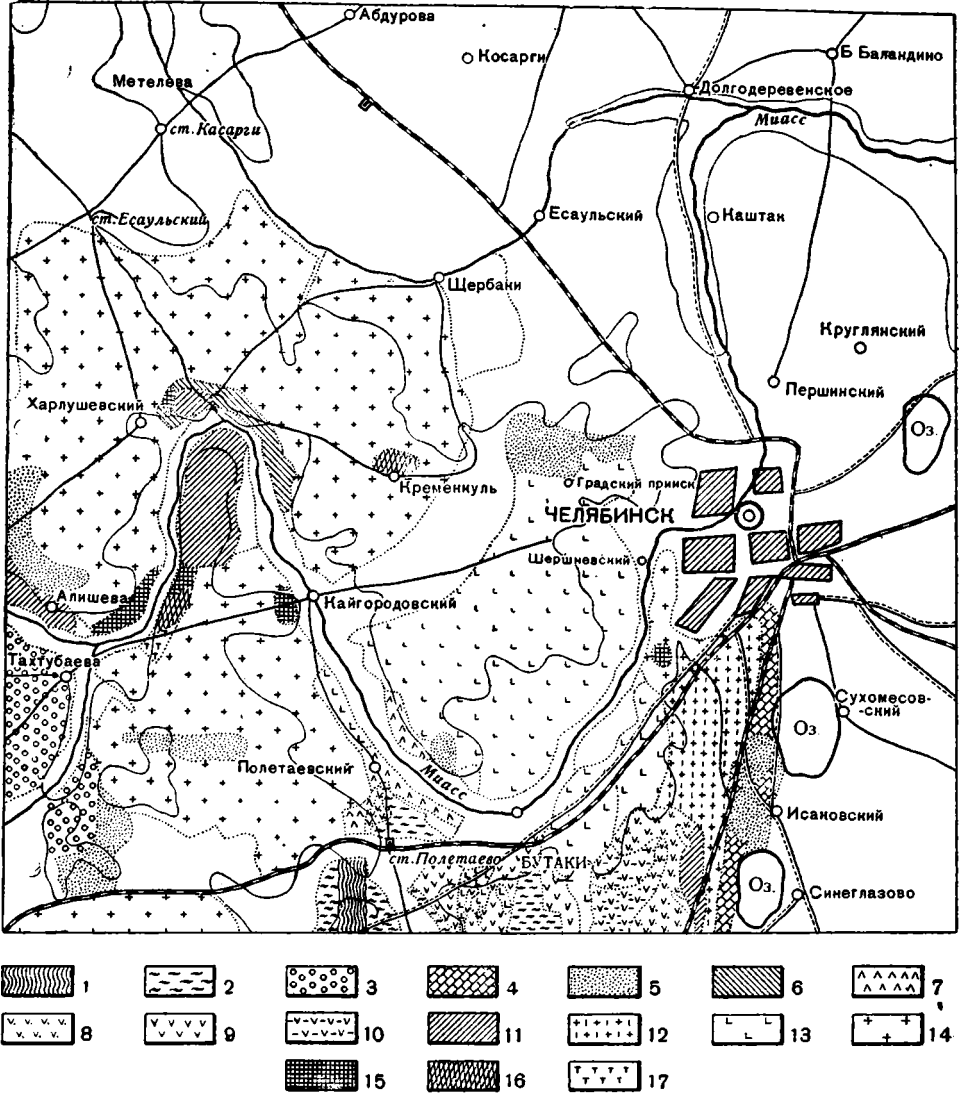
Сводка в основном была закончена в Свердловске в 1943 году и в конце того же года сдана для печати. За истекшее время Уральское Геологическое Управление подготовило большую сводку по гранитам Урала, составленную Б. М. Романовым и Д. С. Штейнбергом, в которой использованы и некоторые данные настоящей работы, не утратившей несколько своего значения и сейчас.

I. ЧЕЛЯБИНСКИЙ ГРАНИТНЫЙ МАССИВ<sup>1</sup>

Для района Челябинска исследователями Урала было выделено несколько интрузивных циклов, при-

<sup>1</sup> Реферат работы М. Е. Яковлевой «Челябинский массив гранитов» (Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук Инст. геол. наук АН СССР, 1941).

чем первыми во время герцинской складчатости появились габбро и связанные с ними габбро-порфириды, амфиболиты, пироксениты и перидотиты. На внедрении их именно в этот период указывает присутствие линз змеевиков среди известняков-визе к западу от оз. Синеглазово, а



Фиг. 2. Схематическая карта Челябинского гранитного массива 1:200 000

- 1. Филлиты, песчаники и туфы силура.
- 2. Порфириды среднего девона.
- 3. Пироксен-плагноклазовые порфириды.
- 4. Известняки.
- 5. Палеогеновые пески.
- 6. Роговики и контактные гнейсы.
- 7. Габбро-порфириды.
- 8. Мелкозернистые габбро.
- 9. Микрогаббро.
- 10. Крупно- и среднезернистые габбро.
- 11. Амфиболиты.
- 12. Катаклизированные гранито-гнейсы.
- 13. Гранодиориты и кварцевые диориты.
- 14. Серые крупнозернистые порфиroidные биотитовые граниты.
- 15. Серые среднезернистые порфиroidные биотитовые граниты.
- 16. Порфиroidные двуслюдяные граниты.
- 17. Розовые средне- и мелкозернистые граниты.

более раннее, чем других интрузий, их появление подтверждается наличием ксенолитов габбро в гранодиоритах и гранитах. Внедрение габбрового массива происходило по несогласному контакту свит  $S_2$  (?) и  $D_2$ , и М. Е. Яковлева устанавливает, что он образует пластовую интрузию с пологим, около  $10-15^\circ$  углом падения к югу, мощностью около 350—400 м.

Габбровый массив около пос. Харлуши под влиянием проникновения горячих кремнекислых растворов последующей гранитной интрузии дает контактовый ореол, сложенный темными амфиболовыми гнейсами, лейкократовыми гнейсами плагιοгранитного состава и роговиками. После габбровой интрузии, в период главной горообразовательной фазы, произошло внедрение гранодиоритовой магмы, породы которой пользуются широким распространением к северу от Челябинска и образуют большое количество неправильных ксенолитов среди гранитов к юго-западу от Челябинска (карта, фиг. 2) Массив гранодиоритов сложен главным образом плагιοгранитами и кварцевыми диоритами; гранодиориты встречаются значительно реже. В этом массиве в большом количестве встречаются ксенолиты трех типов:

1) ксенолиты диорит-порфиритов и кварцевых диорит-порфиритов, представляющих результат дробления корочки, застывшей в апикальной части гранодиоритового массива;

2) ксенолиты переработанных мелко- и среднезернистых габбро и габбро-порфиритов;

3) ксенолиты, происшедшие за счет эффузивных диабазовых порфиритов кровли.

Влияние гранодиоритовой магмы на ксенолиты различного состава выразилось по-разному. В диорит-порфиритах и кварцевых диорит-порфиритах в результате привноса щелочей произошло развитие большого количества биотита. Габбровые ксенолиты подверглись актинолитизации, альбитизации, эпидотизации и рассланцованию, сопровождавшемуся хлоритизацией и привносом кварца.

Ксенолиты эффузивных пород показывают сильную биотитизацию, в результате привноса щелочей в них появляется кварц и они переходят в роговики. Процессов ассимиляции и реакции между вмещающими породами и включениями не наблюдалось.

После кристаллизации гранодиоритового массива по образовавшимся дислокационным трещинам произошло внедрение новых порций магмы, образовавших жильную серию гранодиоритов, представленную: 1) аплитовидными плагιοгранитами, мощностью не больше 1 м, с простиранием СЗ 330—350° и крутыми углами падения от 70° на СВ и ЮЗ; 2) плагιοгранит-порфирами, мощностью до 12 м; с простиранием СЗ 300—330°; 3) кварцевыми диоритами и 4) лампрофирами-спессартитами и керсантитами, с преимущественным простиранием СВ—80° и СЗ—350°, мощностью от 40 см до 1.5 м.

Гидротермальные проявления гранодиоритовой интрузии в виде кварцевых жил И. И. Чупилин, изучавший золото-мышьяковое оруденение в Шершнях, классифицирует следующим образом: 1) кварцевые золото-рудные жилы с арсенопиритом, шеелитом и пиритом, 2) кварцевые жилы с золотоносным пиритом, 3) золотоносные кварцевые жилы с блеклой рудой, 4) простые кварцевые жилы, 5) кварц-эпидотовые жилы, иногда с кальцитом и 6) кварцевые жилы с амфиболом и хлоритом.

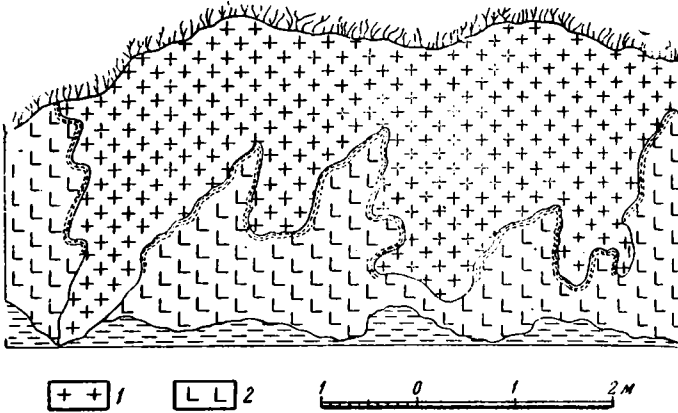
Челябинская гранитная интрузия является в районе самым молодым интрузивным образованием, застывшим после главной фазы варисийского тектогенеза.

Гранитная интрузия рвет породы кровли и содержит большое количество ксенолитов, представленных отторженцами гранодиоритового и габбрового массивов. Форма гранитного тела, по условиям обнаженности, не могла быть выяснена. Установлено лишь, что южный контакт интрузии имеет пологое, в 10—15° падение к югу; восточный же контакт с известняками визе срезан разломом меридионального простирания. На поверхности граниты обнажены в виде двух массивов — восточ-

ного и западного. Средняя часть массива прогнута, и здесь сохранились породы гранодиоритового массива.

Западный гранитный массив обнажен крайне плохо. Восточный — вытянут в меридиональном направлении и узкой полосой, сложенной кактаклазированными гранито-гнейсами, протягивается далеко к югу. Строение гранитной интрузии неоднородно, и в ней можно выделить несколько разновидностей, среди которых намечается следующая последовательность образования.

Самыми первыми кристаллизовались крупнозернистые порфириовидные биотитовые граниты. После их затвердевания произошло поднятие



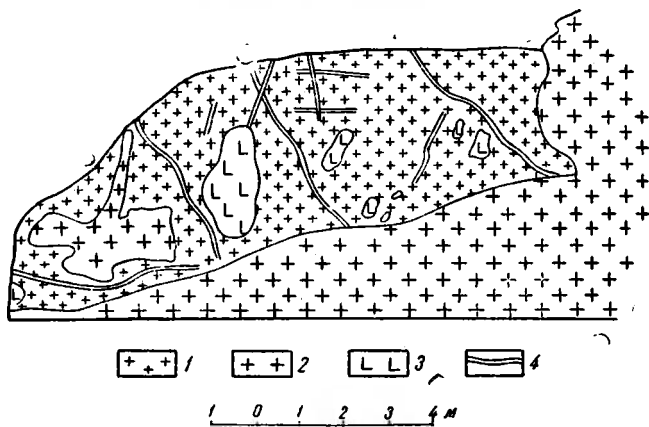
Фиг. 3. Взаимоотношения крупно- и среднезернистых порфириовидных биотитовых гранитов

1. Крупнозернистые порфириовидные биотитовые граниты. 2. Среднезернистые порфириовидные биотитовые граниты

новых порций гранитной магмы, давших среднезернистые порфириовидные биотитовые граниты, образующие резкие контакты с крупнозернистыми порфириовидными биотитовыми гранитами, с развитием вблизи контактов мелкозернистых гранитов и скоплений листочков биотита параллельно контактам (фиг. 3). Вероятно, несколько позднее произошло поднятие новых порций гранитной магмы, но уже более богатых летучими компонентами. Из этой магмы кристаллизовались крупнозернистые порфириовидные двуслюдяные граниты и двуслюдяные пегматоидные разновидности. На обогащение этих порций магмы летучими указывает их строение, наличие шлировых образований мусковитовых гранитов и миаролитовые пустоты, выполненные пегматитами.

Порфириовидное строение Челябинского гранитного массива и его неоднородность говорят о том, что интрузия имеет гипабиссальный характер и что кристаллизация ее протекала в сравнительно спокойных условиях. Внедрение гранитов повлекло за собой обрушение кровли, состоящей из пород гранодиоритовой и габбровой интрузий. Первые встречаются главным образом в восточном гранитном массиве, вторые — в западном.

Ксенолиты кварцевых диоритов и плагиогранитов обнаруживают новообразование биотита и микроклина и местами перекристаллизованы в роговики. Вмещающие граниты несут по контакту с ксенолитами лишь небольшое (2—3 см) осветление. Признаки ассимиляции гранитами кварцево-диоритового материала наблюдались в большой каменоломне между Троицким трактом и Южно-Уральской железной дорогой, где около контакта граносиенитов с ксенолитом на небольшом участке наблюда-



Фиг. 4. Взаимоотношения гранитов и ксенолита  
 1. Ксенолит гранодиоритов. 2. Крупнозернистые порфировидные граниты. 3. Ксенолиты габбро. 4. Пегматитовые прожилки

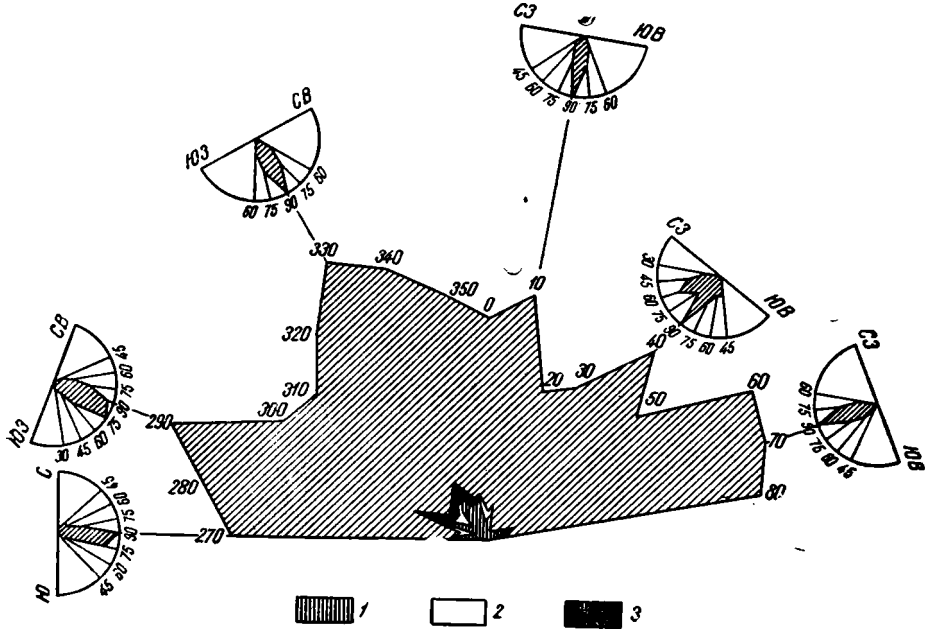


Фиг. 5. Ксенолит жильного кварцевого  
 диорит-порфирита в граните.  
 Уменьш. в 1.5 раза

лось явление текучести в гранитах с чередованием полос более светлого гранита, содержащего порфиры вкрапленники микроклина, и участков, обогащенных биотитом и магнетитом. Между Троицким и Уфимским трактами в граните встречены большие ксенолиты темносерого кварцевого монцонита со скоплениями титаниста.

Ксенолиты, происшедшие в результате дробления корочки, застывшей в апикальной части гранитной интрузии, имеют состав гранит-порфиров. Контакты их с гранитами резкие (фиг. 4 и 5).

После остывания гранитного массива по трещинам шло проникновение новых порций гранитной магмы, давшей жильную серию.



Фиг. 6. Роза-диаграмма элементов залегания дислокационных трещин в граните  
1. Пиритизированные трещины. 2. Мусковитизированные трещины. 3. Эпидотизированные трещины

Аплиты развиты только в гранитном массиве и отсутствуют среди пород кровли. Длина даек аплитов достигает иногда 100 м, мощность колеблется от 5 см до 1 м. Лейкократовые гранит-порфиры дают небольшие, часто неправильные дайки, мощностью не свыше 50 см и длиной — 15 м. Альбитовые гранит-порфиры одинаково развиты среди гранитов и среди пород кровли. Максимальная длина даек до 400 м и видимая мощность — до 3 м.

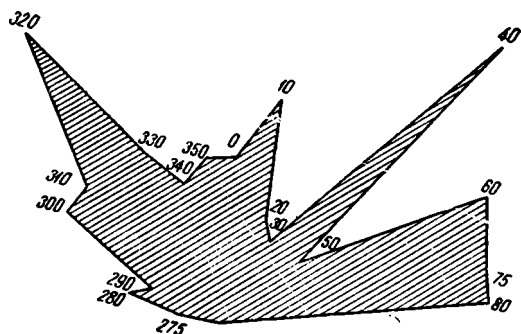
Розовые жильные граниты образуют обычно небольшие дайки около 10—20 м длиной и 30 см — 1 м мощностью.

Светлые жильные граниты образуют жилы мощностью не более 2 м и длиной — 100—120 м. Пегматиты дают маломощные, до 20—30 см дайки, не более 10—15 м длины.

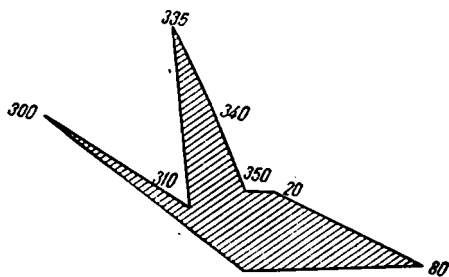
В гидротермальную фазу гранитной интрузии произошло внедрение кварцевых жил, пользующихся широким распространением в районе, сопровождающееся небольшими изменениями амфиболитов, кварцевых габбро и самих гранитов, которые по контактам с кварцевыми жилами обогащаются мусковитом.

После застывания гранитного массива и его жильной серии, вдоль восточного контакта гранитов с известняками имело место образование

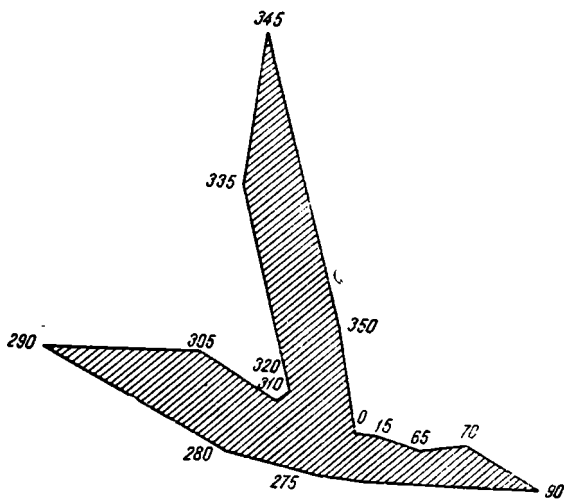




Фиг. 7. Роза-диаграмма элементов залегания жильных гранитов  
Масштаб: 1 замер 4 — мм

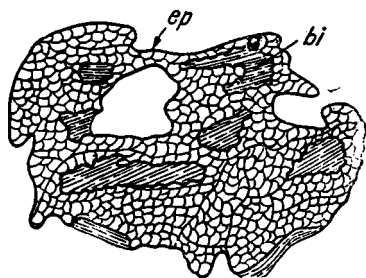


Фиг. 8. Роза-диаграмма элементов залегания альбитовых гранит-порфиров  
Масштаб: 1 замер — 15 мм

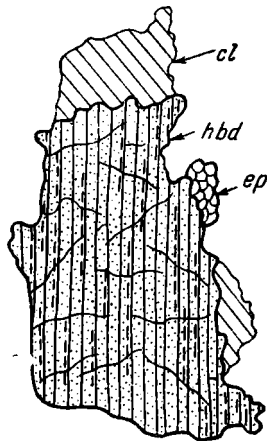


Фиг. 9. Роза-диаграмма азимутов простираний зон дробления и милонитизации  
Масштаб: 1 замер — 4 мм

катаклазирванных гранито-гнейсов, которые фиксировали уже ранее существовавшую тектоническую зону и дали полосу шириною в среднем около 1.5 км. Катаклазированные гранито-гнейсы произошли за счет крупнозернистых порфирированных биотитовых графитов и имеют постепенные переходы в нормальные некатаклазированные граниты. К этому же времени относится появление зон милонитизации в самом гранитном массиве с образованием плотных кремнистых пород в виде жилородобных тел, мощностью до 2—3 м. Милониты неравномерны по своему составу и содержат на плотном кремнеподобном фоне неперетертые участки нормального гранита.



Фиг. 10. Эпидотизация биотита в кварцевом диорите  
Увелич. в 30 раз  
bi — биотит, ep — эпидот



Фиг. 11. Развитие хлорита и эпидота по роговой обманке  
Увелич. в 7 раз

Тектоника челябинских гранитов имеет характер дизъюнктивных дислокаций, на что еще раньше указывал И. М. Крашенинников (1914). В результате в граните образовалась сложная система дислокационных трещин и зон перетирания и милонитизации.

Анализ розы-диаграммы залегания плоскостей отдельностей в гранитах (фиг. 6) показывает два главных направления развития дислокационных трещин: 1) Близкое к широтному СВ  $60^\circ$  — ЮВ  $110^\circ$ , отвечающее максимальному растяжению (плоскости  $Q$  Клооса) и 2) перпендикулярное к нему, т. е. отвечающее наибольшему сжатию — плоскости  $S$ . 3) Направлением диагональных сколов являются два подчиненных направления максимума трещин — СЗ и СВ. Пластовая отдельность в гранитах  $L$  выражена очень хорошо, причем в южной части массива она всюду падает к югу под углом не больше  $20^\circ$ .

Светлые жильные граниты (фиг. 7) внедрялись преимущественно по трещинам растяжения и сжатия, хотя они одинаково проникают и в трещины скалывания северо-восточного направления. Альбитовые гранит-порфиры в основном заполняют те же трещины, только диагональные трещины здесь СЗ простираются (фиг. 8).

Гидротермальные кварцевые жилы заполняют, в основном, диагональные разломы СВ и СЗ направления.

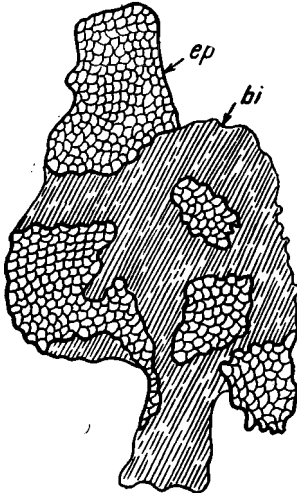
Зоны дробления развиты главным образом в направлении максимального сжатия, т. е. от СЗ  $335^\circ$  до СЗ  $350^\circ$  с максимумом СЗ  $345^\circ$ . Зоны милонитизации имеют простираение от широтного до ЮВ  $125^\circ$  (фиг. 9).

## 1. Петрографический очерк.

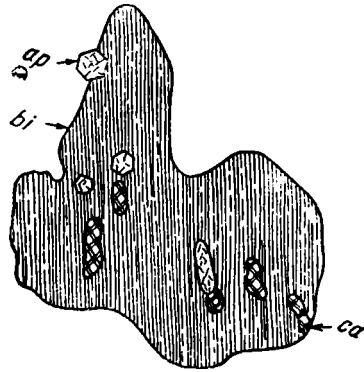
Петрографическую характеристику челябинских гранитоидов следует начать с наиболее ранней гранодиоритовой интрузии, в состав которой входят кварцевые диориты, гранодиориты и плагиограниты. Их количественно-минералогический состав представлен в табл. 1.

Крупно- и среднезернистые, темносерые или зеленовато-серые, массивные кварцевые диориты представлены биотитовыми и биотитово-роговообманковыми разновидностями.

Кристаллизация в них началась с выделения крупных, иногда до 10 мм, идиоморфных кристаллов роговой обманки и призматических зерен андезина, зонального от № 40—30 в ядре до № 23—18 — на периферии. Вместе с роговой обманкой кристаллизовались ассоциирующиеся с ней зерна апатита и титанита. Это минералы 1-й генерации.



Фиг. 12. Развитие эпидота по биотиту  
Увелич. в 40 раз. ep — эпидот, bi — биотит



Фиг. 13. Развитие кальцита по биотиту  
Увелич. в 30 раз. ap — апатит, bi — биотит, ca — кальцит

Среди минералов 2-й генерации сперва выделяются также мелкие зерна плагиоклаза и роговой обманки, а позднее — чешуйки биотита в ассоциации с апатитом, титанитом, цирконом и магнетитом. Биотит частично замещает роговую обманку. Последними выделились микроклин и кварц. Роговая обманка кварцевых диоритов по своей оптике близка к паргаситу, обладает плеохроизмом:  $N_g = N_m$  — зеленый  $> N_p$  — светложелтый,  $2V = -67^\circ$ ,  $cN_g = 16^\circ$ ,  $N_g - N_p = 0,008$ ,  $N_g = 1,670$ ,  $N_p = 1,662$ . Биотит дает две разности: коричневую, с  $N_g = 1,632$  и  $N_p = 1,582$ , двупреломлением — 0,049, отвечающую по химическому составу 53% лепидомелана и 47% флогопита, и зеленовато-коричневую с двупреломлением 0,056, отвечающую по составу 50% лепидомелана и 50% флогопита.

В низкотемпературную фазу плагиоклаз кварцевых диоритов замещается альбитом, эпидотом и кальцитом; роговая обманка и биотит подвергаются эпидотизации и хлоритизации (фиг. 10 и 11).

В гранодиоритах среди минералов первой генерации присутствуют, кроме нацело сосюритизированного плагиоклаза и роговой обманки, микроклин и кварц в виде ксеноморфных образований, наиболее поздних в первом периоде формирования пород. В дальнейшем кристаллизация идет, как и в кварцевых диоритах.

Для серых, массивных, крупнозернистых плагиогранитов характерно наличие большого количества кварца и полное отсутствие микроклина. Плагиоклаз здесь зональный андезин, в ядре № 34, на периферии — № 5—13.

В отдельных участках плагиогранитов в конце кристаллизации выделяется эвтектическая смесь плагиоклаз — кварц, дающая письменно-гранитную структуру.

Роговая обманка гранодиоритов аналогична паргаситу кварцевых диоритов.

Развитие автометаморфических явлений приводит к образованию альбита, эпидо-

та и хлорита по роговой обманке, кальцита, эпидота и хлорита — по биотиту (фиг. 12—13). К более поздним изменениям относится широко развитый в породах процесс серицитизации альбита.

Жильная серия гранодиоритовой интрузии представлена четырьмя видами пород: аплитовидные плагиограниты, плагиогранит-порфиры, кварцевые диориты и лампрофиры.

Аплитовидные светлосеры, массивные плагиограниты обладают паналлотриоморфной структурой и сложены из олигоклаз-андезина № 37—20, кварца, редких чешуек биотита и акцессорных минералов. В низкотемпературную фазу происходит развитие альбита по первичному плагиоклазу и замещение биотита мусковитом и пеннином.

Для жильных серых плагиогранит-порфиров характерно наличие двух периодов кристаллизации. В первый период кристаллизовались вкрапленники плагиоклаза, позднее превращенного в альбит № 2—6, амфибола, нацело замещенного биотитом, актинолитом и эпидотом, и иногда кварц. Затем, после перерыва, во вторую фазу, кристаллизовались альбит, кварц, биотит и акцессорные минералы основной массы. Кристаллизация основной массы сопровождалась коррозией вкрапленников, сплавлением граней кварца и проникновением мелких зерен внутрь вкрапленников.

Для зеленовато-серых среднезернистых жильных кварцевых диоритов намечается та же последовательность кристаллизации, что и для их интрузивных аналогов. Плагиоклаз в них представлен зональным олигоклаз-андезином № 34—23, цветные минералы — биотитом и зеленой роговой обманкой.

Гранитная интрузия является более молодой, чем гранодиоритовая.

В геологической части уже отмечалось, что среди гранитов Челябинского района можно выделить пять различных типов. Наиболее ранние продукты кристаллизации магмы представлены светлосерыми, массивными и крупнозернистыми порфировидными биотитовыми гранитами, наиболее распространенными среди гранитов Челябинского массива, и несколько более поздними среднезернистыми порфировидными биотитовыми гранитами, имеющими серую, светлосерую и желтовато-серую скраску и отличающимися от первых гранитов только размером минералов (1—3 мм) и меньшим развитием порфировых выделений микроклина.

Главными минералами этих гранитов являются:

а) Плагиоклаз, образующий то вкрапленники размером 3.5—4 мм, то мелкие неправильные таблички. Зональные зерна плагиоклаза дают колебания от № 16—22 в ядре до № 9—13 на периферии — во вкрапленниках и, соответственно, № 12—15 в ядре и № 4—8 на периферии — в мелких зернах основной массы.

б) Микроклин с хорошей решеткой и углом  $2V = 78—82^\circ$ , богатый перититовыми врстками; он также дает то длиннопризматические порфировые выделения, то мелкие зерна.

в) Кварц, обычно обнаруживающий волнистое угасание.

г) Биотит с показателем преломления  $N_g = 1.636$  и  $N_p = 1.537$ , бурого цвета, часто содержит темные плеохрончные ореолы. Биотит начинает выделяться после кристаллизации плагиоклаза 2-й генерации.

Акцессорные минералы представлены титанитом, магнетитом, титаномagnetитом, маркитом, апатитом, рутилом и в первой разности пиритом.

Для рутила характерна приуроченность к крупным зернам кварца, в которых он дает тонкие волосовидные включения. Прочие акцессорные минералы всегда приурочены к биотиту, и таким образом их выделения в основном связаны со вторым периодом кристаллизации гранита.

Вторичные минералы гранитов этой группы: мусковит, хлорит и эпидот, развивающиеся по биотиту; серицит, эпидот, мусковит и кальцит — по плагиоклазу и в минералах первой группы еще кальцит и лейкоксен.

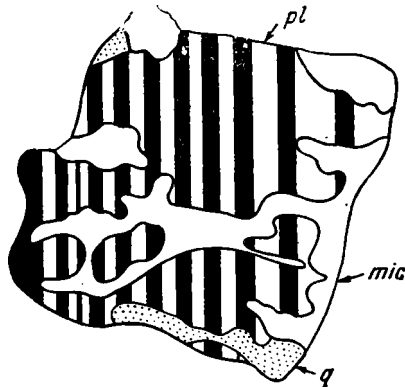
Разновидностью крупнозернистых порфировидных биотитовых гранитов являются граносиениты с большим развитием порфировых образований розоватого микроклина ( $0.6 \times 2.5$  см) с каемками плагиоклаза вокруг порфировидного микроклина.

Последние порции кристаллизации гранитной магмы дают крупнозернистые, розовые и желтовато-розовые порфировидные двуслюдяные граниты и двуслюдяные розовые и белые пегматоидные граниты с большим количеством миаролитовых пустот, выполненных кристаллами мик-

роклина, кварца и пачками изумрудно-зеленого мусковита. В этих гранитах наблюдаются шпировые обособления светлорозовых массивных мусковитовых гранитов.

Характерной особенностью этой второй группы гранитов является незначительное развитие микроклина в виде идиоморфных порфировых образований, большое количество его в виде крупных неправильных зерен, развитие мусковита и замена плагиоклаза альбитом в мусковитовых гранитах. Среди акцессорных минералов типично появление пирита, мелких зерен (не  $> 2$  мм) халькопирита, небольших примазок молибденита и фиолетового флюорита в мусковитовых гранитах. Характер и последовательность развития минералов в крупнозернистых порфировидных двуслюдяных гранитах совершенно тождественны тем, которые наблюдались в крупнозернистых порфировидных биотитовых гранитах. Для двуслюдяных пегматоидных гранитов характерно почти полное отсутствие порфировых выделений микроклина.

В порфировидных гранитах минералы выделяются в два периода. Минералы первой генерации составляют в крупно- и среднезернистых порфировидных биотитовых гранитах около 70%, в крупнозернистых порфировидных двуслюдяных гранитах количество их падает. В двуслюдяных пегматоидных разностях значительный перевес (до 90%) приобретают минералы второй генерации, и мусковитовые граниты состоят только из минералов второй генерации.



Фиг. 14. Микроклинизация плагиоклаза  
Увелич. в 20 раз  
mic — микроклин, pl — плагиоклаз, q — кварц.

видных биотитовых гранитах — альбит-олигоклаз № 15, в среднезернистых порфировидных биотитовых гранитах, порфировидных двуслюдяных гранитах и двуслюдяных пегматоидных разностях — альбит-олигоклаз № 12—15, а в мусковитовых гранитах присутствует только чистый альбит.

После плагиоклаза кристаллизуются биотит и акцессорные минералы, и последними — микроклин и кварц. Акцессорные минералы во всех гранитах приурочены, как уже отмечалось, главным образом, к листочкам биотита.

Все минералы второй генерации образуют коррозионные потоки между более ранними выделениями и проникают внутрь последних (фиг. 14).

Состав биотита во всех типах гранитов примерно постоянный и отвечает составу 60% лепидомелана и 40% флогопита.

Порфировые выделения микроклина развиваются наподобие порфиробластов в самые последние моменты кристаллизации магмы и включают зерна плагиоклазов 1-й и 2-й генерации, микроклина, кварца, чешуйки биотита и акцессорные минералы. В порфировых образованиях микроклина широко развиты пертиты замещения, которые местами связаны с включенными в микроклин зернами плагиоклаза.

Ко второму периоду кристаллизации относится также образование мирмекитовых вростков кварца в зернах плагиоклаза 1-й и 2-й генерации в тех случаях, когда рядом находятся зерна микроклина. Мирмекитовые вростки приурочены к более кислым периферическим оболочкам плагиоклазов 1-й генерации и к более крупным зернам плагиоклазов 2-й генерации. Таким образом, образование мирмекита закончилось ко времени кристаллизации самых мелких зерен плагиоклаза 2-й генерации; образование мирмекита связано, повидимому, с циркуляцией остаточных магматических растворов между зернами плагиоклаза и микроклина, способствовавших реакции между ними.

Таким образом, на материале челябинских гранитов подтверждается порядок кристаллизации, установленный Б. Куллетским для гранитов Мурзинского и Шилово-Коневского массивов и указывавшийся ранее Е. А. Кузнецовым и В. С. Коптевым-Дворниковым для гранитов Садона и Борзовского месторождений: кристаллизация

гранитов начинается с известково-натрового плагиоклаза, затем выделяется биотит и позднее калиевый полевой шпат и кварц.

Кристаллизация минералов 2-й генерации проходит при наличии реакционных взаимодействий между минералами 1-й генерации и остаточным магматическим раствором. Очень показательны в этом отношении рапакивиобразные граносиениты Челябинского массива, в которых порфиновые выделения микроклина корродированы и окружены каемкой альбит-олигоклаза. Последняя образуется в результате метасоматизма, причиной чего является ассимиляция гранитной магмой ксенолита кварцевых диоритов.

Гидротермальный период развития гранитов сопровождался развитием мусковита, хлорита и эпидота по биотиту; серицита, эпидота, мусковита и кальцита по плагиоклазу; кристаллизацией пирита, особенно в двуслюдяных пегматитовых и в мусковитовых гранитах. В последних кроме того появляется флюорит, халькопирит и молибденит.

Последовательность кристаллизации минералов в жильных гранитах в основных чертах повторяет этапы кристаллизации гранитов, лишь в отдельных случаях давая некоторые отклонения.

Структура основной массы жильных гранитов в большинстве случаев паналлотриоморфная.

Количественно-минералогический состав различных разновидностей гранитов приводится в табл. 1—3.

Таблица 1

**Количественно-минералогический состав пород гранодиоритовой интрузии Челябинского массива (в весовых %)**

Минералы	Биотитовый кварцевый диорит. Градской прииск	Биотитово-роговообманковый кварцевый диорит. Там же	Гранодиорит. Пос. Сосновский	Плагиогранит оз. Синеглазово	Аплитовидный плагиогранит	Жильный кварцевый диорит
	Подсчет в 5 шлифах	Подсчет в шлифах	Подсчет в 4 шлифах	Подсчет в 2 шлифах	Подсчет в 2 шлифах	Подсчет в шлифах
Плагиоклаз-андезин . . . . .	—	3.15	—	44.24	55.84	47.05
Микроклин . . . . .	—	7.64	10.68	—	—	—
Кварц . . . . .	13.28	10.56	21.14	38.20	42.30	7.91
Роговая обманка . . . . .	—	5.67	9.41	8.00	—	20.70
Биотит . . . . .	17.18	5.75	4.27	6.66	0.24	2.40
Магнетит . . . . .	—	—	—	0.86	—	0.69
Титанит . . . . .	0.17	0.13	—	0.38	0.16	1.21
Апатит . . . . .	—	0.04	0.08	0.14	0.16	0.13
Альбит . . . . .	67.94	65.24	49.88	—	—	—
Эпидот . . . . .	1.01	1.39	4.54	—	0.10	9.26
Хлорит . . . . .	0.41	0.43	—	1.52	1.05	—
Мусковит . . . . .	0.01	—	—	—	0.15	—
Тремолит . . . . .	—	—	—	—	—	10.65

Катаклазированные гранито-гнейсы и плотные, тонкозернистые темносерые милониты представляют продукты механического дробления гранитов без изменения химического состава пород. Дробление в некоторых разновидностях милонитов доходит до образования почти скрытокристаллических пород. Во время катаклаза по расслабленным зонам в милонитах проникали растворы, из которых кристаллизовались крупные, вытянутые в одном направлении скопления пирита.

Химический состав пород Челябинского массива сведен в табл. 4. Пересчет анализов по методу А. Н. Заварицкого позволяет видеть

## Количественно-минералогический состав различных типов гранитов Челябинского массива (в весовых %)

Минералы	Крупнозернистые порфировидные биотитовые граниты		Среднезернистые порфировидные биотитовые граниты			Порфировидные двуслюдяные граниты	Двуслюдяные пегматоидные граниты			Мусковитовые граниты	Граноспелиты
			пос. Кайгородово		Колупаевка		дер. Шершн	Парк культуры и отдыха			
	пересчет хим. анализ	подсчет в шлифах	пересчет хим. анализ	подсчет в шлифах		подсчет в шлифах		пересчет хим. анализ	розовый	белый	
					подсчет в шлифах		подсчет в шлифах				
Плагиоклаз . . . . .	24.51	26.56	35.43	36.58	26.02	30.06	35.51	24.35	26.64	7.08	34.08
Микроклин . . . . .	27.24	29.85	22.80	24.65	32.68	38.23	21.68	28.97	25.70	52.03	40.61
Кварц . . . . .	37.70	38.95	31.38	32.24	31.00	27.34	34.96	43.71	46.33	20.40	17.17
Биотит . . . . .	3.90	2.84	5.38	3.92	6.50	3.02	0.20	0.94	0.36	0.23	6.34
Мусковит . . . . .	1.60	0.66	2.05	1.03	—	1.02	8.27	1.38	0.95	18.08	—
Титанит . . . . .	0.59	0.40	0.59	0.42	0.13	0.14	0.20	0.01	—	0.10	0.63
Рудные минералы . . . . .	1.40	0.14	1.28	0.82	0.32	0.16	0.48	0.58	0.005	—	0.87
Циркон . . . . .	—	0.06	—	0.04	—	0.01	—	0.01	—	0.01	—
Апатит . . . . .	0.35	0.06	0.67	0.23	—	0.02	—	0.02	0.003	0.07	0.27
Пирит . . . . .	0.12	0.02	0.15	—	—	—	—	—	—	0.28	—
Эпидот . . . . .	—	0.16	—	0.07	0.35	—	—	—	0.012	—	—
Кальцит . . . . .	—	—	0.10	—	—	—	—	—	—	—	—
Флюорит . . . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.02	—
Халькопирит . . . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.44	—
Молибденит . . . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.25	—

## Количественно-минералогический состав жильных гранитов Челябинского массива (в весовых %)

Минералы	Светлые жильные граниты		Розовые жильные граниты			Альби- товые гранит- порфи- ры	Лейко- крато- вые гранит- порфи- ры	Аплиты	
	пересчет хим. ана- лиза	подсчет в шлифах	пересчет хим. ана- лиза	подсчет в шлифах		пересчет хим. ана- лиза	подсчет в шлифах	пересчет хим. ана- лиза	подсчет в шлифах
Плагиоклаз . . . . .	38.33	39.45	28.74	32.26	29.94	52.35	19.2	37.67	38.08
Микроклин . . . . .	20.57	22.13	23.91	28.40	31.08	—	52.61	28.91	30.06
Кварц . . . . .	34.20	35.30	41.76	38.32	38.59	30.64	27.2	30.72	30.98
Биотит . . . . .	2.63	1.92	1.62	0.80	0.23	4.63	0.5	1.00	0.47
Рудные минералы	1.44	0.63	0.64	0.10	0.08	0.96	0.3	0.93	0.29
Титанит . . . . .	0.78	0.22	0.20	0.12	0.08	0.27	—	0.20	0.06
Апатит . . . . .	0.34	0.35	0.34	—	—	0.63	—	0.34	0.06
Пирит . . . . .	0.12	—	0.03	—	—	—	—	—	—
Серицит . . . . .	—	—	—	—	—	8.86	—	—	—
Мусковит . . . . .	—	—	—	—	—	—	0.2	—	—

на диаграмме (фиг. 15), что в породах Челябинского массива резко выделяются две группы пород — гранитные и гранодиоритовые. Ксенолиты же и роговики распределяются между этими группами. Нормальные граниты и их жильная серия характеризуются или равным содержанием  $K_2O$  и  $Na_2O$ , или преобладанием калия над натрием, а также пересыщенностью глиноземом. Такое же пересыщение глиноземом характерно и для пород гранодиоритовой интрузии.

Наиболее кислыми разновидностями среди гранитов являются белые двуслюдяные граниты. Связанные с ними шпировые мусковитовые граниты имеют несколько пониженное содержание  $SiO_2$ , но зато высокое содержание  $K_2O$  в связи с тем, что они обогащены микроклином и мусковитом.

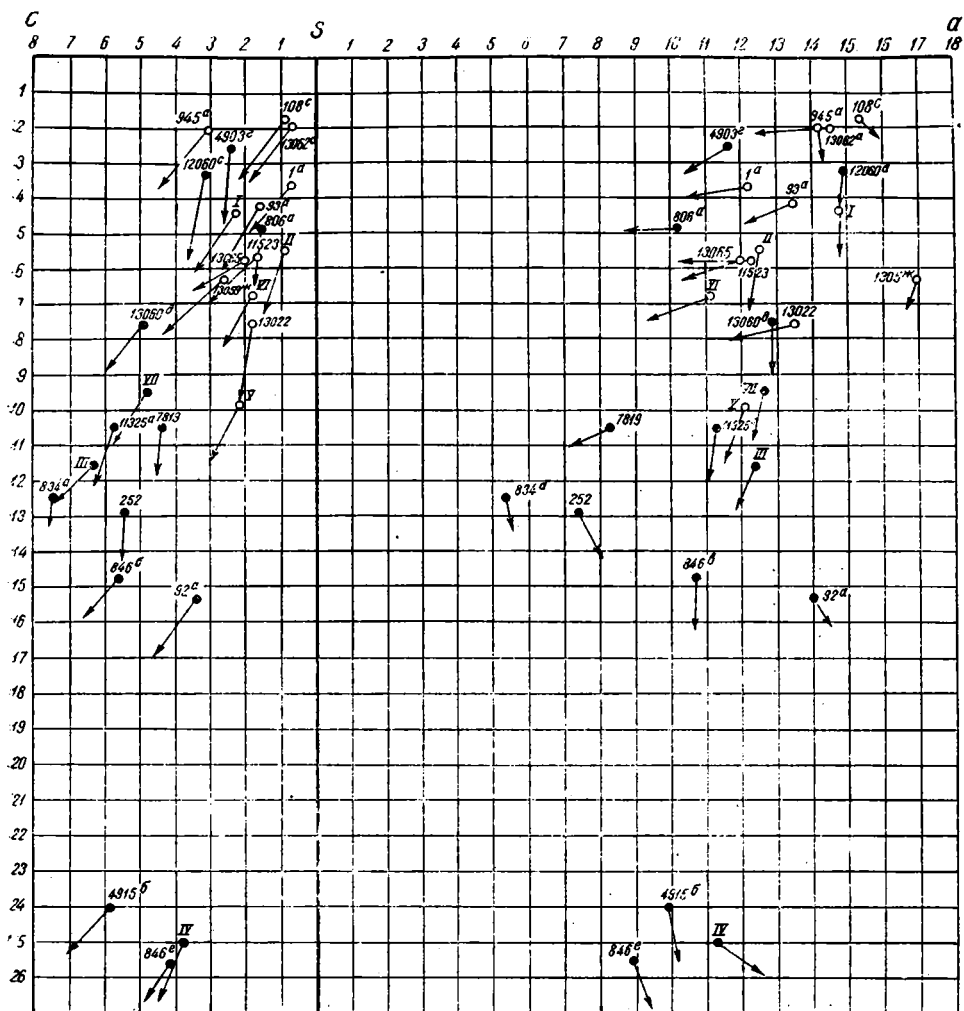
Граниты Челябинского и Кочкарского массивов имеют много общего, и Д. С. Штейнберг (1940) рассматривает их как продолжение один другого. В Кочкарском массиве более ранняя интрузия представлена также плагиогранитами, а более молодая — гранитами. И. И. Чупилин отмечает полное сходство микроклиновых гранитов Кочкаря с челябинскими гранитами. В районе рудного поля кочкарской системы граниты дают порфиридные разности с фенокристами микроклина до 1.5 см длины.

Мусковитовые и двуслюдяные граниты, по данным И. В. Ленных, являются более поздними образованиями гранитной интрузии и с ними связывается редкометальное оруденение.

## 2. Полезные ископаемые

Полиметаллическое оруденение Челябинского массива располагается в пределах гранодиоритового массива, и большинство авторов (И. И. Чупилин, А. И. Кривцов, В. А. Ершов) считают источником оруденения гидротермальную стадию гранодиоритовой интрузии.





○ Граниты      ● Гранодиориты

Фиг. 15. Диаграмма химического состава горных пород Челябинского массива по А. Н. Заварицкому

Наибольшее количество рудных точек расположено в виде полосы, вытянутой в меридиональном направлении по линии приисков Градский — Ю. Челябинский. Для Градского прииска характерны золото и мышьяк, а для Ю. Челябинского только золото.

Вольфрамовое оруденение в пос. Шершни и у разъезда Биргильда, по В. А. Покровскому, связано с наиболее молодыми аляскитовыми гранитами, аплитовидными гранитами и гранитпегматитами. И. В. Ленных (1940) отмечает в зоне развития этих пород молибдено-висмутовые, висмута-шеелитовые и висмута-вольфрамовые жилы, в которых встречен касситерит. Биргильдинское, Михайловское и Харлушевское вольфрамовые месторождения, по М. Е. Яковлевой, связаны действительно с самыми поздними интрузиями гранитной магмы — двуслюдяными пег-

матоидными гранитами и с розовыми крупнозернистыми порфировидными разностями.

Золото-арсено-пиритово-шеелитовые месторождения (прииски Градский и Ю. Челябинский) связаны с гранодиоритами, адамеллитами и реже плагиогранитами.

## II. КОЧКАРСКИЙ МАССИВ

За отсутствием детальной сводки по этому массиву даем краткую характеристику его по предварительному отчету И. В. Ленных, изучавшего массив в 1939 г.

По его данным, вмещающими гранитную интрузию породами являются к востоку от массива, в районе Кабанки, эффузивные породы, наряду с туфами, туфо-конгломератами и туфогенными сланцами. Среди эффузивов преобладают андезитовые порфириты и альбитофиры, обычно превращенные в хлоритовые порфиритоиды и серицитовые и кварцитовые сланцы. Диабазы и диабазовые порфириты встречаются редко, в осях антиклинальных складок. Средние горизонты этой эффузивной свиты занимают глинистые и кремнистые сланцы; непосредственно на них залегают туфо-конгломераты и аркозовые песчаники, представляющие самые верхние горизонты свиты. Выше них залегают визейские известняки с фауной.

Вблизи массива гранодиоритов породы этой свиты сложены в изоклинальные, опрокинутые на запад складки, сменяющиеся дальше на востоке пологими складками. Всю эту свиту И. В. Ленных считает синхронной горизонтам  $S_1^h$  и  $S_1$  уральского разреза нижнего карбона.

К западу от массива развиты слюдяные и в меньшей степени кремнистоуглистые сланцы того же нижнекарбонического возраста. Основные эффузивы, типа порфиритов, здесь превращены в кварцево-хлоритово-роговообманковые сланцы. Кислые эффузивы, типа альбитофиров, превращенных обычно в серицитовые сланцы и туфы порфиритов, выделяются только на крайнем западе в районе прииска Светлого. Для определения их возраста совершенно нет данных; только условно они могут быть отнесены к  $D_3$ .

Для структуры этой свиты характерно распространение изоклинальных опрокинутых на восток складок с погружением осей складок к северу и реже к югу под углом около  $30^\circ$ .

В синклиналиях залегают метаморфизованные известняки, предположительно визейского возраста.

И. В. Ленных считает, что поднятие гранитных масс произошло в складчатую структуру, имеющую в районе интрузии характер большого антиклинала. На это указывают и остатки кровли внутри массива гранитоидов — мраморов и кремнистоуглистых сланцев.

Породы Кочкарской интрузии отчетливо делятся на две группы:

1) Более ранние плагиограниты, гранодиориты, кварцевые диориты и частью диориты, ксенолиты которых были встречены к западу от Кочкарского рудного поля в нормальных гранитах.

2) Нормальные калиевые граниты, порфировидные граниты и гнейсограниты.

Пространственное распределение пород в Кочкарском массиве следующее.

Крупный массив гранодиоритов и плагиогранитов, вмещающий все наиболее значительные месторождения золота и мышьяка, располагается в восточной части интрузии. В нем резко проявляются процессы автометаморфизма с биотитизацией, амфиболизацией и серицитиза-

**Химический состав пород**

Хим. состав	13035 Крупнозерный порфировид- ный биотито- вый гранит		945-а Среднезерный порфиро- видный биотитовый гра- нит		13062-а Розовый двуслюдяной гранит		11523 Милонит, образовавший- ся из гранита		93-а Светлый жильный гранит	
SiO <sub>2</sub> . . . . .	72.92	1215	72.32	1205	76.65	1277	73.39	1223	73.60	1226
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0.27	4	0.27	4	0.07	1	0.19	3	0.31	4
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0.06	—	0.34	2	сл.	—	0.09	1	0.17	1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	14.84	145	13.88	136	13.62	133	15.29	150	14.37	141
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1.06	6	1.16	7	0.41	3	0.85	5	1.39	9
FeO . . . . .	0.81	11	1.08	15	0.09	1	1.19	16	0.33	4
MnO . . . . .	0.03	—	0.05	1	сл.	—	0.06	1	0.04	—
MgO . . . . .	0.51	13	0.64	16	0.02	1	1.53	38	0.44	11
CaO . . . . .	1.69	30	1.74	31	0.54	10	0.06	1	1.55	28
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2.19	35	3.62	58	3.92	63	2.87	46	3.90	63
K <sub>2</sub> O . . . . .	5.23	55	4.47	48	4.64	49	4.58	49	3.71	39
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	0.32	18	0.45	24	0.10	22	0.22	12	0.37	20
H <sub>2</sub> O <sup>—</sup> . . . . .	0.23	12	0.04	2	0.15	8	0.18	10	0.32	18
S . . . . .	0.07	—	0.09	—	0.03	—	0.0	—	0.07	—
Cl . . . . .	сл.	—	0.01	—	сл.	—	нет	—	0.01	—
CO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	0.11	2	—	—	—	—	нет	—
Σ . . . . .	100.23	—	100.27	—	100.53	—	100.51	—	100.57	—
—O=S . . . . .	0.04	—	0.04	—	0.01	—	0.01	—	0.04	—
—O=Cl <sub>2</sub> . . . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма . . . . .	100.19	—	100.23	—	100.52	—	100.50	—	100.53	—
Аналитик . . . . .	Э. С. Зал- манзон		Э. С. Зал- манзон		Э. С. Зал- манзон		А. Раз- живина		Э. С. Зал- манзон	
Ч и с л о в ы е х а р а к т е р и										
a . . . . .	12.0	—	14.2	—	11.5	—	12.3	—	13.5	—
c . . . . .	2.0	—	3.1	—	0.7	—	1.7	—	1.6	—
b . . . . .	5.7	—	2.0	—	1.9	—	5.5	—	4.1	—
S . . . . .	80.3	—	80.7	—	82.9	—	80.2	—	80.8	—
Q . . . . .	+31.6	—	+30.1	—	+36.1	—	+31.4	—	+33.0	—
f' . . . . .	29	—	64	—	23	—	30	—	37	—
m' . . . . .	15	—	34	—	3	—	1	—	18	—
	Гранит		Гранит		Апли- тов. гранит		Гранит		Гранит	

## Челябинского массива

1-а Розовый жильный гранит		13022 Альбитовый гранит-порфир		1с-с Аплит		11325-а Биотитово- роговообманковый кварцевый диорит		7819 Плаггиогранит		Хим. состав
76.94	1 281	70.95	1 182	74.90	1 248	62.58	1 043	68.00	1 133	SiO <sub>2</sub>
0.15	2	0.24	3	0.08	1	0.96	12	0.45	6	TiO <sub>2</sub>
0.17	1	0.17	1	0.22	1	0.31	2	0.16	1	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
12.52	123	17.38	171	13.31	130	17.31	170	15.82	155	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
0.83	5	0.92	6	0.70	4	2.15	14	2.60	16	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
0.23	3	0.31	4	0.85	12	2.56	36	2.55	36	FeO
сл.	—	0.31	4	0.01	—	0.10	1	0.14	2	MnO
0.25	6	0.15	4	0.14	4	3.12	77	1.20	30	MgO
0.76	14	1.55	28	0.95	17	4.66	83	3.66	65	CaO
3.05	19	5.87	90	4.06	66	3.80	61	3.49	56	Na <sub>2</sub> O
4.23	45	1.14	12	1.97	53	2.08	22	0.60	6	K <sub>2</sub> O
0.24	13	0.78	43	0.11	8	0.79	44	1.46	81	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>
0.48	26	0.63	35	0.09	5	0.08	4	0.26	14	H <sub>2</sub> O <sup>—</sup>
0.02	—	нет	—	0.01	—	нет	—	нет	—	S
0.08	—	нет	—	0.01	—	нет	—	0.03	—	Cl
нет	—	—	—	—	—	—	—	—	—	CO <sub>2</sub>
99.95	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Σ
0.01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—O=S
0.02	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—O=Cl <sub>2</sub>
99.92	—	101.40	—	100.44	—	100.50	—	100.42	—	Сумма
Э. С. Зал- манзон		Ю. Не- стерова		Е. Ши- цова		Ю. Не- стерова		Ю. Не- стеро- ва		Аналитик
с т и к и п о А. Н. З а в а р и ц к о м у										
12.2	—	13.5	—	15.4	—	11.3	—	8.3	—	а
0.7	—	0.8	—	0.9	—	5.7	—	4.4	—	с
3.6	—	7.5	—	1.7	—	10.4	—	10.4	—	б
83.5	—	77.2	—	82.0	—	72.6	—	76.9	—	С
+41.9	—	+25.6	—	+32.3	—	+16.6	—	+32.8	—	Q
24	—	19	—	70	—	41	—	44	—	f'
11	—	14	—	15	—	52	—	18	—	m'
Ближих данных нет		Гранит		Апли- тов. гранит		Грано- диорит		Близ- ких данных нет		

Хим. состав	4903-г Жильный аплитовый плагио-гранит		12030-с Жильный плагио-гранит-порфир		252 Жильный кварцевый диорит		13060-д Ксеиолит грано-диоритовой интрузии в граните	
SiO <sub>2</sub> . . . . .	76.08	1 268	69.67	1 161	66.01	1 100	64.61	1 076
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0.15	2	0.31	4	0.55	7	0.68	9
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0.20	1	0.31	2	0.51	4	0.11	1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	13.85	136	16.24	159	13.92	136	16.78	165
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0.53	3	1.29	8	2.02	13	1.83	11
FeO . . . . .	0.50	7	0.73	10	1.96	27	2.41	33
MnO . . . . .	0.01	—	0.02	—	0.05	1	0.07	1
MgO . . . . .	0.33	9	0.80	20	3.49	87	2.03	52
CaO . . . . .	2.32	41	2.71	48	7.31	130	3.94	70
Na <sub>2</sub> O . . . . .	5.09	82	5.78	93	3.19	52	3.86	62
K <sub>2</sub> O . . . . .	0.74	7	1.69	18	0.40	4	3.04	32
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	0.34	19	0.79	44	0.49	28	0.31	17
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> . . . . .	0.14	8	0.09	5	0.13	7	0.18	10
S . . . . .	0.31	—	нет	—	0.01	—	0.39	—
Cl . . . . .	нет	—	нет	—	0.01	—	нет	—
CO <sub>2</sub> . . . . .	»	—	0.07	—	0.23	—	—	—
<b>Σ</b> . . . . .	100.59	—	—	—	—	—	100.29	—
—O=S . . . . .	0.16	—	—	—	—	—	0.19	—
—O=Cl <sub>2</sub> . . . . .	—	—	—	—	—	—	—	—
<b>Сумма</b> . . . . .	100.43	—	100.50	—	100.28	—	100.10	—
<b>Аналитик</b>	Е. Шишова		Е. Шишова		Е. Шишова		А. Разживина	
<b>Ч и с л о в ы е х а р а к т е р и</b>								
a . . . . .	11.6	—	14.9	—	7.4	—	12.9	—
c . . . . .	2.5	—	3.2	—	5.4	—	4.9	—
b . . . . .	2.5	—	3.2	—	12.8	—	7.5	—
S . . . . .	83.4	—	78.7	—	74.4	—	74.7	—
Q . . . . .	+41.1	—	+24.4	—	+28.6	—	+18.7	—
f' . . . . .	34	—	54	—	29	—	52	—
m' . . . . .	24	—	42	—	46	—	48	—
	Ближких данных нет		Ближких данных нет		Ближких данных нет		Гранодиорит	

Таблица 4 (Продолжение)

92-а Кварцевый монцитит		13059-ж Мелкий ксе- нолит в гра- ните		4915-6 Ксенолит диабазового порфирита в гранодио- рите		846-в Кварцевый диорит (дер. Костылевская)		846-с Роговик (дер. Косты- левская)		Хим. состав
58.37	973	64.12	1068	54.99	916	55.14	919	57.28	955	SiO <sub>2</sub>
1.55	20	1.18	15	0.97	12	0.93	11	0.93	11	TiO <sub>2</sub>
1.09	8	0.29	2	0.39	3	0.08	1	0.12	1	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
15.75	155	17.14	168	16.91	166	13.23	159	17.66	174	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
2.72	17	1.98	13	2.35	15	5.13	32	2.83	18	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
3.97	55	2.38	33	5.33	74	4.91	68	4.00	56	FeO
0.09	1	0.08	1	0.16	2	0.07	1	0.15	2	MnO
2.59	65	1.05	26	5.82	145	7.18	179	4.33	108	MgO
4.90	88	2.12	38	6.53	116	7.17	128	6.45	115	CaO
3.81	61	3.64	58	2.87	46	2.62	42	2.60	42	Na <sub>2</sub> O
4.06	43	6.11	65	2.91	31	2.44	26	3.26	35	K <sub>2</sub> O
0.70	39	0.28	15	0.96	53	0.72	40	0.76	42	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>
0.16	9	0.03	2	0.10	6	0.18	10	0.09	5	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>
0.12	—	0.02	—	нет	—	0.02	—	нет	—	S
нет	—	нет	—	0.07	—	нет	—	нет	—	Cl
нет	—	—	—	—	—	0.18	3	—	—	CO <sub>2</sub>
59.88	—	100.42	—	100.36	—	100.03	—	—	—	Σ
0.06	—	0.01	—	—	—	0.01	—	—	—	-O = S
—	—	—	—	0.02	—	—	—	—	—	O = C <sub>12</sub>
99.82	—	100.41	—	100.31	—	100.02	—	100.46	—	Сумма
Э. С. Зал- манзон	—	Ю. Несте- рова	—	Ю. Несте- рова	—	Э. С. Зал- манзон	—	П. Нис- сенба- ум	—	Анали- тик
с т и к и п о А. Н. З а в а р и ц к о м у										
14.1	—	17.0	—	10.7	—	10.8	—	9.0	—	a
3.4	—	2.6	—	6.1	—	6.6	—	4.1	—	c
15.2	—	6.2	—	19.2	—	14.6	—	25.4	—	b
67.3	—	74.2	—	64.0	—	68.0	—	61.5	—	S
+3.0	—	+1.8	—	+0.5	—	+7.8	—	+0.9	—	Q
54	—	63	—	37	—	45	—	36	—	i'
29	—	28	—	53	—	52	—	46	—	m'
Снегит— известк. щелоч.	—	Близи- ких данных нет	—	Лейко- базальт	—	Диорит	—	Близи- ких данных нет	—	

цией пород. В отдельных частях массив сечется дайками гранит-порфиров.

Нормальные граниты и гнейсо-граниты занимают всю западную часть массива. В периферической его части широко распространены порфировидные граниты, и всюду развиты гнейсо-граниты, местами настолько проникнутые отщеплениями гранитной магмы, что приобретают характер жильных инъекционных гнейсов.

Простирающие краевых гнейсов строго соответствует контакту.

В нормальных гранитах неравномерно распространены отдельные дайки аплитов, аляскит-порфиров, граносиенит-порфиров и реже сиенит-порфиров.

Для внутренней тектоники гранитного массива установлены во всех случаях конкордантные отношения массива к породам кровли. Ориентировка трещин внутри массива во всех случаях совпадает с линией контакта и простираем пород кровли, не исключая и тех случаев, когда последние образуют островки внутри массивов.

Только в районе Демарино и Шабунино простираение гнейсо-гранитов на некоторых интервалах контактовой зоны резко отклоняется от направления контакта в глубину массива. Гнейс-граниты падают обычно в сторону кровли под углом 40—60°. Внутри гранитного массива сланцеватость гранитов проявляется значительно слабее.

Краткая характеристика петрографического состава Кочкарской интрузии может быть представлена в следующем виде.

Гранодиориты, занимающие восточную часть района от поселка Коелги до Андреевского прииска, сложены преобладающим основным олигоклазом (25—27), обычно значительно серицитизированным, с примесью эпидота. В подчиненном количестве в состав их входят микроклин, кварц с резким волнистым погасанием и биотит, почти полностью мусковитизированный. Количественные соотношения минералов в гранодиоритах таковы: олигоклаз — 50—70%, микроклин — 10—20%, кварц — 10—20%, цветные минералы — 7%.

Олигоклаз обычно дает более крупные выделения, придающие породе порфировидный облик. Нередко, особенно в зоне контакта с вулканогенной свитой, гранодиориты имеют типичную гнейсовую текстуру.

Довольно распространенной жильной породой в гранодиоритах являются дайки мусковитовых гранитов.

Нормальные граниты в главной массе представлены среднезернистыми лейкократовыми разностями, в составе которых преобладает микроклин и имеется небольшое количество кислого олигоклаза и 30—35% кварца. Биотит и мусковит встречаются в непостоянных количественных отношениях. По периферии гранитного массива на востоке и западе прослеживается полоса порфировидных гранитов того же состава с крупными выделениями микроклина.

Несколько особое положение занимают породы, развитые в районе с. Каменки и Кособродской, где мелкие интрузивные тела имеют непостоянный состав, меняющийся от гранодиоритов до кварцевых диоритов. Последние отличаются очень высоким содержанием кварца (около 50%) и присутствием андезина № 35—40 и скорее должны называться плагногранитами.

Примером кварцевых диоритов, бедных кварцем, могут служить кособродские порфировидные диориты такого состава: кварц — 7—24%, калиевый полевой шпат — 3.5—8%, андезин № 31—35 — 40—80%, цветные минералы — 2—3%.

Аналогичные вышеописанным разностям породы развиты, по данным А. Пронина, и в южной части Кочкарского массива, причем в западной части массива, по контакту с биотитово-амфиболовыми сланцами, распространены катаклазированные порфировидные граниты с фенокристаллами олигоклаза до 1—2 см. В этих породах сильно развиты биотитизация, мусковитизация и эпидотизация. Здесь, по описанию А. Пронина,

гранитоиды варьируют по составу от микроклиновых гранитов до адз-меллитов, имеющих, по подсчетам Е. М. Клера, следующий состав:

	Гранит	Адамеллит
Кварц . . . . .	45—47	40—45
Калиевый полевой шпат . . . . .	42—43	19—27
Олигоклаз-андезин (до 30% Ап) . . . . .	3.4—1.3	16—21
Биотит . . . . .	3—4.6	10—15

Рудная минерализация Кочкарского массива связана, по И. В. Ленных, с гранодиоритами.

Шеелитово-кварцевые жилы и золотоносные жилы мезотермального облика связаны с мелкими интрузиями плагиогранитового и кварцево-диоритового состава в районе Кособродской, Каменной Санарки и Каменки.

Эпидото-гранатовые скарны, содержащие шеелит, приурочены в районе пос. Кабанин к контакту даек гранит-порфира с эффузивами.

В нормальных гранитах постоянно наблюдается пространственное совпадение даек аляскит-порфиров и гранит-порфиров с кварцевыми жилами, содержащими шеелит и висмутин, что доказывает генетическую связь висмута-вольфрамового оруденения с жильной аляскитовой фазой гранитной интрузии, тесно связанной с пегматитовой серией. Такими, например, висмута-шеелитовые жилы в порфировидных гранитах и частью граносиенитах Черного бора, которые резко делятся на два типа: 1) с преобладающим содержанием шеелита и 2) с преобладающим содержанием висмутовых минералов.

Касситерит в Кочкарском массиве в рассеянном виде с достоверностью констатирован в пегматитах, связанных с ними жилах дымчатого кварца, рутило-кварцевых жилах и слюдяных сланцах, инъецированных отщеплениями магмы нормальных гранитов. Отчетливо намечается связь касситерита с пегматитами района. Типично-гидротермальные жилы лишены касситерита.

На центральном поле Кочкаря И. В. Ленных выделяет несколько типов рудных жил, связанных генетически с гранодиоритовой интрузией. Рудные жилы представляют систему сближенных, крутопадающих жил, достигающих 3—4 км в длину.

Основные типы жил следующие:

1. Золото-мышьяковые, в которых главным компонентом является арсенопирит.

2. Полиметаллические с сурьмой, висмутом и мышьяком. Единственным представителем этого типа является жила Зеленая, в которой П. И. Кутюхин указывает присутствие арсенопирита, плагионита, джемсонита, буланжерита, бурнонита, гунгаррита, тетраэдрита и др.

3. Кварцево-пиритовые и

4. Кварцево-арсенопирито-пиритовые, с преобладанием кварца и небольшим содержанием пирита и арсенопирита.

5. Турмалиново-кварцевые безрудные жилы, возможно более ранние, чем жилы рудной серии.

К числу малораспространенных или редких минералов месторождения относятся: марказит, висмутин, молибденит, галенит, сфалерит, халькопирит, пирротин, магнетит, флюорит, скаполит, турмалин и сфен. Незначительные количества шеелита приурочены к одной из наиболее ранних генераций кварца.

Вокруг Каменных гранитоидов П. К. Олерский намечает такое зональное размещение жил различного состава:

1) в 0.5—0.7 км от контакта в биотитизированных амфиболитах и роговиках развиты турмалиново-кварцевые жилы;



2) в 1—2 км от контакта преобладают кварцевые жилы с шеелитом и редкими сульфидами (пирит, халькопирит), с турмалином и карбонатами;

3) в 2—2.5 км от контакта встречены золотокварцевые жилы с редкими сульфидами.

Эта схема, вероятно, очень условна, так как помимо зональности намечается повышенное содержание шеелита в связи с более кислыми членами гранитоидов.

### III. ШИЛОВО-КОНЕВСКИЙ ГРАНИТНЫЙ МАССИВ

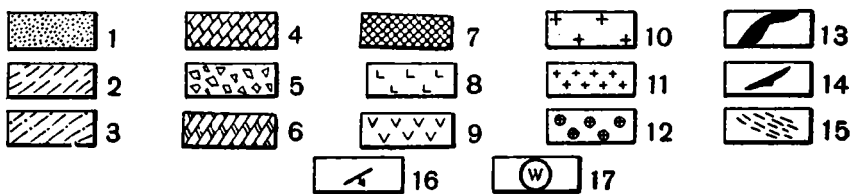
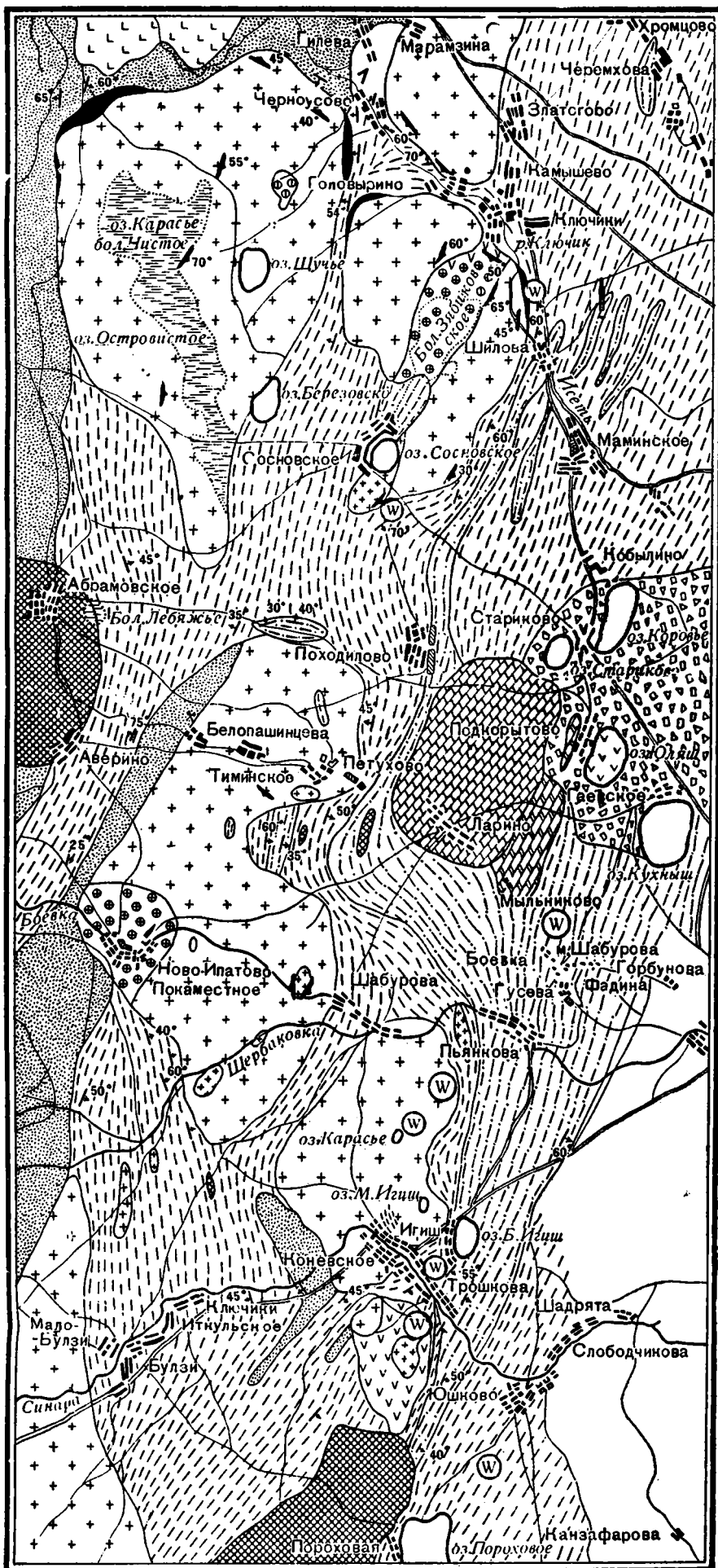
#### 1. Введение

Шилово-Коневский гранитный массив расположен на восточном склоне Уральского хребта между  $56^{\circ}0'$  и  $56^{\circ}40'$  северной широты и  $61^{\circ}0'$  и  $61^{\circ}20'$  восточной долготы. Район развития гранитов представляет сильно пенеплезированную местность, почти не расчлененную сетью речных долин и оврагов. Выходы коренных пород встречаются в районе редко, и только в каменоломнях вблизи селений удается производить достаточно точные и надежные наблюдения. Район исследования в широтном направлении разрезается в южной части тремя мелководными речками: Синарой, Боевкой с притоком Щербаковкой и Багаряком. Берега рек местами позволяют наблюдать взаимоотношения пород и выяснять геологическое строение района, хотя в большей части своего течения эти реки текут в заболоченных берегах и торфях и мало пригодны для геологических наблюдений.

Имеющиеся в районе озера — Щучье, Сосновское, Березовское, Карасье, М. и Б. Игиш и др. находятся в стадии зарастания тростником и водорослями и обычно располагаются среди сильно заболоченных впадин, так что подойти к самим озерам сплошь и рядом совершенно не представляется возможным (фиг. 16, обзорная карта).

Водораздельные пространства между реками покрыты мощным покровом четвертичных отложений и заняты грандиозными по площади колхозными полями, тянущимися на километры, так что здесь геологические наблюдения могут быть только очень отрывочными и о развитых здесь породах приходится судить по щебенке, встречаемой изредка на пашнях, да по отдельным глыбам, сложенным местами по краям поля. Поэтому при составлении карты района приходилось экстраполировать данные на очень большие расстояния, чем и определяется степень точности этой карты.

Особенно сильное развитие наносов мы имеем в юго-западной части исследованного района к югу от тракта Булзи-Коневское, где наносы достигают 8—12 м и где без глубоких шурфовочных работ невозможно получить достаточно точную геологическую карту. Исследование северной части Шилово-Коневской гранитной интрузии точно так же было затруднено вследствие почти полного отсутствия обнажений в районе, лежащем между селениями Абрамовским — Походиловым — Сосновским и выселками Мирок Природы и Газета. Этот район совершенно лишен каких-либо водных артерий и занят многочисленными топкими болотами, лесами с травяным покровом и колхозными полями. Глубина четвертичных наносов достигает здесь 5—9 м, что не позволяет поставить расшурфовку района без специальных ассигнований. Только в северной части исследованного района, от дер. Фомина до Камышева, обнажения пород выходят по берегам Исети, имеющей здесь в общем направление с СЗ на ЮВ, и по небольшим притокам Исети — реки Каменка, Чукаиха, ключ Холодный и др. У дер. Камы-



Фиг. 16. Геологическая карта Шилово-Конеvского гранитного массива 1:200 000. Сост. Б. М. Куплетским по работам 1939—1942 гг. и съемкам Б. И. Борсука и П. К. Олерского

1. Кварциты нижнего палеозоя. 2: Амфиболиты и роговообманковые сланцы (девон и нижний карбон). 3. Угленосная свита  $C_1^1$  и сланцы девона. 4. Известняки  $C_1^1$ . 5. Опoki P<sub>g</sub>. 6. Средний карбон  $C_2^1$ . 7. Альбитофиры. 8. Перидотиты. 9. Аляскитовые граниты. 10. Граниты «конеvского типа». 11. Порфиroidные граниты. 12. Крупнозернистые пегматитовые граниты. 13. Аплитовые краевые фации гранитов. 14. Падение слоистости в гранитах. 15. Сланцеватость в гранитах. 16. Падение боковых пород. 17. W Вольфрамовые месторождения.

шево Исеть круто меняет свое направление на южное, но не принимает ни одного притока справа, если не считать ручейков и ключей. Весь участок к западу от с. Сосновского занят колхозными полями или болотистыми участками и лишь немногие высыпки и обнажения золотоискательских выработок показывают, что здесь развиты амфиболиты, кварциты и серицито-кремнистые сланцы, а не граниты, показанные на существующих картах Борсука, Дерябкина и Зими́на. Это обстоятельство было подтверждено детальными разведочными работами по восточному контакту массива между деревнями Пьянково и Конеево, проведенными автором в 1941—1942 гг. Разведка показала, что единого Шилово-Коневского гранитного массива не существует и что перемычками боковых пород он разделяется на поверхности по крайней мере на три изолированных тела.

Южный Петухово-Коневский гранитный массив, подробно исследованный в 1939 г., заканчивается у Кошкаринского болота, севернее дер. Петуховой и с. Тиминского, где он замыкается на севере свитой порфиритов и кремнистых сланцев, имеющих здесь широтное простирание.

В южной части массива выделяется изолированный участок в районе Юго-Коневского вольфрамового месторождения, который отделяется от главной массы гранитов амфиболитовой перемычкой. Вторая, глубоко вдающаяся перемычка пород кровли пережимает массив к югу от р. Багаряк и Тиминское — Петухово. Наибольшей ширины (17 км) южный массив достигает между сел. Н. Ипатово и Пьянково. С севера на юг, от Коневского рудника до Кошкаринского болота, массив имеет в длину сколо 35 км.

Геосъемочные работы 1941 г. на Карасьевском месторождении вольфрамита показали, что в окрестностях дер. Пьянково восточная часть гранитной интрузии также представляет изолированное тело, отделенное от главной интрузии перемычкой амфиболитов, шириной до 1,3 км.

Кроме того, работами Уралцветметразведки (Олерский, 1941) был зафиксирован разрыв между гранитными выходами у дер. Шабуровой и Коневско-Карасьевским массивом. Севернее Кошкаринского болота, в редких высыпках и искусственных обнажениях выходят лишь породы кровли. Выходы гранитов появляются лишь у с. Сосновского, откуда они тянутся к северу до деревень Шилово, Камышево и Колюткино на Исети, в свою очередь разбиваясь на две части узкой меридиональной перемычкой амфиболитов, которые вдаются в гранитное тело к югу от дер. Черноусово и соединяются с теми разрозненными высыпками амфиболитов и сланцев, которые известны западнее с. Сосновского. Таким образом, северный гранитный массив в свою очередь разбивается на восточный — Шилово-Сосновский и западный — Колюткинский. Шилово-Сосновский массив имеет размер в среднем  $13 \times 6$  км; Колюткинский массив — среднюю ширину — 12 км при длине до 20 км.

Эта изолированность гранитных тел на поверхности все-таки не нарушает представления, что на глубине они соединяются между собой, на что указывает близость их вещественного состава и аналогичные условия геологического залегания.

## 2. Геологический очерк

Вмещающими породами Шилово-Коневской гранитной интрузии являются осадочные и эффузивные породы, которые частью хорошо охарактеризованы палеонтологически, как девонские и каменноугольные отложения в районе с. Боевка-Ларино, частью же представляют немые

толщи, как кварциты и амфиболиты, развитые к западу от гранитной интрузии: от с. Булзы на юге через Аверино-Абрамовское до дер. Фомино на Исети. Последняя свита определяется различными геологами то как неопределенный палеозой, то как аналог порфирировосланцевой свиты  $S_1^h$ . На 1 : 500 000 карте Урала, издания 1940 г., неопределенный палеозой Б. И. Борсука заменен к западу от гранитной интрузии свитами  $S_1$  и  $S_1^h$ , а на северном продолжении гранитного массива, к западу от д. Мурзинка и Шайтанка, показано развитие свит  $S_2 + D$ . Необходимо отметить, что граница между этими свитами  $S_2 + D$  — с одной стороны, и  $S_1^h$  — с другой, на широте Среднеуралья отмечена тектонической линией и не вяжется с общей геологической структурой Урала.

Е. А. Кузнецов (1941) отмечает эти свиты как девонские, причем он как девон определяет и большинство осадков к востоку от Шилово-Коневской гранитной интрузии.

Таким образом, первоначальная схема Б. И. Борсука, по которой породы к западу и востоку от Шилово-Коневской интрузии относились к разновозрастным свитам, за последние годы подвергается коренному пересмотру. Учитывая больший метаморфизм западной свиты по сравнению с породами свиты  $S_1^h$  на востоке, ниже мы описываем породы, развитые к западу от гранитной интрузии, как нижний палеозой, хотя лично нам представляется более правильным отнесение их к более высоким горизонтам.

В связи с этим стратиграфическая колонка боковых пород Шилово-Коневской интрузии может быть дана в виде такой схемы:

Нижний палеозой (условно)	{ Амфиболиты и амфиболовые сланцы западной полосы с редкими реликтами порфиритов
	{ Углистые и слюдистые кварциты
	{ Мраморизованные известняки
Верхний девон	{ Порфириты и туфы, зеленые сланцы и амфиболиты
Карбон	{ Кварцево-серицитовые сланцы, карбонатные сланцы
	{ Мраморизованные известняки
После-верхнекарбон- вые	{ Альбитофиры и кварцевые порфиры
	{ Ультраосновные интрузии и продукты их метаморфизации
	{ Гранитная интрузия

Не останавливаясь на детальной петрографической характеристике вмещающих пород, отметим здесь только основные их особенности и условия залегания.

Нижний, ближе неопределенный палеозой (условный) представлен свитой углистых и слюдистых кварцитов, развитых к западу от интрузии и перемежающихся с полосами амфиболитов и роговообманковых сланцев. Среди пород амфиболитовой свиты можно выделить перекристаллизованные полевошпатовые амфиболиты с порфириобластами бледноокрашенного амфибола; роговообманковые гнейсы и сланцы, нередко милонитизированные и со значительным развитием эпидота и актинолитового амфибола и, наконец, эпидотовые сланцы с примесью актинолитового амфибола, представляющие конечную стадию изменения амфиболитов.

Амфиболиты с реликтивными структурами порфиритов были отмечены в этой зоне лишь в одном обнажении в 3,2 км к востоку от с. Абрамовского. Для амфиболитов можно наметить две основные зоны развития — одну в районе Аверино — Абрамовское, где из-за плохой обнаженности элементы падения установлены только на тропе между селами Аверинское и Белопащинцево — ЮЗ 245°  $\angle$  45°, да к западу от с. Абра-

мовского — СВ  $23^\circ \angle 45^\circ$ , и вторую — между с. Н. Ипатово и Булзи. Здесь эти породы представлены роговообманковыми сланцами и гнейсами, обычно перекристаллизованными и милонитизированными, амфиболитами и реже эпидотовыми породами. Для залегания этих пород в районе Н. Ипатово — с. Булзи характерно преобладающее кругое падение на восток под гранитный массив с элементами ЮВ  $100\text{—}110^\circ \angle 75\text{—}80^\circ$ .

Выходы углистых и слюдястых кварцитов в южной части района наблюдались исключительно в виде мелкой щебенки и высыпок на водораздельных участках, и залегание их здесь неясно. В северной части района на горе Шатилин Мыс кварциты имеют меридиональное простирание, образуя местную антиклиналь с падением крыльев на ЮЗ  $265^\circ \angle 60^\circ$  и СВ  $85^\circ \angle 60\text{—}65^\circ$ , и далее меняют свое простирание на северо-восточное (к западу от дер. Колюткино) и широтное (на горах Курьинской и Савельевской) с падением к северу, т. е. окаймляют гранитную интрузию. Контактное воздействие гранитов на кварциты выразилось в образовании пятнистых биотитовых серицито-кремнистых роговиков к западу от с. Коневского по тракту Коневское — Булзи, в появлении призмочек турмалина и порфиробластов граната в рассланцованных кварцитах по Исети и в широком распространении дистена в зоне развития кварцитов от с. Абрамовского на юге до болота Брусняцкого на севере.

Амфиболиты неопределенного палеозоя также несут ясные следы контактного воздействия гранитов, на что указывают: а) появление турмалина в роговообманковом сланце у с. Булзи, б) кварцево-турмалиновый прожилок в амфиболите по тракту Коневское — Булзи, в) появление пятнистых биотитовых разностей с призмочками турмалина среди амфиболитов к юго-западу от Колюткина. Это обстоятельство заставляет считать западный контакт гранита интрузивным, а не тектоническим, как это изображал Б. И. Борсук, считавший, что граниты надвинуты с востока на толщу неопределенного палеозоя.

В ряде мест в толще немого палеозоя наблюдались выходы мраморизованных известняков. Первый выход встречен в 1 км к западу от Н. Ипатова, где среди торфяников, в русле р. Боевки, на протяжении 20 м выходят известняки, падающие ЮВ  $120^\circ \angle 65^\circ$ . Второй выход расположен в лесу, в 5,5 км к ССВ от с. Ключики и в 3 км к ЮВ от совхоза Свобода, где пачка мраморизованных известняков, поставленных на голову, зажата среди роговообманковых сланцев и амфиболитов и использовались местными жителями для обжига на известь.

Аналогичные мраморовидные известняки были встречены среди кварцитов в окрестностях дер. Фоминой, к ЮЗ от дер. Колюткино и в районе дер. Черноусовой, причем известняки имеют преобладающее меридиональное простирание с падением на ЗСЗ  $275^\circ \angle 55\text{—}65^\circ$ . Здесь следует отметить, что и роговообманковые породы, и метаморфизованные известняки свиты условного нижнего палеозоя, петрографически неотличимы от аналогичных пород девона, развитых к востоку от гранитной интрузии, и потому вполне возможно, что при дальнейших исследованиях эти породы окажутся одновозрастными.

Девон. Среди девонских образований особое значение имеют порфириты и их туфы, широко развитые в юго-восточной части исследованного района между оз. Пуроховым и деревнями Юшково и Слободчиковой и непосредственно контактирующие с гранитами в северной части массива от дер. Петухово на юге до дер. Шилово-Камышево и Черноусово — на севере.

Метаморфизованные порфириды, превращенные в зеленые сланцы, перекристаллизованные амфиболиты, роговообманковые гнейсы и сланцы, окаймляют с востока массив гранита и встречены в районе дер. Пьянково, в окрестностях с. Сосновского у дер. Шиловой и других местах. Хорошо сохранившиеся порфириды были встречены в 1941 г. в виде обломков в мощной вольфрамоносной жиле к северо-востоку от дер. Трошковой вблизи Коново. Контактное воздействие гранитов на амфиболиты сказывается в новообразовании в породах биотита и интенсивном развитии эпидота и актинолита. Многочисленные ксенолиты амфиболитов и роговообманковых сланцев, зажатые во многих местах в граните вдоль его восточного контакта и достигающие местами размеров в десятки и сотни метров, почти не обнаруживают следов привноса элементов гранитной магмы, но зато все несут яркие признаки перекристаллизации, с развитием эпидота.

В южной части района амфиболиты в окрестностях деревень Петухово, Тиминского, Пьянкова и Коновского образуют ряд складок с меридиональным простиранием пород, причем у восточного контакта гранитного массива боковые породы почти всегда падают на восток: у с. Коновского — ЮВ  $100-115^\circ \angle 50-75^\circ$ ; у Пьянкова — СВ  $50-74^\circ \angle 24-30^\circ$ , у Походилова — СВ  $85^\circ \angle 75^\circ$ , на Карасьевском месторождении вольфрамита — СВ  $35-72^\circ \angle 15-35^\circ$ .

В северной части амфиболитово-порфиритовая свита у восточного контакта гранитной интрузии между с. Сосновским и Маминским падает преимущественно на ЮВ  $100-110^\circ \angle 55-70^\circ$ . В то же время падение порфиритовых туфов в зоне Маминских золоторудных приисков на СЗ  $280^\circ \angle 70^\circ$  и СЗ  $315^\circ \angle 75^\circ$  указывает, что вся свита порфиритов собрана в ряд мелких складок. Это подтверждается и наблюдениями к СВ от дер. Шилово, где опять наблюдается синклинальная складка с падением свиты порфиритов как на ЮВ  $100-110^\circ \angle 55-60^\circ$ , так и на СЗ  $285^\circ \angle 70-55^\circ$ , и где в этой синклинали обнажены серицито-кремнистые сланцы и альбитофиры.

В обнажениях по Исети от дер. Камышево до дер. Черноусовой хорошо можно проследить антиклинальное замыкание Шилово-Сосновской гранитной интрузии, так как здесь простирание пород порфиритово-амфиболитовой свиты меняется из меридионального на северо-восточное с выдержанным падением пород от массива. Западное крыло антиклинали хорошо выражено к югу от дер. Черноусовой, где в перемычке между двумя гранитными массивами падение амфиболитов постоянно выдерживается на запад. Порфиритово-сланцевая толща восточного контакта по вещественному составу и здесь представлена с одной стороны — типичными эффузивами, типа порфиритов и их туфов, с другой стороны — зелеными актинолитовыми и эпидото-роговообманковыми сланцами, которые представляют сильно измененные перекристаллизованные образования. Туфы порфиритов широко развиты особенно между с. Маминским, Сосновским и дер. Шиловой и содержат обломки порфиритов, альбито-хлоритовых агрегатов, кусков плагиоклаза и эпидота в андезитовой или трахитовой основной массе.

Зеленые сланцы преимущественно располагаются вблизи контакта с Шилово-Сосновским гранитом и представляют, повидимому, более метаморфизованные участки порфиритово-туфовой толщи. Надо, однако, заметить, что нередко они встречаются и среди малоизмененных туфов и порфиритов, сохраняя реликты плагиоклазов или миндалин, выполненных сейчас кварцевыми зернами. Контактное воздействие гранитов на сланцы выражается в обогащении их биотитом и превращении в биотито-актинолитовые сланцы. Особенно характерно проявляется эта

биотитизация роговообманковых пород на восточном контакте гранита в районе Карасьевского вольфрамитового месторождения.

Зеленокаменные породы, развитые на западном контакте Шилово-Сосновского гранита в перемычке сланцев к югу от дер. Черноусово, представлены, в основном, полевошпатовыми амфиболитами, типа метаморфизованных интрузий, и в меньшей степени эффузиями; во всяком случае они более перекристаллизованы, чем породы восточного контакта. Поскольку более западные части перемычки сложены эффузивными порфиритами, падающими к западу, можно предполагать что вышеописанные породы являются основными интрузиями, типа габбро, прорывавшими эффузивную свиту еще до интрузии гранитов.

Образования каменноугольного возраста. К свите  $S_1^h$  относится сланцевая свита, развитая к востоку от гранитного массива и залегающая согласно на эффузивных породах верхнего девона. В южной части Шилово-Коневской интрузии эту свиту слагают тонкослоистые кремнистые сланцы, обычно содержащие серицит и иногда биотит, тонкозернистые песчаники и кварциты, состоящие только из зерен кварца без примеси других минералов или же с примесью железистых окислов, грубозернистые песчаники и конгломераты и филлитовые или серицито-кремнистые сланцы, в которых под влиянием контакта гранита развиваются призмочки турмалина. В песчаниках иногда также развиваются контактные минералы. Плохие условия обнаженности не позволяют точно установить тектонику этих пород, но отрывочные наблюдения позволяют фиксировать для них такие элементы залегания: филлитовые сланцы на берегу Синары, севернее Юшкова, в старательских дудках падают на В  $\angle 45^\circ$  и ЮВ  $110^\circ \angle 40^\circ$ ; в 1.5 км восточнее на дороге те же сланцы падают ЮЗ  $260^\circ \angle 40^\circ$  до СЗ  $275^\circ \angle 60^\circ$ ; к востоку от Трошкэвой, в шурфе у дороги сланцы падают на Зап.  $\angle 32^\circ$ ; на тракте Коневское — Багаряк, в 8 км к В от Коневского, сланцы падают ЮВ  $105^\circ \angle 60^\circ$ ; рассланцованные конгломераты в ложу на южном конце дер. Пьянковой падают ЮВ  $95^\circ \angle 30^\circ$ ; серицито-кремнистые сланцы на восточном контакте гранита, в районе Карасьевского месторождения вольфрамитовые сланцы падают на СВ  $67^\circ \angle 20^\circ$ ; кремнистые сланцы в ложку у дороги из Шабуровой в Ларинское — ЮВ  $110^\circ \angle 55^\circ$ ; между Ларинским и Петуховой филлитовые сланцы падают ЮВ  $100-120^\circ \angle 20-25^\circ$  и СВ  $50^\circ \angle 80^\circ$ ; серицито-глинистые и биотито-глинистые сланцы, вскрытые разведкой к востоку от с. Коневое — с. Игиш, имеют преобладающее падение на В — ЮВ  $120-130^\circ$  под углом  $30-40^\circ$ .

Из этих данных можно заключить, что осадочная свита к востоку от Шилово-Коневского массива также собрана в ряд складок, как и эффузивы верхнего девона, и согласно залегает на этих эффузивах, ныне превращенных в роговообманковые и зеленые сланцы.

В северной части исследованного района кремнистые, серицито-кремнистые и серицито-хлоритовые сланцы, аналогичные сланцам свиты  $S_1^h$  южного района, вытягиваются полосой в ССВ направлении от с. Походилова к дер. Шилово и залегают согласно с порфиритовой толщей. Часть этих образований (серицито-хлоритовые, хлорито-цоизитовые и хлорито-альбитовые сланцы) тесно связаны с самой порфиритовой свитой и, несомненно, относятся к верхнему девону. Это позволяет предполагать, что и для других сланцев нынешней свиты  $S_1^h$  этот возраст не может считаться установленным окончательно. Серицито-кремнистые, кремнистые и серицитовые сланцы представляют собою метаморфизованные глинистые осадки и залегают в синклиналиных складках порфиритовой толщи. В районе Карасьевского месторождения вольф-

рамита они зажаты среди амфиболитов, непосредственно примыкая к гранитной интрузии. Отдельные выходы аналогичных серицито-кремнистых сланцев были встречены также на дороге от Походилова к Абрамовскому, где они имеют широтное и СВ простирание, замыкая антиклинальную структуру у северной оконечности южного Коневского гранитного массива. К северу и северо-востоку от Сосновского озера сохранился участок черных кремнистых сланцев, падающих на ЮВ  $145^\circ \angle 45^\circ$  и пересеченных нередко кварцевыми жилами со шетками горного хрусталя.

К северо-западу от с. Сосновского, среди амфиболитов, также оконтуриваются отдельные выходы альбитофиров и серицитовых сланцев, падающих на СЗ  $285^\circ \angle 60-65^\circ$  и вполне аналогичных породам восточной полосы серицитовых сланцев.

Породы визе  $S_1^1$  и среднего карбона  $S_2^1$ . Кроме только что отмеченной нижнекаменноугольной свиты  $S_1^h$ , к востоку от центральной части Шилово-Коневской интрузии обнажены также известняки визейского яруса  $S_1^z$ . Они хорошо охарактеризованы палеонтологически, по данным Б. И. Борсука, в восточной полосе, тянущейся от дер. Фадино к озерам Юлаш и Куяныш, и представлены в окрестностях с. Ларинского белыми мраморизованными известняками, с падением, повидимому, отдельности СЗ  $275-290^\circ \angle 65-80^\circ$ .

Отложения среднего карбона  $S_2^2$  развиты по р. Багаряк между Ларинским и дер. Мыльниково и представлены известковоуглистыми сланцами и известняками, претерпевшими сильное контактное воздействие гранитной интрузии, в результате чего в дер. Мыльниково эти сланцы переполнены зеленоватыми кристалликами гроссуляра, призмочками цоизита и листочками бледнооранжевой слюды. В отдельных образцах попадаются, кроме того, бурые кристаллики рутила, мелкие зерна кордиерита с секториальными двойниками и андалузит.

Порфиры и альбитофиры. К вулканическим образованиям нижнего карбона относятся: кварцевые порфиры с микрогранитовой структурой и крупными вкрапленниками кварца, микропертита и альбита, развитые в южной части района в окрестностях с. Порохово, где они образуют ряд жил среди кремнистых сланцев и кварцитов неопределенного палеозоя. Близкие породы обнажены в южной части Шилово-Коневской интрузии, к югу от Тиминского и к востоку от дер. Петуховой, где они прорывают сланцы угленосной свиты  $S_1^h$ , и в районе с. Аверинского.

Альбитофиры Петуховой содержат в основной массе зерна альбита, листочки мусковита и редкие обрывочки биотита, хлорита и эпидота; вкрапленники представлены идиоморфными выделениями альбита. В южном окончании выходов альбитофира у триангуляционного знака к ЮВ от с. Ларинского альбитофиры имеют резко флюидальную структуру при том же минералогическом составе. У Тиминского плугные альбитофиры серовато-голубоватого цвета были зафиксированы лишь по отдельным кускам, найденным в лесу среди россыпей рогово-обманковых сланцев. В районе с. Аверинского в ряде мест обнажены сильно рассланцованные альбитофиры, которые используются здесь в качестве строительного материала. Альбитофиры у Аверинского образуют небольшое антиклинальное поднятие, а к востоку от Абрамовского залегают почти горизонтально. Альбитофиры Аверина характеризуются сильной рассланцованностью и развитием слюды, которая обволакивает вкрапленники полевых шпатов и кварца. Общее простирание зоны альбитофиров близко к меридиональному.



Мелкие выходы альбитофиров зафиксированы, кроме того, среди серицитовых сланцев между селами Сосновским и Маминским, где они содержат вкрапленники олигоклаз-андезина и альбит-олигоклаза в мелкозернистой серицито-альбитовой и кварцево-альбитовой основной массе. В логу севернее дер. Шиловой альбитофир с вкрапленниками широких призмочек и табличек альбита и микропертита в мелкозернистой основной массе хлорито-альбитового состава незаметными переходами связан с кремнисто-хлоритовыми сланцами свиты  $S_1^h$ . Наконец, в аналогичных условиях светлосерые тонкозернистые кварцевые порфиры с вкрапленниками широких табличек (0.4—1 мм) альбита и зерен кварца в мелкозернистой (0.05—0.2 мм) основной массе из кварца, альбита, мусковита встречены в закопушках в поле в 3 км к западу от с. Сосновского.

Послеверхнекарбонные ультраосновные интрузии. К северу от западной части Шилово-Коневского массива в районе дер. Фоминой и Колюткино выступает Колюткинский массив ультраосновных пород, который в последние годы был подробно изучен геологами Уральского Геологического управления. Как известно, интрузии ультраосновных пород Урала относятся к нижнекаменноугольному возрасту. Их более ранний по сравнению с гранитной интрузией возраст доказывается наличием ксенолитов тальковых, тальково-актинолитовых и актинолито-хлоритовых сланцев, очевидно являющихся продуктами метаморфизации ультраосновных пород, в 1.5 км к северо-западу от оз. Щучье в Колюткинском гранитном массиве, где их присутствие послужило поводом к заложению так называемых «Изумрудных копей».

### 3. Геологическое положение и тектоника массива

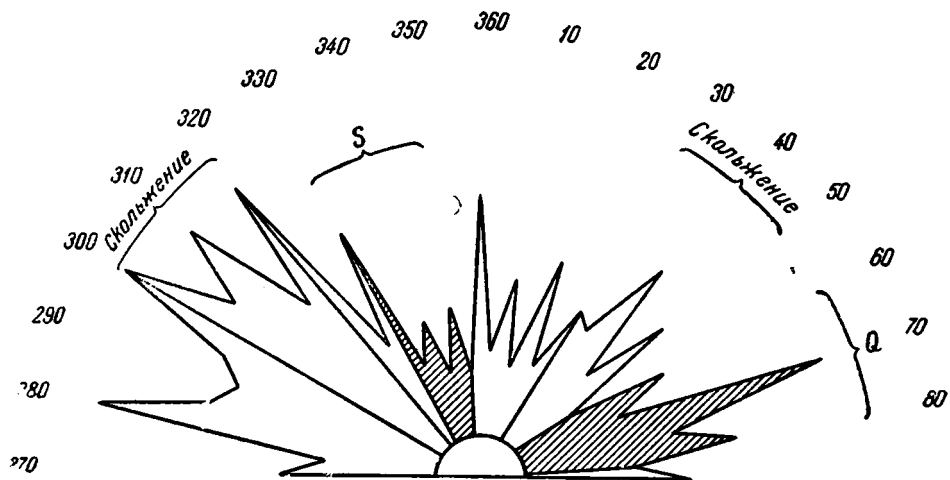
Геологическое положение всего Шилово-Коневского гранитного массива определяется возрастом окружающих его пород, который, как указано выше, до сих пор не имеет однозначного толкования. Породы западного контакта массива, представленные в основном амфиболитами и кварцитами, палеонтологически не охарактеризованы и относятся некоторыми исследователями к нижнему палеозою, ближе не определенному. Другие авторы отождествляют их с породами, развитыми с восточной стороны массива и относят к свите  $S_1^h$  каменноугольного возраста или же к девону. Более подробно эти взгляды изложены выше в геологическом очерке.

При первом решении вопроса о возрасте кварцито-амфиболитовой свиты с запада от гранитной интрузии мы должны рассматривать гранитный массив как межформационную интрузию, полого наклоненную к северо-востоку и внедрившуюся между образованиями неопределенного палеозоя в лежащем боку интрузии и свитой девонско-каменноугольных образований в висячем боку. При принятии разновозрастности свит западного и восточного контактов гранитной интрузии можно говорить о приуроченности гранитной интрузии к антиклинальной структуре каменноугольного возраста, опрокинутой на запад.

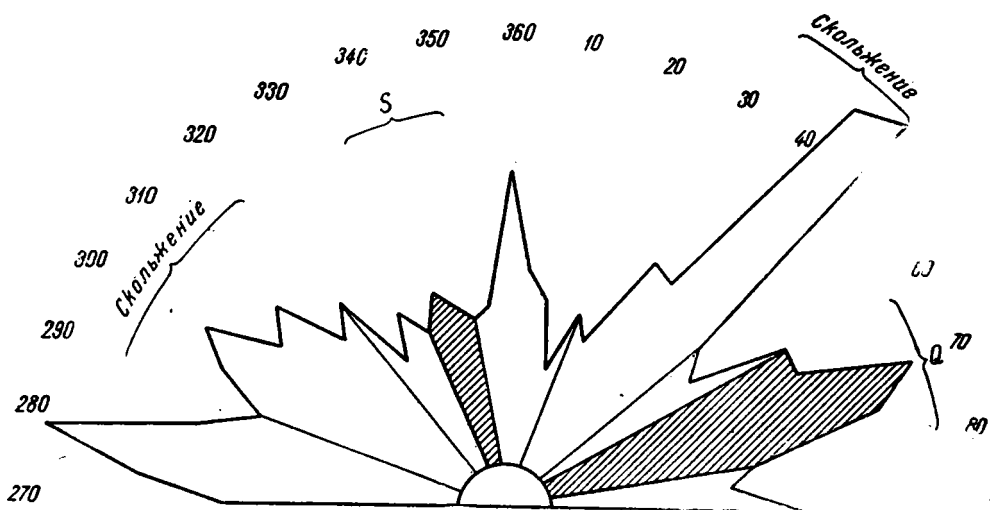
Плохая обнаженность района не позволяет получить достаточно полные данные о тектонике массива, причем особенно плохо обнажены как раз контакты гранитного массива. Только на востоке у мельницы Ануфриева в районе дер. Пьянково удалось наблюдать непосредственный контакт гранита с амфиболитами висячего бока, с падением его на СВ  $40—50^\circ \angle 20—25^\circ$ , да при детальной геологической съемке Карасьевского месторождения было установлено падение контакта гранита со сланцами на В  $\angle 25—35^\circ$ . Поэтому основные наблюдения базируются

на данных, полученных при осмотре многочисленных каменоломен и карьеров, расположенных вблизи деревень и селений района.

Для южной части гранитной интрузии, в Петухово-Коневском массиве, в результате осмотра каменоломен в окрестностях с. Коневского, у озер Игиш и Карасьего, у деревень Шабурово и Пьянково, у с. Н. Ипатова (Покаместного), а также карьеров в окрестностях деревень



Фиг. 17. Сводная диаграмма трещин отдельности для каменоломен с. Коневского (по 604 замерам)



Фиг. 18. Сводная диаграмма трещин отдельности Шабуровских каменоломен (по 785 замерам)

Петухово, Белопащинцевой и с. Тиминского можно было сделать следующие наблюдения.

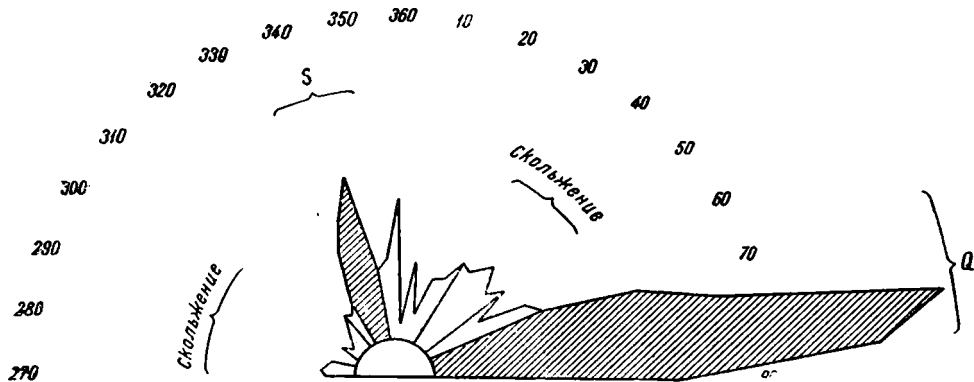
Система трещин отдельности хорошо выражена во всех каменоломнях. Здесь можно выделить как отличную пластовую, преимущественно горизонтальную отдельность, так и крутые трещины отдельности. Большинство крутых трещин отдельности имеет вертикальное поло-

жение или лишь не намного отклоняется от последнего. Пологие трещины отдельности, за исключением пластовой, выражены в каменоломнях очень слабо, и лишь в разработках Юго-Коневского вольфрамового рудника они намечаются достаточно отчетливо.

Сводные диаграммы трещин отдельности для каменоломен Коневского (фиг. 17) и Шабуровского (фиг. 18) районов показывают, что здесь максимумы трещин развиты в довольно широком диапазоне направлений. Тем не менее здесь достаточно отчетливо могут быть установлены следующие максимумы:

	I	II	III
Коневское . . . . .	СЗ 280	СЗ 300—320	СЗ 330—350
Шабурово . . . . .	СЗ 270—280	СЗ 290—320	СЗ 340
	IV	V	VI
Коневское . . . . .	360—СВ 20	СВ 35—50	СВ 60—80°
Шабурово . . . . .	С 360	СВ 20—45	СВ 60—90°

В обоих случаях на трещинах направления СЗ 290—320° и СВ 35—50° хорошо выражены явления скольжения, с бороздами скольжения, падающими к востоку под углом 20—30°, иногда до 35°, примазки



Фиг. 19. Сводная диаграмма трещин отдельности каменоломен Пьянкова и у мельницы Ануфриева (по 588 замерам)

мусковита и местами довольно интенсивная импрегнация пиритом. По этим же трещинам проходят нередко жилы кварца и аплита.

Все это дает основание принимать эти трещины за мооровские трещины скалывания. Следует подчеркнуть, что к этим же трещинам скалывания приурочены и вольфрамитсодержащие кварцевые жилы Юго-Коневского и Боевского рудников.

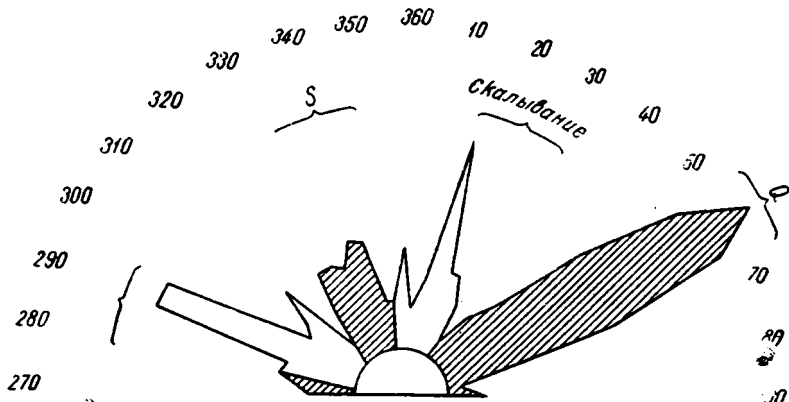
С трещинами направления СЗ 330—350° совпадает изредка наблюдаемая в гранитах ориентировка слюдяных листочков; в то же время с этим направлением почти никогда не совпадает направление аплитовых и кварцевых жил, довольно частых в гранитном массиве. Поэтому с большой долей вероятности можно принимать это направление за трещины S Клооса или продольные трещины Болка.

В соответствии с последним заключением мы должны считать поперечными трещинами или трещинами разрыва Q Клооса те трещины, которые идут в широтном направлении и в направлении СВ 60—80°. Та-

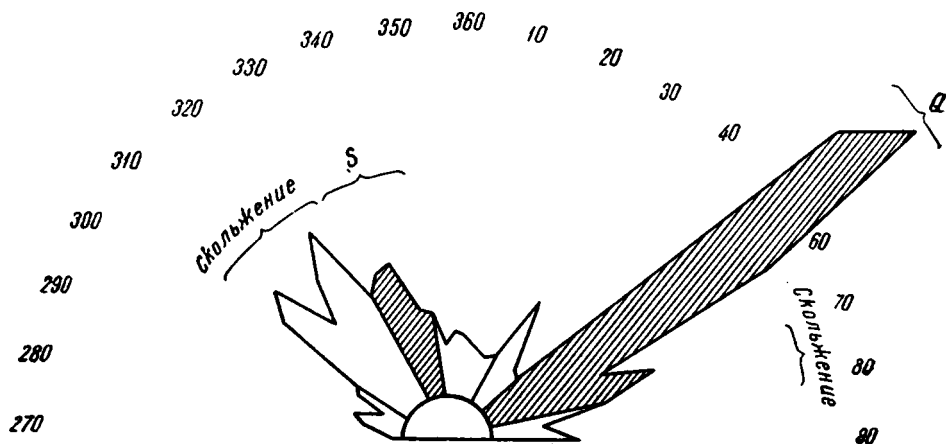
ким образом, давление, действовавшее в момент формирования гранитного массива, было направлено с В и СВ 60—90°.

К трещинам разрыва часто приурочена импрегнация стенок трещин пиритом, а также кварцевые жилы.

В отдельных участках гранитного массива трещины разрыва приобретают доминирующее значение, как, например, это наблюдается в окрестностях дер. Пьянково — в каменоломнях у мельницы б. Ануфриева



Фиг. 20. Сводная диаграмма трещин отдельности в окр. с. Тиминского (по 383 замерам)



Фиг. 21. Сводная диаграмма трещин отдельности дальних Петуховских каменоломен (по 623 замерам)

(фиг. 19), где трещины направления СВ 70—90° приобретают совершенно исключительное значение.

Аналогичное вышеуказаным распределение максимумов трещин отдельности было установлено в 1941 г. и для гранитов Карасьевского вольфрамитового месторождения, к западу от дер. Пьянково. По мере продвижения к северу от Пьянково преобладание северо-восточных направлений в трещинах отдельности гранитов становится очень резким, и в то же время почти исчезают трещины широтного направления.

В районе Тиминского и Петухово (фиг. 20 и 21) мооровские трещины скальвания с резко выраженными бороздами скольжения и призмками мусковита и пирита ориентированы в направлении СВ 15—30°

и СЗ 290—310° у Тиминского и в направлении СВ 30° и СЗ 305—335° у Петухово.

Трещины разрыва  $Q$  здесь заметно отклоняются от широтного простирания, давая очень резкий максимум на СВ 50—70° у Тиминского и СВ 50—60° — у Петухово.

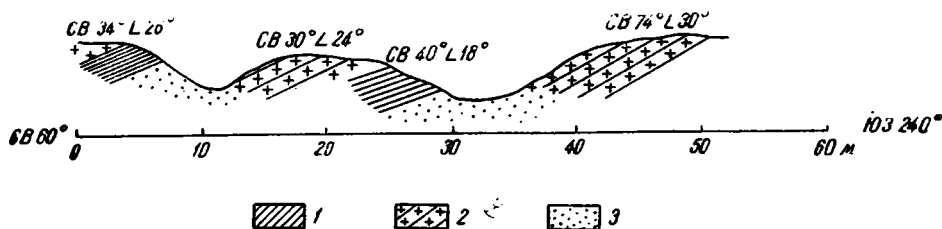
Таким образом, можно предполагать, что в северной части Петухово-Коневского массива направление давления горообразующих усилий в момент формирования гранитного массива было направлено не с востока, а с северо-востока, что стоит, вероятно, в связи с замыканием массива антиклинально боковых пород у Кошкарихинского болота.

Таблица 5

Ориентировка в гранитах Петухово-Коневского массива

Место наблюдения	Ориентировка	Примечания
с. Коневское, каменоломни к западу . . .	СЗ 320—345	С падением к северу под углом 30° Ориент. шпильки темно-серого гранита в светлом и неясная СЗ 315—320° Ориент. ксенолитов, изредка с наклоном на СВ $\angle 15-20^\circ$ Ориент. ксенолитов наиболее часто СЗ 332°
» » » у мельницы . . .	СЗ 350—360	
» » » на просеке за Синарой . . .	СЗ 332—338	
» » » у оз. М. Игиш . . .	СЗ 345—360	
дер. Н. Ипатово — в большой каменоломне . . . . .	СЗ 340—350	
дер. Шабурово — в каменоломнях . . . . .	СЗ 338—350	
» Пьянково — у мельницы Ануфриева . . . . .	СЗ 330—342	
с. Тиминское — на опушке леса . . . . .	СЗ 335—350	
» » — к югу от села . . . . .	СВ 60—70	
дер. Петухово — дальние карьеры . . . . .	СЗ 30—347	
» Белопащинцева — к югу от деревни . . . . .	СЗ 315—320 СЗ 342—345	

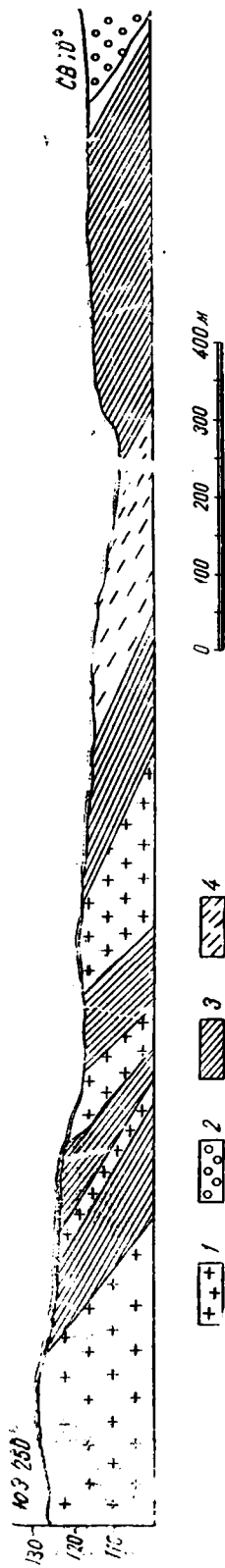
Элементы первичной структуры гранитов мы даем в виде таблицы (табл. 5), в которой сведены данные для южной части Шилово-Коневской интрузии, т. е. для Петухово-Коневского массива.



Фиг. 22. Послойное внедрение гранитов в амфиболиты у мельницы Ануфриева (разрез в карьере мельницы Ануфриева у дер. Пьянково)

1. Роговообманковые сланцы. 2. Граниты и их отделности. 3. Растительный покров.

Из таблицы ясно видно, что основным направлением ориентировки биотитовых листочков в Петухово-Коневском граните и расположения ксенолитов является СЗ 330—350°, причем эта ориентировка располагается в вертикальной плоскости. В гранитном массиве почти не наблюдается зависимости этой ориентировки от положения контактов

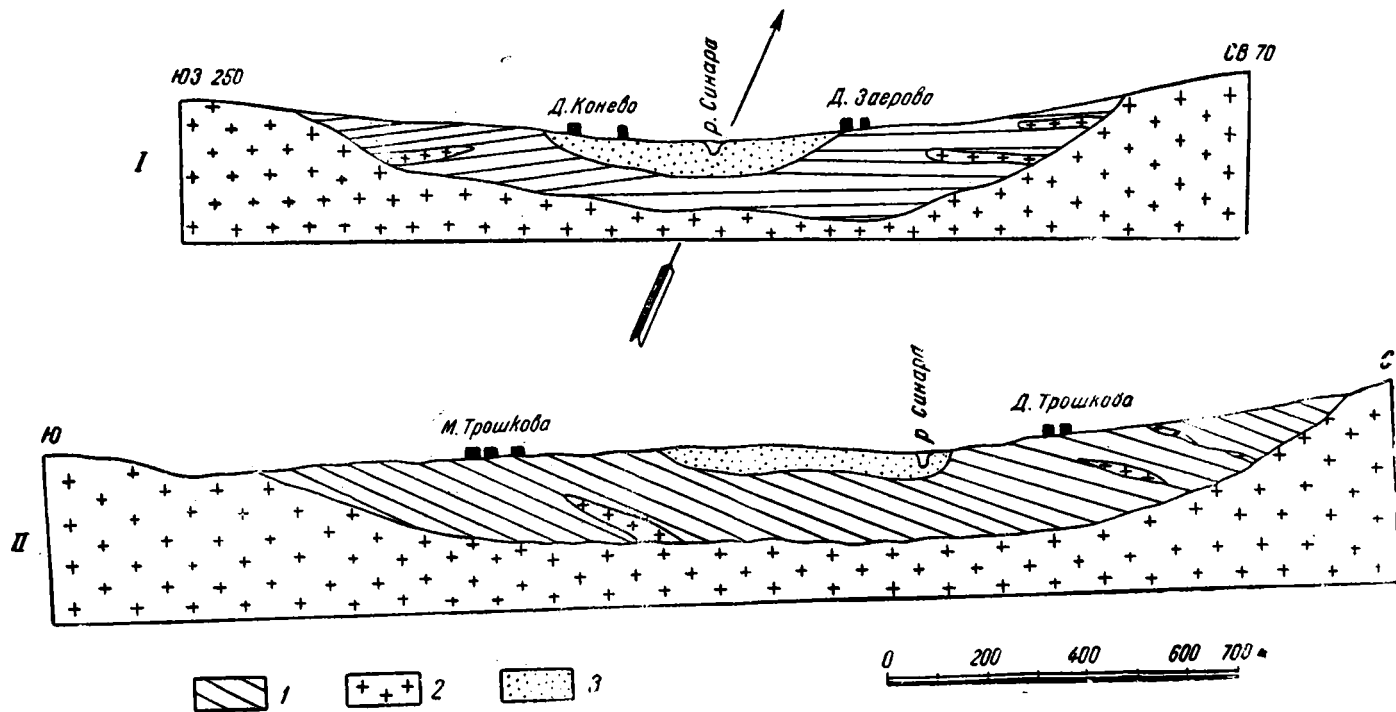


Фиг. 23. Разрез через северо-восточный контакт Карасьевского гранитного массива.  
 1. Карасьевский гранит. 2. Пьянковский гранит. 3. Слюдяные амфиболиты. 4. Амфиболиты

массива, и создается впечатление, что ориентировка, грубо отвечая меридиональной вытянутости массива, в то же время не согласна с внешними очертаниями гранитного массива и с установленным выше пологим падением его на северо-восток. Эти обстоятельства не позволяют рассматривать главную продольную ориентировку гранитов как результат течения, зафиксированный в ранние стадии внедрения гранитной магмы. Явления катаклаза, наблюдавшиеся в слоистых гранитах в каменоломне на просеке у с. Коневского и в ряде гранитов в окрестностях дер. Петухово, скорее позволяют считать причиной возникновения полосчатости деформацию гранитов в полупластическом состоянии в последние моменты застывания гранитного массива, при частичной его перекристаллизации. Только в расположении некоторых ксенолитов в каменоломнях у с. Тиминского мы отмечаем пологое падение на СВ под углом  $15-20^\circ$ , соответствующее положению восточного контакта гранитного массива у дер. Пьянково, да к югу от Тиминского, где сланцевая толща вдавняется языком в гранитный массив, наблюдались гнейсовидность гранита в направлении СВ  $60-70^\circ$ , параллельном контакту гранита с окружающими породами. Кроме того, на р. Боевке, у брода, близ Пьянковской фермы, где в гранитах зажаты ксенолиты амфиболитов, отмечено падение слоистости в гранатсодержащем граните СВ  $55^\circ \angle 15^\circ$ . Здесь, таким образом, можно видеть остатки той структуры течения, которая формировалась в граните в ранние стадии его образования и которая находилась в согласии с внешними контурами гранитного массива. Плохое развитие этих первичных структур, очевидно связано с тем, что последующие динамические воздействия на гранит в последние фазы его формирования затушевывали их и создали ту вторичную ориентировку в направлении СЗ  $340-350^\circ$ , которая резко преобладает во всем массиве.

В западной половине массива вследствие плохой обнаженности района у нас нет наблюдений над прототектоникой и контактами гранитного массива.

На востоке контакты гранитного массива с боковыми породами непосредственно наблюдались только в окрестностях дер. Пьянково и в разведочных дудках Карасьевского вольфрамитового рудника. Здесь восточный контакт массива показывает, в основном, согласное залегание с боковыми породами (фиг. 22, 23). В некоторых других участках восточной границы гра-



Фиг. 24. Два профиля через район Конево-Трошково. Масштаб 1:10 000  
 1. Сланцы. 2. Граниты. 3. Современные наносы.

нитного массива мы имеем ясно несогласные контакты. Так, к северу от дер. Петухово амфиболиты круто падают на СЗ  $295-290^\circ \angle 75-80^\circ$ , а к югу от с. Тиминского гранит режет вкрест простирания свиту амфиболитов и сланцев, имеющую преобладающие элементы залегания СВ  $65^\circ \angle 60^\circ$ , СВ  $75^\circ \angle 72^\circ$  и ЮВ  $115-125^\circ \angle 73-80^\circ$ , т. е. простирающуюся примерно меридионально и перпендикулярно к границе гранитного контакта. Коренные выходы амфиболитов и гранитов отстоят здесь друг от друга на расстояние всего 150—200 м. Точно так же между селами Трошково и Игиш простирание слюдисто-глинистых и роговообманковых сланцев несогласно с линией контакта гранита, как это видно на фиг. 24.

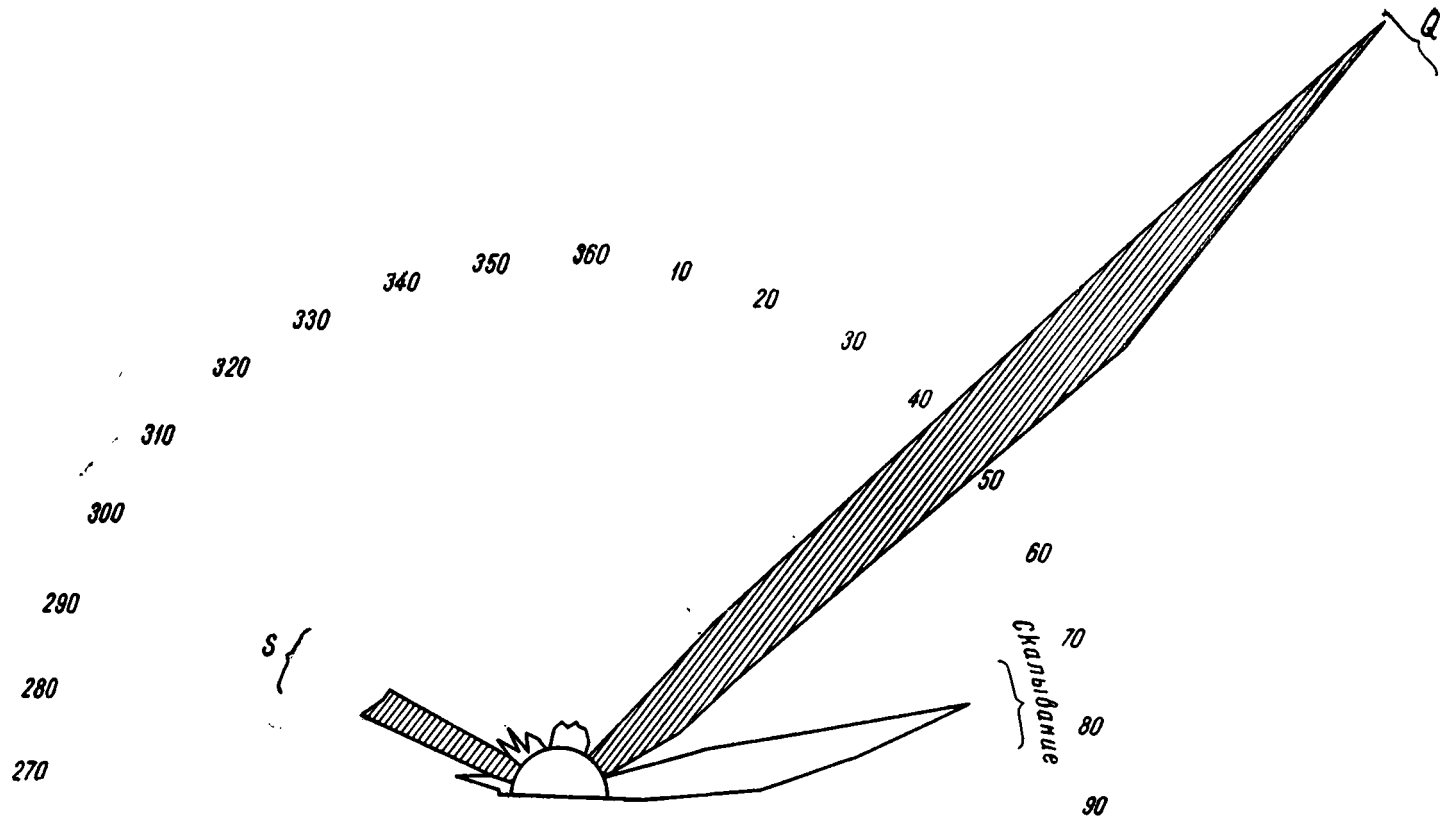
Вышеизложенные наблюдения позволяют считать, что Петухово-Конеvский массив, представляя собою пластообразную интрузию в опрокинутую на запад антиклиналь палеозойской сланцевой свиты, имеет на восточном контакте пологое падение к северо-востоку и то дает согласное залегание с окружающими породами, то обнаруживает с последними несогласный интрузивный контакт. Контакты гранитного массива с осадочными свитами на западе нигде не наблюдались; однако не было встречено никаких указаний на тектонический характер этого контакта, как это принимал Б. И. Борсук, что заставляет нас считать его нормальным интрузивным контактом.

Геологическое положение северных частей интрузии массивов Шилово-Сосновского и Колюткинского определяется тем, что на востоке Шилово-Сосновский массив контактирует с зелеными сланцами и порфиритами девона, падающими в выходах по Исети у Камышева и Шиловой на восток-северо-восток в сторону от массива, под крутыми углами  $60-70^\circ$ . В соответствии с этим и направленность полосчатости гранитов идет здесь в направлении С—СЗ  $340^\circ$ , с падением к востоку под углом  $55-60^\circ$ . В северной оконечности массива, между деревнями Камышево и Головырино, меридиональное простирание девонских эффузивов меняется на северо-западное с падением пород к северо-востоку (снова от массива.). В меридиональной амфиболитовой перемычке к югу от Черноусова амфиболовые сланцы и порфириты падают уже к западу под углом  $55^\circ$ , намечая западное крыло антиклинальной складки в порфиритах, замыкающей северную часть Сосновско-Камышевской интрузии. Эта структура отражается и на гранитах, так как в каменоломнях Камышевской горы у северной границы массива полосчатость гранитов переходит из меридиональной в широтную, а к юго-западу от Головырина у западного крыла антиклинали «направленность» полосчатости гранитов падает на З под углом  $60^\circ$ .

Наблюдения над трещинной тектоникой Шилово-Сосновского массива позволяют отметить здесь некоторые особенности, аналогичные установленным для южного Коневско-Петуховского массива. Здесь, так же как и в северной части массива, где он замыкается антиклинальным замком боковых пород, наблюдается резкое смещение трещин разрыва Q на СВ  $40-60^\circ$ , с перемещением продольных трещин на СЗ  $290-300^\circ$ . Соответственно трещины скалывания с бороздами скольжения, падающими на запад под углом  $45^\circ$ , занимают положение СВ  $75-80^\circ$  и слабо намечаются в меридиональном направлении. Очень отчетливо эти особенности расположения трещин отдельности видны на фиг. 25 для каменоломен камышевской горы.

Замеры в каменоломнях на р. Чукаиха и у дороги Камышево-Сосновское, в 3,5 км к ЮЗ от Камышева, из-за древности ломок и отсутствия свежих стенок не позволяют делать уверенных заключений о характере трещин отдельности, хотя для последней каменоломни и можно, на





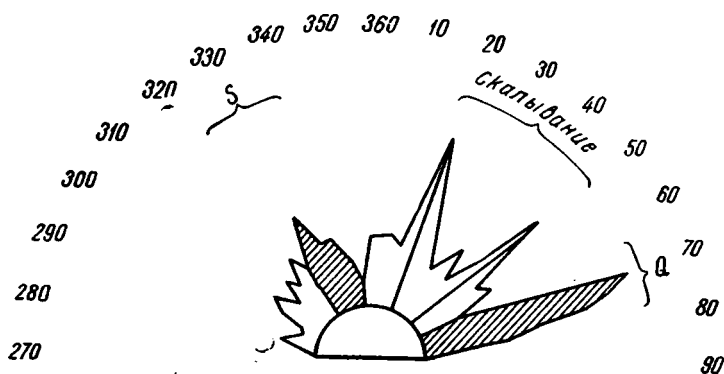
Фиг. 25. Сводная диаграмма трещин отдельности каменоломен Камышевской горы  
(по 392 замерам)

основании падения мелких ксенолитов в граните на СВ  $80-85^\circ \angle 60-65^\circ$ , предположительно наметить направление поперечных трещин  $Q$  по линии СВ  $85-90^\circ$ , продольных трещин — на СЗ  $340-360^\circ$  и трещин скалывания на СВ  $40-50^\circ$ .

В каменоломнях южной части массива, к З от с. Сосновского, и в ломках камня у Рябиновского хутора и болота намечаются следующие максимумы трещин отдельности (фиг. 26):

	с. Сосновское	Рябиновские ломки
I . . . . .	СВ $70-75^\circ$	СВ $60-80^\circ$
II . . . . .	СВ $20$ и $50^\circ$	СВ $20-30^\circ$
III . . . . .	СЗ $330-340^\circ$	СЗ $340$ и $360^\circ$
IV . . . . .	СЗ $300-320^\circ$ (слабый)	СЗ $310-320^\circ$

Сопоставляя эти данные с пологим залеганием порфириовидного гранита, падающего на ЮВ  $110^\circ \angle 30^\circ$ , и с наблюдением над бороздами



Фиг. 26. Сводная диаграмма трещин отдельности Сосновских гранитов (по 198 замерам)

скольжения по трещинам и над примазками слюды и пирита, мы должны считать для южной части Шилово-Сосновского массива поперечными трещинами  $Q$  направленными на СВ  $60-80^\circ$ , продольными трещинами  $S$  — расположенные по направлению СЗ  $330-340^\circ$ , а остальные направления принимать за трещины скалывания.

В Колыуткинском массиве слабо развитая ориентированность листов биотита отмечена в направлении СВ  $10-15^\circ$  в районе «каменных палаток» у выселка Газета. В районе торфяных разработок Чистого болота и в так называемых «Изумрудных коях» у озера Щучьего полосчатость контаминированных гранитов падает на ЮВ  $130^\circ \angle 55-70^\circ$ . В районе каменоломни дер. Колыutkiно у северо-восточного контакта массива падение полосчатости гранитов изменяется согласно с контактом на СВ  $40-60^\circ \angle 45^\circ$ .

Максимум трещин отдельности приходится в массиве на направления: 1) СЗ  $320-325^\circ$ .

2) СВ  $30-60^\circ$ ; здесь иногда трещины заполнены жилами пегматита в 5—20 см мощности.

3) СЗ  $355-СВ 15^\circ$  — трещины большей частью заполнены тонкими в 1—2 см жилками пегматита.

В крайних частях массива позднейшая огнейсованность и катаклизмы гранитов создают полосчатость, которая в северо-западной части массива падает на В  $80-90^\circ \angle 20^\circ$ , на западе имеет простирание СЗ  $335^\circ$  и на восточном контакте падает на СВ  $25^\circ$ .

Эти наблюдения показывают, что направленность первичной полосчатости гранита и продольная система трещин в нем в основном располагаются в направлении СВ 15—СЗ 355°, тогда как поперечные трещины Q в главной массе ориентируются на СВ 40—60°, и только в крайних частях массива происходит изменение этой ориентировки, согласно с направлением боковых контактов массива.

После застывания гранитной интрузии воздействие продолжавшихся тектонических усилий на массив шло, в основном, попережнему с востока и северо-востока и создавало огнейсованность и катаклиз в крайних частях гранита.

Совокупность всех вышеприведенных наблюдений над условиями залегания гранитов позволяет фиксировать по Исети северную границу Шилово-Колюткинского гранитного массива, не имеющего поверхностного соединения с лежащим севернее Черноусово-Бруснянским гранитным массивом. Изложенные факты позволяют рассматривать северную часть Шилово-Коневской гранитной интрузии как межформационную залежь, внедрившуюся в антиклинальную структуру по границе между порфиритами девона и кварцитами неопределенного палеозоя, со сравнительно пологим падением интрузии на ВСВ. Если возраст кварцитов окажется девонским, то интрузию следует считать приуроченной к контакту между кварцитами и порфиритами девона и рассматривать как внедрение межпластового характера. Аналогичное межформационное залегание гранитов было подтверждено в 1940 г. и для северного участка Мурзинско-Шайтанского гранитного массива, где интрузия гранитов залегает между девонскими сланцами и змеевиками висячем боку интрузии на востоке и мраморизованными известняками и метаморфическими сланцами силура и нижнего девона — на западе в лежащем боку.

#### 4. Петрографическая характеристика гранитов

Шилово-Коневский гранитный массив сложен, в основном, мелкозернистыми розоватыми биотитовыми гранитами с неяснослоистым сложением, которые являются преобладающими на площади массива, давая целый ряд незначительных вариаций по минералогическому составу и структуре. По широкому распространению в массиве их можно выделить как тип «коневских» или «шиловских» гранитов. Небольшое развитие в отдельных участках получают порфириовидные граниты, с крупными выделениями порфиробластов микроклина, связанные с зонами развития ксенолитов кровли. Такие граниты мы встречаем у Синего Камня к западу от дер. Шабуровой и в ряде пунктов по р. Щербаковке. Особое место занимают розовые массивные лейкократовые граниты Коневского рудника и Камышевой горы, более молодые, чем типичные граниты Коневского массива. С этими молодыми гранитами связано вольфрамовое оруденение массива. К такой же молодой фазе гранитной интрузии относятся порфириовидные граниты с. Сосновского, тесно связанные с пегматитовой фазой гранитной интрузии. Предположительно к той же фазе мы относим пегматитовые крупнозернистые граниты, развитые в окрестностях с. Ипатова, и лейкократовые среднезернистые граниты, образующие целую зону в северо-восточной части массива, где они тянутся от Рябиновского хутора на юге до с. Камышево на севере.

К контактными фациям гранитной интрузии относятся аплитовидные и гнейсовидные разности, встреченные как в районе Галочьей горы между деревнями Шиловой и Камышевой, так и в районе горы Волчьей и Колюткинском массиве.

По возрасту перечисленные разновидности гранитов располагаются следующим образом:

Первая фаза интрузии.

1. Мелкозернистые биотитовые граниты коневского или шиловского типа и связанные с ними разновидности.

2. Контактные граниты.

3. Гибридизированные граниты и порфиридные граниты типа Синего Камня.

Связанные с ними пегматиты и аплиты первой фазы интрузии.

Вторая фаза интрузии.

4. Средне- и крупнозернистые граниты типа Камышевских и Ипатевских.

5. Порфиридные граниты с. Сосновского и Коневского рудника.

6. Алясковитые граниты Коневского рудника и Камышевой горы.

Связанные с ними пегматиты и аплиты второй фазы интрузии и жильные породы.

Все вышеуказанные разновидности гранитов дальше получают детальную петрографическую характеристику.

#### Породы первой фазы интрузии

Типичные «коневские» граниты Шилово-Коневского массива. Наиболее распространенным типом гранитов в Шилово-Коневском массиве являются мелко- и среднезернистые желтые или розоватые биотитовые граниты, обнаруживающие иногда заметно слоистое сложение и дающие местами переходы в двуслюдяные разности. Эти граниты слагают основную массу в каменоломнях с. Коневского, деревень Шабурово, Пьянково и в Петухово, Белопашиной и Тиминском; ими же сложен весь Колыоткинский массив с его гранитными «палатками» на оз. Островистом и окрестности дер. Шиловой. По широкому развитию их следует выделить как «коневский» или «шилловский» тип гранитов.

Под микроскопом граниты этого типа обнаруживают гипидиоморфную структуру с примерно равным развитием кварца и микроклина и несколько большим кислого плагиоклаза. Плагиоклазы, обычно, имеют характер идиоморфных призмочек, окруженных округлыми зернами кварца и широкими табличками более позднего решетчатого микроклина. Иногда эта последовательность выделения минералов выражена менее резко и кристаллизация всех минералов шла более или менее одновременно. В той или иной мере граниты этого типа несут следы механического давления, которое находит свое отражение в волнистом погасании кварца, трещиноватости плагиоклазов и раздробленности микроклина, а также в появлении гнейсовидности в гранитах. В отдельных случаях катаклиз выражается более резко и, как правило, в таких катаклизированных гранитах наблюдается развитие мirmekита, приуроченного чаще к контакту микроклина с плагиоклазом. Такой же характер сильного катаклаза имеют и перекристаллизованные гнейсовидные граниты к юго-востоку от Петухова и у дер. Пьянково, в которых наблюдается лишь несколько большее развитие мусковита.

Для характеристики минералов «коневского» типа гранитов имеем такие данные.

Плагиоклаз дает то более или менее идиоморфные призмочки, с тонкой полисинтетической штриховкой (величина зерен от 0,2—0,7 мм до 1,5 мм), то широкие таблицы с неясно зональным строением и имеет показатель преломления почти равный показателю преломления пихтового бальзама. Погасание в симметрической зоне в большинстве образцов колеблется от 4 до 8°, лишь в единичных случаях повышаясь до 13°. Эти данные позволяют определять плагиоклаз как альбит-олигоклаз № 14—18 и, реже, как альбит. В Колыоткинском массиве в этих гранитах В. Л. Федоров определил на федоровском столбике плагиоклаз, как альбит-олигоклаз № 12—15.

Микроклин с большим углом оптических осей ( $2V = -77-84^\circ$ ) имеет хорошую решетку и то образует широкие таблицы с неровными краями, включающие зерна и таблички биотита и плагиоклаза (величина зерен от 0.1 до 2 мм), то заполняет промежутки между призмочками плагиоклаза и образует оторочку вокруг последних. Он выделяется после плагиоклаза, обычно более или менее одновременно с кварцем.

Явления коррозии плагиоклазов микроклином и реже кварцем широко развиты в этом типе гранитов. При этом контуры плагиоклазов приобретают извилистые очертания. Процесс коррозии обусловлен обогащением щелочами остаточного кристаллизующегося гранитного расплава. Кварц обычно дает округлые зерна с резким волнистым погасанием, размером 0.1—0.7 мм. Биотит является одним из ранних минералов. Его узкие призмочки в 0.3—1.5 мм своими концами иногда вдаются в призмочки плагиоклаза; основная же масса его располагается между зернами других минералов или приурочена к выделениям кварца и микроклина. Обычно он имеет плеохроизм от темнобурого по Ng до бледножелтого по Np; при частичной хлоритизации приобретает зеленоватый оттенок и покрывается железистыми окислами. В катаклазированных гранитах его листочки бывают изогнуты.

В ряде случаев наряду с биотитом в гранитах присутствуют широкие таблицы и пластинки первичного мусковита, дающего или срастание с биотитом, или самостоятельные выделения в кварце. Часто мелкие листочки мусковита производят замещение биотита, и в форме серицита — вторичная белая слюдка обычно развивается на плагиоклазах. На Федоровском столике для мусковита в граните с. Коневского было определено  $2V = -44^\circ$  и  $-39^\circ$ .

Второстепенные составные части в гранитах этого типа очень немногочисленны и обычно ассоциируются с биотитом.

Апатит встречается почти во всех образцах в мелких и редко рассеянных зернах. Циркон попадает далеко не в каждом шлифе из коневских гранитов и обычно дает мелкие включения в биотите с плеохроичными двориками вокруг включений.

Гранат наблюдался в нескольких крупных зернах только в граните у Карасьего озера.

Титанит и флюорит в гранитах этого типа, как правило, почти всегда отсутствуют.

Из рудных минералов присутствуют редкие и мелкие зерна магнетита, обычно приуроченные к листочкам биотита, и кубики пирита, как правило, превращенные в лимонит.

Количественно-минералогический состав «коневского» типа гранитов виден из следующих подсчетов (табл. 6).

Таблица 6

Количественно-минералогический состав гранитов «коневского» типа (в объемных %)

Минералы	Окр. д. Ши- ловой № 202	Окр. с. Ко- невского № 3—4	Каменные плиты в р-не оз. Островистого (Колюткинский массив)			В 2 км к С. от оз. Шувьего № 392	Окр. с. Ко- невского П/расчету химанализа
			№ 22	№ 24	№ 5		
Кварц . . . . .	34.8	34.3	33.9	33.9	27.3	32.0	35.2
Микроклин . . . . .	20.6	21.7	20.8	17.3	23.1	33.3	20.0
Плагиоклаз . . . . .	42.2	38.0	40.0	45.8	42.8	31.0	38.1
№ плагиоклаза . . . . .	(15)	(12)	(15)	(13)	(18)	(14)	(18)
Биотит . . . . .	1.3	4.8	2.0	2.8	5.9	—	4.8
Мусковит . . . . .	0.4	0.4	3.2	—	—	0.6	0.5
Руда . . . . .	0.6	0.6	0.04	0.01	0.3	—	1.2
Апатит . . . . .	—	0.2	0.05	0.06	0.6	3.1	0.2
Циркон . . . . .	—	—	0.01	0.03	—	—	—
Флюорит . . . . .	0.1	—	—	—	—	—	—

Последовательность выделения минералов намечается такая: часть биотита, плагиоклазы, главная масса биотита и в последние этапы кристаллизации — микроклин и кварц с мусковитом.

Контактные разности Шиловой-Коневской интрузии. В краевых частях массива развиваются местами мелкозернистые аплитовидные граниты розоватого оттенка, обычно с заметной слоистостью, но бедные цветными минералами, так что макроскопически в породах различимы только серые зерна кварца и таблички полевых шпатов. Среди последних иногда наблюдаются более крупные выделения, типа порфировых вкрапленников.

Особенно резко выделяется эта краевая фация на западном и северо-западном контакте Сосновской интрузии к юго-западу от дер. Головырина и к югу от Черноусова, а также в северо-западной оконечности Колюткинского массива, где на горе Волчьей к западу от выс. Газета выступают в краевой зоне катаклазированные граниты, переходящие далее в огнейсованные разности. В контактной зоне все граниты обнаруживают в большей или меньшей степени следы катаклаза или же представляют собою мелкозернистые гранит-порфиры.

В светлосерых тонкозернистых гранит-порфирах вкрапленники кварца, микропертита и альбита образуют корродированные выделения в мелкозернистой роговиковоподобной мелочи тех же минералов, причем все минералы основной массы имеют аллотриоморфный облик и взаимно прорастают друг друга. Из второстепенных минералов в гранит-порфирах изредка попадаются листочки биотита, часто с включениями апатита, обрывочки мусковита и мелкие зерна апатита.

Гранит-порфиры того же контактного типа широко развиты и на левом берегу Исети, у восточного края дер. Черноусовой, и у западного края левобережной части дер. Головырино, где они сильно разгнейсованы и рассланцованы.

На восточном контакте Сосновского массива у Галочьей горы и на северной окраине Колюткинского массива совершенно белые плотные гранит-порфиры занимают значительные площади и характеризуются заметным развитием эпимагматического мусковита. Плохая обнаженность не позволяет с уверенностью судить о том, образуют ли эти породы мощные жилы в порфиритовой кровле массива, или же гранит-порфиры представляют собою краевые фации массива. Судя по размерам выходов вероятнее кажется последнее предположение.

Так же как и у гранит-порфиров западного контакта массива, тонкозернистая основная масса пород (с размером зерен 0.05—0.15 мм) сложена из роговиковоподобной мелочи зерен кварца и полевых шпатов (с огромным преобладанием альбит-олигоклаза над микроклином), к которым присоединяются мелкие листочки мусковита, ориентированные в направлении полосчатости пород. Вкрапленники (размером 0.7—1.5 мм) образованы табличками альбита с двойниковой штриховкой и показателем преломления меньше балъзама, редкими выделениями корродированного решетчатого микроклина и зернами кварца, которые обычно превращены в мозаику мелких зерен.

Таким образом, эти контактные разности носят на себе ясные следы механических деформаций. Еще более резко механические воздействия сказываются в катаклазированных гнейсо-гранитах, спорадически встречающихся в краевых частях Шилово-Сосновской интрузии, например у мельницы Сыскова, у дер. Черноусовой, в излучине Исети у Галочьей горы и в краевых частях Колюткинского массива в районе горы Волчьей в устье р. Каменки, а также по западному и восточному его контактам. Макроскопически это желтовато-розовые сильно давленные гнейсовидные породы, с чередованием полос, сложенных светлыми табличками полевых шпатов и темными пятнистыми зонами, в которых преимущественно развиты листочки биотита и мусковита.

Под микроскопом в этих породах крупные таблицы плагиоклаза (олигоклаз № 18) изогнуты, раздроблены, смяты, и по трещинкам в них проникает мелочь кварцево-альбитовых зерен. Зерна кварца обнаруживают резкое волнистое погасание. Таблички решетчатого микроклина включают зерна кварца и плагиоклаза, развиваясь позднее этих минералов. Все эти более крупные выделения минералов сохраняются как реликты среди раздробленной мелочи тех же минералов, образовавшейся в результате механического давления на породу. Частичная перекристаллизация гнейсо-гранитов сказывается в кучном распределении листочков мусковита, замещающих биотит и образующих симплектитовые сростания с кварцем, и во взаимном прорастании кварцевых и полевошпатовых зерен в основной массе пород. Из второстепенных минералов наблюдаются мелкие зерна эпидота и апатита.

Приуроченность всех вышеуказанных пород к краевым частям массива подчеркивает специфические условия их распространения и позво-

ляет на основе характерных особенностей их структуры выделять их как типичные контактные разности.

Лейкократовый характер этих контактных разностей хорошо виден из подсчета состава в образце № 374 у дер. Черноусовой (в объемных процентах): кварц — 40.7, полевой шпат — 56.4, биотит — 0.2, мусковит — 2.1, магнетит — 0.5.

Ксенолиты и гибридизация в гранитах Коневского массива. В гранитах Шилово-Коневского массива во многих местах, особенно вдоль его восточного контакта, наблюдаются многочисленные ксенолиты боковых пород. Можно выделить три участка, где скопление включений чуждых пород в гранитах особенно бросается в глаза.

Первая зона такого развития ксенолитов тянется от дер. Пьянково к дер. Шабуровой и отсюда вверх по Щербаковке. Вторая зона намечается в северной оконечности Петухово-Коневского массива, где в карьере, расположенном в 1.5 км к северу от деревень Петухово и Тиминское, на опушке леса обнажены меланократовые гранитоиды, переполненные включениями мелких и крупных ксенолитов. Наконец, вдоль восточного края Сосновского массива, в ряде каменоломен, расположенных к западу от Шилова и Камышева, мы встречаемся также с обилием ксенолитов в гранитах. Ксенолиты по своим размерам сильно колеблются. Между Пьянково и Шабурово мы встречаем зажатые в гранитах блоки амфиболитов, достигающих от десятков и до двух сотен метров в поперечнике; в районе Тиминского, а также у Шилово и Камышево размер ксенолитов, как правило, не превышает 10—15 см. В связи с таким различным размером включений стоит, очевидно, и отношение их к гранитам: крупные ксенолиты почти никогда не несут следов гранитизации, и контактное воздействие на них гранитной магмы в основном сводится к перекристаллизации пород; более мелкие ксенолиты, как правило, сильно перекристаллизованы, изменены, биотитизированы и превращены в кварцевые диориты и диориты.

Такой различный характер в поведении ксенолитов может объясняться не только размерами ксенолитов, но и положением их в гранитном массиве, что особенно рельефно проявляется в разрезе от Пьянково до верховьев Щербаковки. Если учесть межформационный характер гранитной интрузии с наклоном ее к СВ под углом 25—30°, то в районе Пьянково — Шабурово мы должны встречаться с более поверхностными частями гранитной интрузии, чем в верховьях Щербаковки. И потому мы вправе ожидать в верховьях Щербаковки более полного перерождения ксенолитов, чем в районе Пьянково, что в действительности и имеет место.

Доказательством того, что в наиболее гранитизированных и перерожденных включениях мы имеем дело именно с ксенолитами чуждых пород, а не со шпировыми выделениями, служат резкие контакты гранита с включениями, угловатый характер включений и нередко наблюдаемая перекристаллизация последних. В гранитах Шилово-Коневского массива по вещественному составу можно выделить такие разновидности ксенолитов: 1) темнозеленые мелкозернистые перекристаллизованные амфиболиты, 2) темносерые гибридные породы, по своему минералогическому составу отвечающие биотитовым кварцевым диоритам и диоритам, 3) светлосерые инфицированные породы с ясным преобладанием элементов гранитной магмы и порфиroidными выделениями К-полевых шпатов, по своему составу отвечающие гранодиоритам.

Перекристаллизованные амфиболиты. Как уже отмечалось, ксенолиты этого типа наиболее хорошо представлены в об-

нажениях по р. Боевке между Пьянково и Шабурово и в окрестностях последней. Макроскопически это темнозеленые или черные мелкозернистые породы, сохранившие ясную слоистость, где на фоне плотной зеленой массы выделяются то тонкие игольчатые выделения амфибола, то реже мелькие чешуйки биотита.

Второй тип амфиболитовых ксенолитов имеет более крупнозернистое сложение. Среди них можно различить как зеленые участки, сложенные амфиболом, так и белые полевошпатовые выделения, причем пятнистый характер распределения этих участков свидетельствует о перекристаллизации породы с образованием эпидото-роговообманковых слоистых беловатых мелкозернистых гнейсов.

Под микроскопом ксенолиты 1-го типа представляют собою в главной массе перекристаллизованные полевошпатовые амфиболиты с аллотриоморфными каплевыми зернами, а иногда и табличками основного плагиоклаза, который по погасанию в симметричной зоне  $30-34^\circ$  относится к лабрадору № 55—12. Таблички плагиоклаза местами переполнены зернами эпидота и кварца. На этом фоне выделяются порфиروбласты голубовато-зеленого амфибола с  $N_g = 16-20^\circ$ , двупреломлением 0.020 и заметным плеохроизмом:  $N_g$  — голубовато-синий  $> N_m$  — серовато-зеленый, желтовато-зеленый  $> N_p$  — зеленовато-желтый. Эти выделения амфибола не имеют определенной ориентировки, располагаются в самых разнообразных положениях и часто приобретают ситовидное строение благодаря обильным включениям мелких зерен плагиоклаза.

Из второстепенных составных частей можно отметить обильные зернышки апатита, бурые призмочки рутила, выделения эпидота. Магнетит обычно приурочен к призмам амфибола. Увеличение содержания в породах этого типа эпидота и кварца сопровождается изменением характера амфибола. Последний образует темноокрашенные длиннопризматические кристаллы с  $cN_g = 16-17^\circ$ , двупреломлением 0.020 и резким плеохроизмом:  $N_g$  — густой сине-зеленый,  $N_m$  — травянисто-зеленый,  $N_p$  — бледный зеленовато-желтый. Породы этого состава следует относить уже к эпидото-роговообманковым гнейсам, в которых эпидот нередко образует пятнистые выделения, сложенные скоплениями мелких эпидотовых зерен. Мелкозернистая масса этих пород состоит из роговиковой смеси кварца и основного плагиоклаза, в которой местами сохраняются реликты более крупных табличек лабрадора.

Аналогичные тонкослоистые породы без эпидота можно отнести к роговообманковым гнейсам, в которых значительное развитие получают длинные призмочки бледнозеленого слабплеохроичного амфибола актинолитового типа с  $cN_g = 22^\circ$  и двупреломлением 0.027.

Таким образом, в ксенолитах 1-го типа мы имеем дело с захваченными гранитом амфиболитами, которые все претерпели под влиянием термального воздействия гранитной интрузии сильную перекристаллизацию и дают разнообразные переходы от полевошпатовых амфиболитов через роговообманковые гнейсы к эпидото-роговообманковым породам и актинолитовым сланцам. Явлений гранитизации здесь, как правило, вовсе не наблюдается и химическое воздействие гранитов на включения ни в чем не проявляется.

Гранитизированные ксенолиты. Этот тип ксенолитов наиболее резко выражен 1) в районе Синего Камня, к западу от дер. Шабуровой, 2) в верховьях Щербакówki, 3) к северу от деревень Петухово и Тиминское, где один из карьеров целиком располагается в гранитах, переполненных большим количеством включений чуждого материала, и 4) в северо-восточной части Шилово-Сосновского массива. Характеристика ксенолитов Синего Камня дана была нами раньше в отдельной статье<sup>1</sup>. Поэтому здесь мы опишем разновидности ксенолитов района Петухова и Шилова.

Наиболее типичными представителями ксенолитов являются плотные, серые, заметно слоистые породы, богатые листочками биотита, нередко включающие порфиробласты микроклина, привнесенного в ксенолиты из окружающей магмы.

<sup>1</sup> См. Сборник в честь 70-летия акад. Д. С. Белянкина изд. Ак. Наук СССР, 1946 г.



Под микроскопом эти породы обнаруживают аллотриоморфную структуру с зазубренными очертаниями бесцветных минералов, среди которых преобладает кислый плагиоклаз, принадлежащий к альбит-олигоклазу № 15—18. К нему иногда присоединяются редкие зерна кварца и привнесенный из гранита микроклин.

Единственным цветным минералом является, как правило, биотит, то темнобурый, то — при хлоритизации — зеленовато-бурый, призмочки которого имеют явную ориентировку в одном направлении. Только в единичных ксенолитах, наряду с биотитом, сохраняются реликты зеленого амфибола. Биотит обычно ассоциируется с клиновидными зернами титанита, кристалликами пирита, единичными зернам циркона, иголочками и призмочками апатита. Апатит имеет две фазы выделения: тонкие иголки его образуют беспорядочные включения в плагиоклазе, более крупные кристаллики выделяются вместе с титанитом и мусковитом. Для последнего в образце из каменоломни у дер. Петухово определено  $2V = -36^\circ$ . Мусковит нередко дает срастания с биотитом и часто замещает биотит. Взаимное проникновение кварца и полевых шпатов, биотита и титанита с бесцветными минералами, неравномерное распределение участков, обогащенных биотитом, мелкозернистая роговикоподобная структура некоторых ксенолитов — все это свидетельствует о перекристаллизации пород и их гибридном происхождении. В тех разновидностях ксенолитов, где проявляется более интенсивная гранитизация, возникают порфиробласты микроклина с неправильными краями и включениями табличек биотита и плагиоклаза. Обычно в этих случаях наблюдается микроклиновая оторочка вокруг ядра кислого плагиоклаза, разрозненные участки которого часто сохраняют общую ориентировку. Таким образом, здесь порфиробласты микроклина образуются вследствие привноса в ксенолит калиевых растворов, обволакивающих плагиоклазы ксенолита. По минералогическому составу ксенолиты этого типа отвечают слюдяным диоритам, хотя их генезис путем перекристаллизации амфиболитовых включений и является достаточно ясным. При дальнейшей перекристаллизации ксенолитов возникают кварцевые диориты со структурой типичных жильных пород, имеющие такой же внешний облик темносерой мелкозернистой породы, богатой биотитом, как и предыдущие образцы.

По структуре порода напоминает жильное образование, хотя, несомненно, это перекристаллизованный ксенолит, обогащенный известью и железом, по своему составу отвечающий кварцевому диориту.

При усилении влияния гранитизирующих растворов на ксенолиты, последние приобретают светлосерый цвет, сохраняя плотное ясно слоистое сложение, обусловленное параллельным расположением листочков биотита; в них ясно видны отдельные жилки и линзочки полевошпатового состава, указывающие пути проникновения гранитной инъекции.

Под микроскопом такой гранитизированный ксенолит представляет среднезернистую породу монзонитовой структуры, где идиоморфные призмочки слегка зонального плагиоклаза с 12% анортитовой молекулы  $2V = +81^\circ$  окружены оболочкой неясно решетчатого микроклина с  $2V = -82^\circ$ .

Микроклин и кварц выполняют и промежутки между призмочками плагиоклаза, кристаллизуясь ясно позднее альбит-олигоклаза. Из цветных минералов здесь резко преобладает биотит и лишь местами сохранились обрывочки сине-зеленого амфибола с  $cNg = 19-20^\circ$  и двупреломлением 0.017.

Второстепенные минералы те же, что и в вышеописанных ксенолитах — титанит, апатит, эпидот, редкие лимонитовые псевдоморфозы по пириту.

Наконец, еще дальнейшую стадию гранитизации ксенолитов представляют гранодиориты, имеющие облик среднезернистых меланократовых гранитов, богатых биотитом, с порфировидным развитием небольших вкрапленников микроклина. В этих породах ясно прослеживается дальнейший привнос калиевых растворов, что выражается в значительном развитии микроклина, разъедающего призмочки плагиоклаза и обволакивающего их. Иногда в микроклине остаются только небольшие разъеденные реликты плагиоклаза. Кварц, в количестве около 15% в составе этих пород, выделяется последним, заполняет промежутки между остальными минералами, по трещинкам цементирует обломки плагиоклаза, разъедает микроклин и пластинки биотита, дает мирмекиновые вроски в плагиоклазе.

Последовательный процесс изменения состава ксенолитов при усиливающемся воздействии на них гранитной магмы виден из сопоставления состава различных ксенолитов (табл. 7).

**Последовательное изменение состава гибридизированных ксенолитов  
в Шилово-Хоневском гранитном массиве (в объемных %)**

Минералы	Биотитовые диориты		Кварцевые диориты		Гранодиориты					Гранит
	Синий Ка- мень у дер. Цабурово № 262	Камеоломня у дер. Пету- хово № 303	Камеоломня у дер. Пету- хово № 370	Дер. Шилово 1 км к С 43-в	Окрест. д. Пе- тухово № 389	Дер. Камыше- во 2,2 км к С № 388	Выс. «Газета» 1 км к С № 88	Озеро Щучье № 185	Дер. Колот- кино № 310	Дер. Петухо- во № 306
Кварц . . . .	—	—	5.40	8.5	6.0	13.0	9.7	18.9	19.9	14.62
Микроклин .	—	—	—	—	18.0	16.5	22.9	9.8	18.4	61.05
Олигоклаз . .	61.70	61.18	58.13	64.1	50.6	44.5	53.2	56.1	35.6	14.83
Биотит . . . .	19.45	23.68	30.36	21.6	16.8	14.3	10.8	13.8	13.1	9.22
Мусковит . .	—	6.28	—	—	0.3	+	—	+	5.3	—
Амфибол . . .	11.45	—	—	—	2.3	—	—	—	—	—
Титанит . . .	1.80	3.62	2.60	2.6	2.3	5.2	1.3	+	2.4	0.09
Апатит . . . .	0.97	2.30	1.70	1.7	1.2	4.6	0.6	1.3	3.1	0.11
Магнетит и пирит . . . .	0.30	2.92	1.40	1.5	0.9	1.9	0.7	+	0.4	0.08
Эпидот . . . .	4.33	—	0.30	—	1.5	—	0.8	+	1.8	—
Циркон . . . .	—	0.02	0.10	—	0.1	+	—	+	+	—

Характерной чертой гибридизированных пород является значительное содержание в них второстепенных минералов, богатых кальцием, как титанит, эпидот, апатит, а также спорадическое появление роговой обманки. Все эти минералы, как правило, не встречаются в нормальных гранитах Шилово-Хоневского массива, и появление их обусловлено загрязнением кислой магмы посторонним материалом. Следствием того же загрязнения является и резко повышенное содержание цветных минералов в таких гибридизированных породах.

**Породы второй фазы интрузии**

Средне- и крупнозернистые граниты — камышевские и ипатовские. Среднезернистые граниты, как указывалось выше, обнажены в окрестностях с. Н. Ипатово, образуют небольшое пятно в Колоткинском массиве и выходят целой зоной, вытянутой в северо-северо-восточном направлении от Рябиновского хутора у с. Сосновского на юге до деревень Камышево и Головырино — на севере. Поскольку эта зона развития крупнозернистых гранитов пересекает полосой вмещающие мелкозернистые граниты, представляется вероятным более молодой возраст крупнозернистых гранитов. Говоря о более молодом возрасте камышевских гранитов, следует, однако, подчеркнуть, что интервал во времени между мелкозернистыми и среднезернистыми гранитами не мог быть большим, и можно говорить лишь о более поздней фазе внедрения единой интрузии. Макроскопически это желтовато-серые или желтовато-розовые среднезернистые породы, довольно богатые биотитом, однако сохраняющие лейкократовый облик. Невооруженным глазом в них различаются таблички розоватых полевых шпатов, серые зерна кварца и черные листочки биотита. В районе Ряби-

новского хутора среднезернистые породы имеют желтовато-белый цвет и состоят из светло-серого кварца и белого каолинизированного полевого шпата; на светлом фоне этих минералов выделяются темные листочки мусковитизированного биотита, окруженные бурой каймой продуктов разложения. Величина зерен в этих породах меняется от 0.5 до 2.0 мм. Кроме крупности зерна, отличительной особенностью этих гранитов является обилие в них микроклина, который то ясно преобладает над плагиоклазом, то находится примерно в равном с ним количестве. На этом основании среднезернистые камышевские граниты можно определить как калиевые граниты. Структура пород гипидио-морфнозернистая, иногда с порфирированными крупными выделениями К-полевого шпата (обр. № 268), и обычно породы в той или иной мере затронуты катаклазом.

В наиболее типичном развитии гранит состоит из преобладающих таблиц микропертита и зерен кварца, с небольшой примесью мелких плагиоклазовых зерен и листочков слюды. Микропертит обычно сохраняет в себе реликты плагиоклазового ядра с расплывчатыми контурами. Микроклиновая решетка в К-полевым шпате то хорошо выделяется, то развита слабо; на федоровском столике для него изйдено  $2V = -80^\circ$ . Как плагиоклаз, включенный в микропертит, так и мелкие таблички плагиоклаза самостоятельной кристаллизации представлены кислым альбитом или альбит-олигоклазом № 13, с показателем преломления меньше бальзама. Нередко в плагиоклазе наблюдаются антипертитовые выделения микроклина. Редкие темнотурные таблички биотита, в основном, располагаются среди зерен кварца, образуя с последним симплектитовые срастания, и лишь редко таблички слюды включены в плагиоклаз; это указывает на сравнительно позднее выделение биотита. В нем нередко наблюдаются плеохроничные дворники вокруг включений циркона и апатита (обр. № 271). Биотит часто мусковитизируется и с ним ассоциируются редкие зерна магнетита, апатита, титанита и эпидота. Некоторые разности этих гранитов катаклазированы и имеют гнейсовидный облик. При катаклазе происходит перемещение вещества, и по трещинкам полевых шпатов проникают тонкие жилки из кварцевых зерен. Сопровождавшая катаклаз перекристаллизация пород вызвала появление зубчатого сцепления между зернами кварца и взаимное проникновение всех минералов.

Т а б л и ц а 8

**Количественно-минералогический состав среднезернистых камышевских и ипатовских гранитов**

Минералы	Камышев 2 км к ЮЗ № 255	Правый берег Исе- ти у мель- ницы Сыскова № 286	Камено- ломня к ЮЗ от Рябинов- ского хутора № 29	Колыткин- ский мас- сив к С от оз. Шучье- го № 392 и 394	Окр. села Н. Ипато- ва № 280—282
Кварц . . . . .	27.2	14.1	35.7	26.0	39.2
Флюорит . . . . .	—	—	—	—	0.1
Микроклин . . . . .	48.3	48.7	26.8	40.8	30.4
Кислый плагиоклаз . . . . .	19.1	29.6	34.5	30.1	29.1
Биотит . . . . .	4.8	5.0	0.7	—	0.4
Мусковит . . . . .	—	—	2.3	2.8	0.6
Магнетит . . . . .	0.6	0.7	—	0.3	0.1
Титанит . . . . .	—	1.4	—	—	—
Эпидот . . . . .	—	0.4	—	—	—
Апатит . . . . .	—	0.1	—	—	0.1

Для ипатовских лейкократовых среднезернистых гранитов характерно пегматитовое прораствание кварца с микроклином, причем это прораствание развито не во всей породе, а распределяется в отдельных участках, составляющих около 10—15% всей ее массы.

Главную массу этих гранитов составляют микроклин, плагиоклаз и кварц. Таблички микроклина с хорошо выраженной решеткой имеют размер 1.5—2 мм и обычно содержат пертитовые вроски альбита. Угол оптических осей в микроклинке измерен Б. Г. Малышевым  $2V = -78^\circ$ .

Плагноклаз идиоморфен по отношению к микроклину и нередко корродируется последним. На контакте плагноклаза с микроклином в первом нередко наблюдаются червеобразные вроски кварца в виде мирмекита. На Федоровском столике плагноклаз определен Б. Г. Малышевым как альбит № 9 с константами  $BN_g = 12,5^\circ$ ,  $BN_m = 78^\circ$ ,  $BN_p = 86,5$ ,  $2V. = +77^\circ$  и  $+84^\circ$ .

Биотита и мусковита в породе мало, размер их листочков обычно не превышает 0.2 мм.

Единичные зерна аксессуарных минералов представлены апатитом, титанитом, магнетитом и флюоритом.

Количественно-минералогический состав ипатовского гранита дан выше в табл. 8.

Плохая обнаженность в районе развития ипатовских гранитов не позволяет установить взаимоотношение их с преобладающими в исследованном районе «коневскими» мелкозернистыми гранитами с полной достоверностью. Предположительно учитывая лейкократовый характер гранитов и их гранофировую структуру, можно принять наиболее вероятным принадлежность их к той же фазе образования гранитного массива, в которую кристаллизовались сосновские порфириовидные граниты, тесно связанные с пегматитами, и близкие к ним камышевские среднезернистые граниты.

**Порфириовидные граниты.** Порфириовидные граниты, развитые в окрестностях с. Сосновского, представляют собою среднезернистые светлорозовые граниты, с пегматитовой основной массой, в которой различимы розовые таблички микроклина и темносерые зерна кварца; на этом фоне выделяются крупные удлиненные призм К-полевого шпата до 1.5 см в поперечнике, расположенные в граните без всякой ориентировки, нередко перпендикулярно друг к другу.

Микроскопическое изучение наиболее типичных порфириовидных гранитов показывает, что среднезернистая масса гранита сложена примерно поровну из зерен кварца, решетчатого микроклина и кислого плагноклаза, причем эти минералы то находятся в пегматитовом прорастании друг с другом, так что можно предполагать их одновременное выделение, то позволяют выделить две фазы кристаллизации основной массы гранита.

В первую фазу выделяются идиоморфные таблички кислого плагноклаза с погасанием в симметричной зоне  $10-13^\circ$ , что указывает на альбит-олигоклаз № 11—13; его окружают таблички темного биотита, развивающиеся в основном на стыке плагноклазовых зерен. К биотиту всегда приурочены выделения апатита, магнетита и включения мелких зерен циркона, вокруг которых развиваются плеохроичные оболочки. Микроклин и кварц выделяются несколько позднее, заканчивая кристаллизацию гранита. С этим именно поздним периодом кристаллизации связано и образование порфириовидных выделений микроклин-пертита, который дает крупные таблички, заполняющие промежутки между другими минералами и включающие в себе зерна кварца. редкие таблички биотита и призмочки альбит-олигоклаза, в которых на контакте с микроклином нередко развиваются мирмекитовые вроски кварца. Иногда в гранитах наблюдается изогнутые призмочки плагноклаза и их неравномерное угасание и обычно по трещинкам полевых шпатов идет позднейшее новообразование мусковитовых листочков и чешуек.

Количественно-минералогический состав гранита сосновского типа дается в табл. 9.

Более молодой возраст порфириовидных сосновских гранитов, по сравнению с вмещающими их мелкозернистыми гранитами коневского или шиловского типа, ясно устанавливается в ряде каменоломен к востоку от Сосновского озера, где наблюдаются непрерывные переходы от порфириовидных гранитов к пегматитам и аллитам, образующим нередко секущие жилки в мелкозернистых гранитах. Таким образом, можно констатировать генетическую близость порфириовидных гранитов с пегматитовыми образованиями. Кроме того, в ряде обнажений наблюдались пластовые жилы порфириовидного гранита, мощностью в 1—1.5 м в мелкозернистом, приуроченные обычно к верхним участкам каменоло-

мен и падающие на ЮВ 105—110° под углом 30°. Это падение совпадает с падением зеленых сланцев у контакта их с гранитами — ЮВ 115°  $\angle$  40—55° и может указывать на пологое падение в этом участке интрузии гранитного контакта массива к востоку.

Таблица 9

**Количественно-минералогический состав сосновских гранитов (в объемных %)**

Минералы	1 (1940)	5 (1938)	По расчету хим. анализа
		основная масса	
Кварц . . . . .	28.5	24.6	29.4
К-полевоый шпат . . . . .	32.5	30.4	25.2
Плагиоклаз . . . . .	32.5	39.3	41.1
№ плагиоклаза . . . . .	(13)	(20)	(15)
Биотит . . . . .	5.2	5.5	2.5
Мусковит . . . . .	0.4	0.2	—
Магнетит . . . . .	0.7	—	1.8
Апатит . . . . .	0.2	—	—

Порфириовидные граниты Юго-Коневского вольфрамового рудника представляют собою серые среднезернистые породы, богатые листочками биотита. На таком темном фоне выделяются розовые, более крупные выделения микроклина, до 3—4 мм в поперечнике. Эти граниты, хорошо вскрытые во 2-й шахте рудника, моложе типичных «коневских» гранитов, но древнее аляскитовых гранитов рудника, которые секут порфириовидные граниты.

Основная масса дает картину почти одновременной кристаллизации слагающих ее минералов с заметным преобладанием альбит-олигоклаза № 9—13, который всегда покрыт крупными новообразованиями пластинок серицита, располагающихся или параллельно альбитовым двойникам, или под углом 29—30° к двойниковому шву. Параллельно с мусковитизацией плагиоклаза идет его альбитизация и выделение яркополяризующих зерен эпидота и зерен пирита. Иногда мусковитизация сопровождается появлением мелких фиолетовых точек флюорита, который выделяется по трещинкам микроклина и между зернами других минералов. Микроклин и кварц выделяются несколько позднее плагиоклаза, заполняя промежутки между плагиоклазами. Кварц обычно обнаруживает волнистое погасание.

Из цветных минералов преобладают листочки резко плеохроичного биотита, обычно с включением мелких зерен циркона с темными плеохроичными оболочками. С биотитом обычно ассоциируются выделения призмочек апатита, клиновидных зерен титанита и ярко поляризующих зерен эпидота, очень обильного в некоторых образцах.

Порфириовая структура породы обусловлена присутствием широких таблиц решетчатого микроклина с неровными краями, переполненных включениями зерен кварца, плагиоклаза, биотита и титанита.

Количественно-минералогический состав гранитов этого типа, в среднем из подсчета в 10 шлифах, дается О. И. Ковалевой в таком виде (в объемных %):

Кварц . . . . .	36.24	Флюорит . . . . .	0.01
Микроклин . . . . .	28.18	Апатит . . . . .	0.01
Плагиоклаз . . . . .	26.42	Циркон . . . . .	0.03
Мусковит и серицит . . . . .	5.66	Титанит . . . . .	0.05
Биотит . . . . .	2.76	Эпидот . . . . .	0.15
Руда . . . . .	0.47	Кальцит . . . . .	0.02

Совершенно особый тип порфириовидных разностей представляют богатые цветными минералами порфириовидные граниты, или, вернее, гранодиориты, встреченные отдельными пятнами в выходах у с. Тимин-

ского, в среднем течении Щербаковки, в Синем Камне у дер. Шабуровой и в ряде других точек среди нормальных гранитов «коневского» и «шилловского» типов. Эти порфириовидные граниты возникают в местах широкого развития в нормальных мелкозернистых гранитах ксенолитов кровли, в результате процесса гранитизации ксенолитов, с новообразованием здесь инъекционных порфиробластических выделений К-полевого шпата. Последние достигают местами 2,5—3 см длины и образуют оторочки вокруг давленных и трещиноватых выделений плагиоклаза в ксенолитах.

Такие инъекционно-метасоматические порфириовидные граниты Синего Камня были подробно описаны нами в статье «К вопросу об образовании некоторых порфириовидных гранитов Среднего Урала» (См. сноску на стр. 46). В аналогичных порфириовидных гранитах с, Тиминского, Шекшеева лога, Пегуховой и Щербаковки среднезернистая основная масса имеет аллотриоморфную структуру с взаимным прорастанием кварца и полевых шпатов.

Плагиоклаз представлен табличками альбит-олигоклаза № 14—15.

Биотит ранней кристаллизации обрывками включен в полевых шпатах и часто содержит включения зерен циркона, местами он замещается мусковитом, что сопровождается выпадением магнетита. Из второстепенных минералов присутствуют апатит, титанит и эпидот. Характерно сравнительно частое появление мирмекиита. Вкрапленники породы состоят из отдельных различно ориентированных участков микропегматита и микроклина с неровными краями. Обычно в ядре вкрапленников заключены изъеденные участки кислого плагиоклаза, который ясно разьедается более поздним микроклином. За позднее образование последнего говорят и многочисленные включения кварца и редких пластинок биотита в микроклиновых вкрапленниках.

Здесь, таким образом, мы можем отметить обогащение гранита эпидотом, титанитом, биотитом и плагиоклазом. Так же как и в гранитах Синего Камня, здесь четко прослеживается позднее развитие микроклина во вкрапленниках, образующегося часто путем нарастания вокруг плагиоклазов ранней кристаллизации и включающего зерна ранее образовавшихся минералов.

В целом порфириовидные граниты этого типа представляют собою инъекционно-метасоматические образования, развивающиеся в тех участках распространения мелкозернистых биотитовых гранитов, которые были загрязнены ксенолитами кровли и боковых пород, поглощенных гранитной магмой. Основной характер этих гранитов виден из следующего количественно-минералогического состава основной массы порфириовидного гранита Синего Камня, полученного подсчетом 10 шлифов О. И. Ковалевой (в объемных %):

Кварц . . . . .	15.21	Титанит . . . . .	1.08
Микроклин . . . . .	12.17	Апатит . . . . .	0.48
Альбит-олигоклаз . . . . .	53.00	Эпидот . . . . .	0.88
Биотит . . . . .	15.96	Циркон . . . . .	0.06
Руда . . . . .	1.11	Амфибол . . . . .	0.05

Содержание микроклиновых вкрапленников в породе, измеренное в поле на обнажениях миллиметровой линейкой, составляет 32.5 и до 43%.

Розовые аляскитовые граниты — представляют собою на Коневском руднике массивные среднезернистые породы лейкократового облика, где выделяются розовые таблички К-полевых шпатов и сероватые зерна кварца.

Под микроскопом породы этой группы имеют гипидиоморфную структуру с резким идиоморфизмом плагиоклазов, широкими табличками микроклина и округлыми зернами кварца. Некоторые разности вследствие этого приобретают типично монцонитовую структуру. Среди полевых шпатов обычно несколько преобладают таблички

микроклина с отличной решеткой, редкими вростками альбита и новообразованиями серицита.

Плагиоклаз дает идиоморфные таблички и широкие призмочки; обычно изменен, каолинизирован и серицитизирован, иногда с выпадением кальцита. Показатель преломления его почти равен таковому пихтового бальзама, что в связи с погасанием  $\perp \text{PM} = 16^\circ$  и в симметричной зоне —  $13\text{--}17^\circ$  дает для плагиоклаза № 7—10. Когда включения плагиоклаза находятся в микроклине, в плагиоклазе местами развиваются мирмекитовые вростки червеобразного кварца. В отдельных случаях плагиоклазы содержат антипертитовые вростки микроклина.

Кварц со слабо волнистым угасанием образует округлые зерна, самые поздние по времени выделения, разъедающие полевые шпаты.

Цветных минералов в этих гранитах мало, иногда они почти нацело отсутствуют. Представлены они призмочками темнобурого биотита, включающими иногда мелкие зерна циркона с плеохронными оболочками. Местами в сростании с биотитом находятся крупные таблички мусковита.

Среди второстепенных минералов характерно полное отсутствие апатита и титанита. Изредка встречаются мелкие кубики пирита, частью лимонитизированные. Пирит относится к поздней фазе кристаллизации, так как иногда в нем заключены зерна микроклина, а по трещинкам, рассекающим пирит, выделяется альбит. Так же единичны и выделения мелких зерен флюорита, привнесенного в процессе серицитизации породы. Серицитизация породы идет следом за альбитизацией плагиоклазов и затрагивает, главным образом, плагиоклазы, а не микроклин. Процесс серицитизации связан, очевидно, с более поздним развитием в граните кварцевых вольфрамоносных жил, которые также обогащены в альбандах мусковитом и флюоритом.

Процессы вторичного изменения розовых гранитов Коневского рудника развиты очень сильно и выражаются в изменении окраски гранита около кварцевых жил в желтый и белый цвет, что связано с процессами серицитизации и альбитизации полевых шпатов гранита. Дальнейшее развитие вторичных процессов в гранитах ведет местами к образованию типичных грейзенов, в которых кварц проникает по трещинам в полевые шпаты, разъедает и замещает их.

Наряду с кварцем в этих грейзенизированных гранитах сильно развито новообразование мусковита в мелких листочках, причем параллельно с мусковитизацией породы идет обильное выделение флюорита и пирита.

Розовые граниты Камышевской каменоломни отличаются преобладанием микроклина над плагиоклазом и более подробно описываются вместе со среднезернистыми гранитами.

Для более точной характеристики этих гранитов из 56 кг дробленого аляскитового гранита Камышевской каменоломни был приготовлен шлик. Из полученных 72.85 г приходилось 27.75 г на легкую фракцию, 23.45 г на магнитную фракцию и 21.65 г на тяжелую фракцию. Исследование шлика подтвердило присутствие в породе пирита, магнетита, ильменита, лейкоксена, граната, циркона и флюорита, наблюдавшихся и под микроскопом в шлифах.

Количественно-минералогический состав аляскитовых гранитов виден из табл. 10.

**Ж и л ь н ы е п о р о д ы.** Жильные образования в Шилово-Коневской интрузии развиты слабо. Можно указать на мелкие жилки аплита и пегматита, которые довольно обычны в гранитном массиве и были встречены в целом ряде обнажений. Среди аплитов, развитых в южной части Коневского массива на территории вольфрамового рудника, повидимому, имеются две группы аплитов: а) связанные с более ранними фазами гранитной интрузии и б) принадлежащие к фазе внедрения аляскитовых гранитов.

Точно так же и для пегматитов, довольно широко развитых в Колоткинском массиве, В. Л. Федоров выделяет два типа жильных образований:

а) Светлосерые пегматиты, по составу почти аналогичные мелкозернистым биотитовым гранитам, к трещинам отдельности которых они приурочены. В среднем из подсчета 2 шлифов, пегматиты эти имеют такой состав (в %): кварц — 19.7,

микроклин (с  $2V = -86^\circ$ ) — 18.0, плагиоклаз № 14—56.2, биотит — 2.4, мусковит — 3.5, магнетит — 0.1 и апатит — 0.1. Эти пегматиты близки по составу к исходной магне гранитов.

б) Мощная жила пегматита, сложенная крупными, до 1 дм., кристаллами микроклина с пертитовыми выделениями плагиоклаза, связана, вероятно, с более молодой фазой внедрения порфировидных (сосновских) и среднезернистых гранитов.

Очень своеобразные жильные граниты были встречены к востоку от Сосновского массива в зоне золоторудных месторождений с. Маминского. Здесь шахтами и дудками золотонскаателей были вскрыты

Таблица 10  
Количественно-минералогический состав аляскитовых гранитов (в объемных %)

Минералы	Розовый гранит Коневского руд- ника. Среднее из 10 шлифов. Под- счет О. И. Кова- левой	Розовый гра- нит Камышев- ской горы. 1 шлиф. Под- счет Б. Куп- летского № 268
Кварц . . . . .	30.51	32.3
Микроклин . . . . .	32.34	48.3
Альбит-олигоклаз . . . . .	32.56	18.0
Биотит . . . . .	0.39	0.1
Мусковит . . . . .	3.46	—
Руда . . . . .	0.30	0.2
Титанит . . . . .	0.02	—
Апатит . . . . .	0.01	—
Гранат . . . . .	—	1.0
Кальцит . . . . .	0.41	—
Флюорит . . . . .	—	0.1

«овоидные гранито-гнейсы», залегающие на границе серицито-хлоритовых сланцев, с которыми «овоидные гранито-гнейсы» имеют постепенные переходы, в лежачем боку, и порфиров — в висячем. Здесь контакт резкий. Горными выработками установлено, что эти оригинальные породы падают на восток под углом  $45-55^\circ$ , имея мощность около 25—30 м и по простирацию прослеживаются метров на 400.

Наиболее распространенным типом этих жильных пород являются розовые среднезернистые граниты, переполненные овоидами кварцево-альбитового состава в 1—2 см в диаметре, заключенными в оболочку серицито-биотитовых листочков и вытянутыми параллельно простирацию жильного тела.

Подробное петрографическое описание и выяснение генезиса этой породы дано автором в отдельной статье, напечатанной в Известиях АН СССР за 1945 г. № 2; поэтому отметим здесь только следующее.

Вся масса «овоидных гранито-гнейсов» в целом носит следы динамического воздействия и образовалась в период интенсивных тектонических движений. Состав овоидов и промежуточной цементирующей массы совершенно одинаков и складывается из кварца, альбита и мусковитизированного биотита, с участием пирита, сейчас лимонитизированного. Такой состав ясно указывает на низкотемпературные условия, в которых формировались эти «овоидные гранито-гнейсы», и заставляет предполагать участие гидротермальных процессов в их образовании. Таким образом, эти породы не имеют ничего общего с шаровыми гранитами, изучавшимися на Корсике, в Финляндии и в других районах, как пример магматических образований, и «овоидные гранито-гнейсы»



с. Маминского являются примером возникновения шаровых структур в сложном сочетании тектонических и метасоматических процессов.

В районе мельницы Сыскова к югу от дер. Шиловой была встречена темная мелкозернистая порода с ясными выделениями вкрапленников биотита (обр. № 385), образующая меридиональную жилу около 1.5 м мощности, круто падающую к востоку, и относящаяся по своему минералогическому составу к лампрофирам.

Этот лампрофир имеет типичную структуру жильной породы с неправильными табличками плагиоклаза ряда альбит-олигоклаза среди листочков зеленого биотита и крупных зерен ярко поляризующего эпидота. В породе много столбиков апатита и клиновидных кристалликов титанита. По минералогическому составу эта порода должна относиться к керсантитам. Состав ее виден из нижеследующей таблицы (табл. 11).

Т а б л и ц а 11

**Количественно-минералогический состав керсантитов**  
(в объемных %)

М и н е р а л ы	Керсантит № 385 Мельница Сыскова	Контактная порода № 373 Дер. Головы- рино	Керсантит Сибирский карьер в окр. Свердловска
Кварц . . . . .	0.3	2.6	—
Кислый плагиоклаз . . . . .	63.7	61.1	69.5
Биотит . . . . .	26.3	31.3	26.3
Апатит . . . . .	0.3	2.1	—
Титанит . . . . .	0.6	1.1	0.6
Эпидот . . . . .	8.8	—	3.6
Магнетит . . . . .	—	1.8	—
	100.0	100.0	100.0

Для сравнения рядом приведен количественно-минералогический состав контактно-измененной породы из свиты порфиров, взятой на левом берегу Исети между деревнями Головыриной и Черноусовой (№ 373), где она образует прослой в порфиритах, падающих на СЗ  $335^\circ \angle 75^\circ$ , а также состав керсантита из дайки среди гранитов Сибирского карьера в Свердловске. Как внешний облик, так и количественно-минералогический состав керсантита № 385 и контактной породы совершенно идентичны. Следует отметить, что аналогичные породы были встречены мною и в 1939 г. в южной части Коневского массива в виде ксенолитов в гранитах, причем на основании последовательных переходов можно было установить, что лампрофироподобные породы возникают в результате контактного воздействия гранитной магмы на включения боковых пород в массиве и в процессе переработки гранитизацией этих пород.

Отсюда вытекает, что в генезисе лампрофиров явления гибридизма играют весьма существенную роль. Подробнее этот вопрос разбирается нами в специальной статье, опубликованной в Изв. АН 1944, серия геол. № 5.

### 5. Химизм гранитоидов Шилово-Коневской интрузии

Для химической характеристики гранитов Шилово-Коневского массива было приготовлено несколько химических анализов, характеризующих как наиболее распространенные мелкозернистые биотитовые граниты ранней фазы интрузии (анализы I—III), так и наиболее молодые граниты — порфировидные и аляскитовые — последних стадий образования гранитной интрузии (IV—VI).

Два анализа (II и V) заимствованы из работы Покровского (1940) и несколько гранитов были проанализированы разведочной партией П. К. Олерского, изучавшего Коневский массив в 1940 г. (IX—XV).

Кроме того, в таблице помещены два анализа гибридизированных гранитов, образовавшихся при поглощении гранитами пород кровли и отвечающих по своему составу диоритам и гранодиоритам (анализы VII—VIII).

Все анализы сведены в табл. 12.

Химические анализы типичных гранитов Шилово-Коневского массива показывают неизменно очень высокое содержание в них кремнекислоты при очень малом количестве железа и магния. Малое количество кальция, обуславливающее очень кислый состав плагиоклазов, и высокое содержание щелочей с постоянным преобладанием натрия над калием, являются другим характерным признаком гранитов Шилово-Коневского массива. Только приконтактные фации гранитов имеют более основной характер.

В результате этих специфических особенностей, граниты Шилово-Коневского массива в некоторых своих разностях довольно значительно отличаются от среднего состава мировых гранитов по Дэли, главным образом повышенным содержанием щелочей и малым количеством феррических элементов.

Для наглядности сопоставления этих выводов даем сравнение числовых характеристик по Заварицкому для шилово-коневских гранитов, приведенных в таблице анализов, с такими же характеристиками, вычисленными А. Н. Заварицким для средних горных пород других авторов (табл. 13).

Из сравнения числовых характеристик нормальных шилово-коневских гранитов со средними типами различных авторов, можно сразу видеть, что коэффициент «а» во всех разновидностях коневских гранитов (за исключением одного) выше нормального для гранитов и приближается к коэффициенту «а» щелочных гранитов и аплитов.

Типичным аляскитом является гранит у дер. Камышево (№ 10), одновременно близкий и к щелочному граниту Дэли. Розовый гранит Юго-Коневского рудника по малому коэффициенту «b» аналогичен только щелочному граниту Озанна типа Саре Апп.

Остальные анализируемые образцы, характеризующие наиболее распространенные биотитовые граниты массива, в общем попадают в группу нормальных гранитов, но с отмеченными выше особенностями, т. е. повышенной щелочностью и бедностью феррическими элементами.

Такая особенность химического состава исследованных гранитов отражается и на их минералогическом составе. Последний приведен в табл. 14, где почти для всех анализируемых образцов приводятся данные как непосредственного подсчета под микроскопом в объемных процентах (столбец «а»), так и результаты пересчета анализа на модальный состав (столбец «b»). При таком расчете анализов вода соединялась с глиноземом и кремнекислотой как каолин, а весь калий в большинстве случаев рассчитывался как калиевый полевой шпат, без учета мусковита и серицита. Ввиду этих допущений полного совпадения в составе обоих столбцов нет, однако в большинстве случаев, как видно из табл. 14, совпадение результатов непосредственного подсчета минералов и расчета анализа достаточно удовлетворительно.

Названия анализируемых пород табл. 14 даны по разработанной мною классификации, исходя из количественно-минералогического со-

става гранитоидов, хорошо совпадающего с химической их характеристикой.

Из сопоставления химических анализов и минералогического состава гранитов Шилово-Коневской интрузии следует, что более ранние мелкозернистые биотитовые граниты несколько богаче плагиоклазом, который представлен здесь альбит-олигоклазом, тогда как в более поздних аляскитовых гранитах плагиоклаз относится к альбиту. Эта особенность находит отражение и в химизме пород, так как содержание окиси кальция в молодых гранитах массива в 2—3 раза меньше, чем в биотитовых мелкозернистых разностях. Гибридные краевые фации гранитов, по своему минералогическому составу дающие ряд переходов от гранодиоритов через кварцевые диориты к диоритам, химически отличаются от нормальных диоритов малым коэффициентом «с» и повышенным содержанием щелочей, что приближает их к трахиандезитам Тирреля и к банатитам Дэли. Интересно сопоставить с этим появление сиенитовых фаций в северном контакте смежного Тюбукского массива.

## 6. Полезные ископаемые Шилово-Коневского массива

Главным полезным ископаемым на территории Шилово-Коневской интрузии гранитов являются выделения вольфрамовых минералов — вольфрамита и шеелита, встреченные в ряде точек в пределах гранитного массива.

Здесь работает Юго-Коневский рудник, где идет добыча вольфрамита из кварцевых жил, секущих граниты. Рудник Боевского месторождения работает на кварцевых жилах с вольфрамитом, секущих сланцы, биотитовые гнейсы и амфиболиты. В окрестностях дер. Пьянково, у мельницы Ануфриева и в Шабреевом логу в 1940—1941 гг. начата эксплуатация Карасьевского месторождения вольфрамита и разведывались жилы с шеелитом. Кварцевые жилы с шеелитом известны и разведывались в окрестностях с. Сосновского и на Галочьей горе, севернее дер. Шиловой. При промывке шлихов по руслам речек и при изучении тяжелой фракции дробленых гранитов были констатированы слабые признаки вольфрамового оруденения в верховьях Боевского лога, севернее Юго-Коневского рудника, где в шлихах из дробленого гранита обнаружено несколько зерен шеелита. То же самое наблюдалось в шлихах одной из гранитных каменоломен на восточном берегу Синары у с. Коневского.

Выделения вольфрамита редкие и незначительные с поверхности, но на глубине более богатые, разрабатывавшиеся в 1941 г. старателями, известны в кварцевой жиле широтного простирания к северо-востоку от дер. Трошковой на опушке леса. Вольфрамит был встречен в одной из каменоломен в лесу, к северо-западу от оз. Карасега. Значительное количество точек с вольфрамовым оруденением обнаружено в окрестностях дер. Пьянково, где уже ранее были известны находки вольфрамита и шеелита, которые здесь разведывались С. П. Колодкиным. Кроме этих точек нами были встречены выделения шеелита, не имеющие практического значения, в кварцевой жиле главной каменоломни у мельницы Ануфриева. Постоянное присутствие зерен шеелита отмечено в песках Боевки, между мельницей Ануфриева и дер. Пьянково, а также у дер. Шабурово.

Присутствие касситерита ни в одном из шлихов, естественных или искусственных, в исследованном районе установлено не было.

Генетические особенности вольфрамовых месторождений можно наметить из знакомства с разрабатываемыми месторождениями в Боев-

**Химический состав гранитов**

Хим. состав	I Биотитовый мелкозерн. гранит окр. дер. Конево № 3—4		II Биотитовый среднезерн. гранит дер. Конево		III Биотитовый среднезерн. гранит, СЗ Островист. у выселка «Газета» № 6		IV Порфиroidный гранит № 5 сел. Сосновское	
SiO <sub>2</sub> . . . . .	73.55	1 221	69.63	115	72.06	119	71.36	118
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0.31	004	0.52	006	0.27	343	0.35	004
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	13.56	133	16.03	157	15.14	148	14.49	141
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0.90	005	1.04	006	0.43	003	1.94	001
FeO . . . . .	1.34	018	1.04	014	0.85	012	0.66	009
MnO . . . . .	0.08	001	0.04	—	0.02	—	0.06	—
MgO . . . . .	0.57	014	1.08	027	0.40	099	0.59	014
BaO . . . . .	нет	—	—	—	нет	—	нет	—
CaO . . . . .	1.38	024	1.90	034	1.64	029	1.62	029
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3.80	061	4.02	064	4.21	068	4.09	066
K <sub>2</sub> O . . . . .	3.74	039	4.23	045	4.32	046	4.29	045
H <sub>2</sub> O . . . . .	0.36	—	—	—	0.08	—	нет	—
Пот. при прокал. .	0.49	027	0.79	043	0.67	037	0.58	032
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0.10	—	0.11	—	0.03	—	0.22	001
S . . . . .	нет	—	0.02	—	нет	—	—	—
Сумма .	100.18	—	100.42	—	100.12	—	100.25	—
Аналитик	В. А. Егоров		Уральское Геол. упр.		М. Н. Шумило		В. М. Некрасова	

**Ч и с л о в ы е х а р а к т е р и**

S . . . . .	81.5	—	78.2	—	80.6	—	79.9	—
a . . . . .	13.4	—	14.9	—	15.2	—	14.9	—
c . . . . .	2.1	—	3.2	—	2.3	—	2.0	—
b . . . . .	3.0	—	3.7	—	1.9	—	3.2	—
f' . . . . .	47.5	—	30.3	—	46.1	—	44.0	—
m' . . . . .	23.0	—	33.7	—	22.5	—	56.0	—
c' . . . . .	—	—	—	—	—	—	0	—
a' . . . . .	30.0	—	35.4	—	30.7	—	—	—

## Шилово-Коневской интрузии

V Аляскитовый гранит, Юго- Коневский воль- фрамовый руд- ник		VI Аляскитовый гранит (№ 10) Ломки на горе у дер. Камышево		VII Диорит Синий Ка- мень у дер. Ша- бурово		VIII Биотитовый диорит, окр. дер. Петухово		Хим. состав
74.15	1234	73.25	121	56.14	934	53.54	891	
0.12	001	0.08	001	1.07	013	1.42	017	TiO <sub>2</sub>
14.79	144	13.21	129	17.31	169	17.82	174	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
0.39	004	1.55	009	2.81	017	3.33	021	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
0.24	003	0.46	006	3.58	049	1.82	067	FeO
0.03	—	0.10	001	0.14	002	0.17	002	MnO
0.22	005	0.23	006	2.70	067	2.53	063	MgO
—	—	сл.	—	0.64	004	0.19	002	BaO
0.54	009	0.74	013	4.31	076	4.04	072	CaO
4.10	066	4.57	073	4.53	073	5.45	086	Na <sub>2</sub> O
4.35	046	4.96	052	5.04	053	1.37	016	K <sub>2</sub> O
—	—	0.27	—	нет	—	—	—	H <sub>2</sub> O
0.54	030	0.41	023	0.57	032	0.70	038	Пот. при прокал.
0.03	—	нет	—	1.08	007	1.53	011	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
—	—	—	—	—	—	0.37	—	S
99.50	—	99.83	—	99.95	—	100.18	—	Сумма
Уральское Геол. упр.		В. А. Егоров				К. П. Сокова		Аналитик
с т и к и п о А. Н. З а в а р и ц к о м у								
81.8	—	80.1	—	66.0	—	65.0	—	S
14.8	—	16.6	—	17.6	—	19.1	—	a
2.0	—	0.2	—	3.0	—	3.0	—	c
1.4	—	2.8	—	13.4	—	12.9	—	b
12.0	—	67.5	—	44.6	—	54.3	—	f'
8.6	—	16.2	—	35.2	—	30.9	—	m'
—	—	16.2	—	20.5	—	14.7	—	c'
79.3	—	—	—	—	—	—	—	a'

Хим. состав	IX Нормальный биотитовый гранит № 196		X Гранит Конев- ского массива № 116		XI Лейкократовый гранит, окр. Коневе № 111	
SiO <sub>2</sub> . . . . .	72.26	1 203	72.86	1 213	73.31	1 221
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0.17	002	0.17	002	сл.	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	14.50	142	14.44	141	15.88	156
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0.57	003	0.13	—	0.12	—
FeO . . . . .	1.10	015	1.13	015	0.39	005
MnO . . . . .	0.12	001	0.12	001	0.20	003
MgO . . . . .	0.42	010	0.48	012	0.32	008
BaO . . . . .	—	—	—	—	—	—
CaO . . . . .	1.66	029	1.34	024	1.12	0 0
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3.19	052	3.51	056	4.21	068
K <sub>2</sub> O . . . . .	4.98	053	4.53	048	3.99	042
H <sub>2</sub> O . . . . .	—	—	—	—	—	—
Пот. при прокал. . . . .	0.40	022	0.23	013	0.18	010
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0.16	009	0.12	007	0.13	—
S . . . . .	—	—	—	—	—	—
Сумма . . . . .	99.53	—	99.06	—	99.85	—
Ч и с л о в ы е х а р а к т е						
S . . . . .	80.4	—	81.1	—	79.9	—
a . . . . .	14.3	—	13.8	—	14.4	—
c . . . . .	1.9	—	1.6	—	1.3	—
b . . . . .	3.4	—	3.5	—	1.4	—
f' . . . . .	44.0	—	29.6	—	11.7	—
m' . . . . .	20.0	—	22.2	—	11.7	—
c' . . . . .	—	—	—	—	—	—
a' . . . . .	32.0	—	48.1	—	76.4	—

Таблица 12 (Продолжение)

XII Грейзен, окр. дер. Пьянково, № 5876		XIII Лейкократовый порфиоровидный гранит окр. дер. Шабурово № 541		XIV Гибридный био- тито-амфиболовый диорит, дер. Ша- бурово № 520		XV Инъецированный жильный гранит, дер. Заерово № 2624		Хим. состав
62.25	1036	74.48	1240	51.98	866	72.96	1215	SiO <sub>2</sub>
0.33	004	0.23	003	1.24	015	0.25	031	TiO <sub>2</sub>
21.20	208	13.46	131	18.34	179	14.33	140	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
1.50	009	0.38	002	2.59	016	0.81	005	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
0.39	005	1.16	016	5.80	081	1.10	015	FeO
0.12	001	0.01	—	0.13	001	0.07	—	MnO
0.77	019	0.40	010	4.27	106	0.99	025	MgO
—	—	—	—	—	—	—	—	BaO
0.54	009	1.16	020	5.40	096	1.86	033	CaO
1.98	032	3.07	048	3.84	061	4.12	066	Na <sub>2</sub> O
8.50	090	5.20	055	3.97	042	2.79	030	K <sub>2</sub> O
—	—	—	—	—	—	—	—	H <sub>2</sub> O
1.80	100	0.13	007	1.60	089	0.39	022	Пот. при прокал.
0.14	—	0.11	—	0.93	006	0.15	001	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
—	—	—	—	—	—	—	—	S
99.52	—	99.79	—	100.09	—	99.83	—	Сумма

Анализы Уральского Геологического Управления

р и с т и к и п о А. Н. З а в а р и ц к о м у

70.0	—	82.1	—	63.0	—	80.7	—	S
16.5	—	13.6	—	14.6	—	12.6	—	a
0.6	—	1.3	—	5.4	—	2.1	—	c
12.9	—	3.0	—	17.0	—	4.6	—	b
12.4	—	43.5	—	43.3	—	34.7	—	f'
20.7	—	21.8	—	44.1	—	34.7	—	m'
—	—	—	—	8.3	—	—	—	c'
78.4	—	34.8	—	—	—	30.5	—	a'

## Числовые характеристики средних составов гранитов по А. Н. Заварицкому

Сравнительные типы гранитов	a	c	b	S
Средний гранит по Тиррелю . . . . .	14.2	1.4	4.5	79.9
» » » Дэли . . . . .	12.9	2.6	6.1	78.4
Нормальный гранит по Ниггли . . . . .	13.4	3.1	8.3	75.2
Гранит Левинсон-Лессинга . . . . .	13.1	1.9	4.5	80.5
» Джоханседа . . . . .	14.4	2.3	5.4	77.9
Средний гранит по Заварицкому . . . . .	13.0	2.0	5.0	80.0
Щелочной гранит Тирреля . . . . .	16.0	0	4.4	79.6
» » » Дэли . . . . .	15.5	0.2	4.1	80.2
Аляскит Джохансена . . . . .	16.1	0.2	2.2	81.5
Энгадинит Ниггли . . . . .	14.8	1.2	2.3	81.7
Диорит Тирреля . . . . .	10.9	6.1	15.6	67.4
Трахиандезит Тирреля . . . . .	16.6	3.6	13.9	65.9
Банатит Дэли . . . . .	18.0	4.0	12.1	65.9
Норм. сиенит Ниггли . . . . .	17.8	1.8	14.3	66.1

ке, на Коневском и Карасьевском рудниках. На Боевке, как уже отмечалось, вольфрамит добывается из кварцевых жил, секущих сланцевую свиту и амфиболиты, являющиеся продуктом метаморфизма габбро-диоритовых пород. Биотитовые гнейсы района месторождения, по мнению П. К. Олерского, образовались в результате контактного воздействия гранитной магмы на амфиболиты, на что указывают переходы биотитовых гнейсов в роговообманковые и в амфиболиты. На Боевке бросается в глаза сильное изменение всех пород пневматолитическими растворами, в результате чего происходит березитизация вмещающих пород, обильное выделение пирита и образование местами зон сплошной флюоритизации.

Вольфрамоносные жилы Боевского месторождения имеют широкое простираие, в основном в направлении СВ 70—80°, с крутым падением в пределах 60—90°, и образуют целую серию параллельных и расходящихся кварцевых жил, мощностью от 2—3 см до 20—25 см и реже больше. По наблюдениям С. П. Колодкина вольфрамит в этих жилах довольно часто бывает приурочен к местам выклинивания четковидных кварцевых жил. Кварц этих жил имеет полосчатое сложение с чередованием более темных и более светлых слоев.

Вольфрамитоносные кварцевые жилы содержат много флюорита, в зальбандах обогащены зеленоватым мусковитом. В некоторых жилах месторождения наблюдается замещение вольфрамита шеелитом, причем последний пронизывает вольфрамит по трещинкам и образует оторочки вокруг вольфрамита. В заметном количестве присутствуют в кварцевых жилах цинковая обманка, свинцовый блеск, пирит и халькопирит.

На Коневском руднике вольфрамоносные жилы приурочены к области развития розовых массивных гранитов аляскитового облика и представлены серией кварцевых жил простираия СЗ 295—310° с падением на СВ под углом 70—85°, при средней мощности 0.2—0.5 м. Кварц этих жил имеет очень характерную серую окраску и пересечен целой сеткой неправильных трещин. В подошве и кровле вольфрамоносные жилы обычно ограничены хорошими плоскостями скольжения. Вольфрамит дает в этих жилах гнездовые выделения до 10 см<sup>2</sup> или бо-

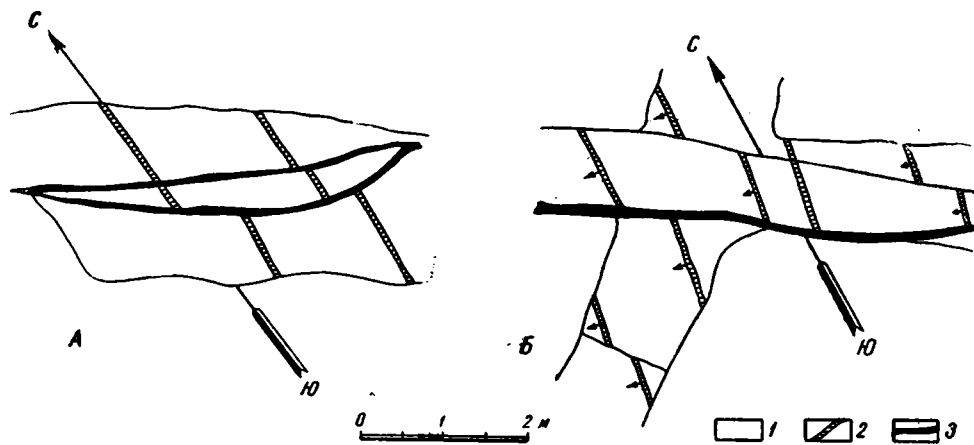


Количественно-минералогический состав гранитов Шилово-Коневской интрузии по данным подсчета под микроскопом (столбец «а», в объемных %) и по расчету из химанализов (столбец «б» в весовых %)

Минералы	Гранит, окр. дер. Коневое I		Гранит, Коневский рудник II		Гранит, с. Островское III		Гранит, с. Сосновское IV		Аляскит, Коневский рудник V		Аляскит, д. Камышево VI	
	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б
	подсчет под микроскопом	расчет анализа		расчет анализа	подсчет под микроскопом	расчет анализа	подсчет основной массы гранита	расчет анализа	подсчет гранита 1-й шахты	расчет анализа	подсчет под микроскопом	расчет анализа
Кварц . . . . .	34.24	35.18	—	26.08	27.3	28.20	24.6	29.4	30.51	31.10	36.42	39.10
Микроклин . . . . .	21.71	17.56	—	10.80	23.1	23.20	30.4	22.8	32.34	24.47	19.83	25.40
Плагиоклаз . . . . .	38.02	36.10	—	42.30	42.8	43.22	39.3	41.1	32.56	37.40	40.36	40.01
№№ плагиоклаза . . . . .	№ 12	№ 12	—	№ 20	№ 18	№ 12	№ 20	№ 15	№ 8—12	№ 6	№ 7—10	№ 3
Биотит . . . . .	4.77	4.83	—	4.60	5.9	4.90	5.5	2.5	0.39	0.96	0.49	2.71
Мусковит . . . . .	0.41	0.54	—	—	—	—	0.2	—	3.46	—	1.41	1.56
Руда . . . . .	0.61	1.20	—	1.80	0.3	0.43	—	1.3	0.30	0.50	0.56	0.52
Апатит . . . . .	0.24	0.18	—	0.17	0.6	0.05	—	—	0.01	0.06	0.05	—
Каолин . . . . .	—	4.41	—	4.25	—	—	—	2.5	—	5.50	—	—
Флюорит . . . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.73	0.70
Гранит . . . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.15	—
Кальцит . . . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	0.41	—	—	—

лее мелкие единичные зерна, неравномерно рассеянные в жиле. Сопутствующими минералами вольфрамоносных кварцевых жил являются: флюорит, выделяющийся одновременно с вольфрамитом, пирит, весьма обычный в жилах, и более редко встречающиеся — галенит, сфалерит и халькопирит. Шеелит, встреченный в заметном количестве только в западной части рудничного поля, попадает очень редко.

Кроме вольфрамоносных жил в граните наблюдаются кварцево-сульфидные жилы преимущественно меридионального направления, с пиритом, примесью свинцового блеска, цинковой обманки и молибденита с флюоритом. Эти рудные жилы то секутся и сбрасываются аплитами (розовых гранитов), то сами секут аплиты (порфиroidных гранитов). Кварцевые жилы оказывают сильное воздействие на боковые породы, так как розовые граниты под влиянием пневматолитических возгонов, сопутствовавших жилам, обесцвечиваются и превращаются спер-



Фиг. 27. Смещение меридиональных жил (32 и 20) в шахте Юго-Коневского рудника на глубине 50 м)

А. Смещение по 32 жиле в 35 м к ЮВ от квершлага. Б. Смещение по 20 жиле  
1. Гранит. 2. Меридиональные жилы. 3. Вольфрамоносные жилы.

ва в желтые, а затем в белые разности, импрегнированные флюоритом и зеленоватой слюдкой.

Предположение о цинвальдитовом характере этой слюдки не подтвердилось при спектрографическом исследовании ее С. А. Боровиком, так как в слюде оказалось всего 0.01% лития. Зато эта слюдка оказалась богатой галлием, содержание которого определено около 1.1%.

Возрастные соотношения вольфрамоносных и сульфидных жил ясно намечаются в подземных выработках первой шахты Коневского рудника, где 5-я вольфрамоносная жила, идущая на СЗ 305—310°, сечет и смещает на 7 м кварцевую сульфидную жилу с пиритом и молибденитом, падающую на ЮЗ 230° под углом 60°.

Менее сильные смещения меридиональных жил вольфрамоносными наблюдаются в подземных штреках и квершлагах шахты довольно часто (фиг. 27).

Сопоставляя направления вольфрамоносных жил с трещинной тектоникой гранитного массива, можно сделать вывод о том, что на Коневском руднике вольфрамовые жилы приурочены к мооровским трещинам скальвания гранита, идущим в направлении СЗ 295—320°. Основываясь на явлениях взаимного пересечения аплитовых и рудных жил, а также на взаимоотношениях различных гранитов Коневского рудни-

ка, можно оруденение Коневского массива представить в такой генетической последовательности:

1. Порфириовидные граниты, развитые в западной части рудного поля.
  - 1а. Аплитовая фаза порфириовидных гранитов.
2. Розовые аляскитовые граниты восточной части рудного поля (1-я шахта Коневского рудника).
  - 2а. Кварцевые жилы с сульфидами (пирит, молибденит) меридионального простиранья.
3. Аплито-пегматитовая фаза розовых гранитов.
  - 3а. Вольфрамоносные жилы северо-западного простиранья.

Таким образом, вольфрамовое оруденение Коневского рудника связано с наиболее поздними внедрениями магмы гранитного массива и приурочено в основном к мооровским трещинам скалывания. На Боевском руднике оруденение приурочено к тем же трещинам скалывания, которые здесь развиты преимущественно в направлении СВ 60—80°.

Карасьевское месторождение вольфрамита генетически представляет более сложную картину, так как вольфрамоносные жилы здесь не имеют той выдержанности, как в Коневском и Боевском месторождениях, и располагаются как в направлении близком к широтному, так и в северо-западном. Падение жил здесь также менее выдержанно и идет то в южных, то в северных румбах. Характерной особенностью месторождения является расположение вольфрамоносных жил на отдельных участках в виде системы дуг, обращенных выпуклостью к северу, а также наличие зоны пологопадающих маломощных кварцевых жил, образующих сложную штокверковую систему, где при углубке на 5—6 м дудки пересекают 11—14 кварцевых жил. Вольфрамит нередко выделяется здесь не в самой кварцевой жиле, а выносится в граниты, где отлагается в трещинах параллельно кварцевым жилам. Общее количество жил, вскрытых на Карасьевском месторождении, достигало в 1942 г. 170; некоторые из них прослежены по простиранью на 90—100 м и обладают средней мощностью 0,5—0,9 м.

Минералогически Карасьевское месторождение, по сравнению с другими, отличается относительной бедностью флюоритом, наличием редких выделений, в отдельных жилах, висмутового блеска и постоянным присутствием в кварцевых жилах такой же зеленоватой слюдки, как на Коневском и Боевском рудниках.

Жильный кварц в наиболее продуктивных жилах имеет серый цвет и обладает слоистостью, параллельно зальбандам. На Карасьевском руднике нет деления жил на вольфрамитовые и сульфидные, как на Коневском, зато в отдельных жилах (8, 24, 89) наблюдается слоистое чередование по глубине зон с вольфрамитом и с сульфидами.

Общей закономерностью вольфрамоносного оруденения исследованных гранитов является приуроченность его к наиболее молодым фазам гранитной интрузии, что было установлено для Коневского рудника, Боевки, Пьянкова и подтвердилось в месторождениях Сосновского и Галочьей горы. Необходимо здесь подчеркнуть также характерную связь следов оловянного оруденения в Тюбукском массиве, в Аллаках, с выходами порфириовидных гранитов, наиболее молодых в Тюбукской гранитной интрузии.

Во всех отмеченных месторождениях кварцевые жилы, содержащие вольфрамит и шеелит, характеризуются присутствием пирита, флюорита и зеленоватого мусковита. Поэтому необходимо отметить, что кварцевая жила с аналогичными признаками встречена была в 1940 г. в 5½ км к югу от с. Колюткино. Однако, несмотря на тщательные поиски, вольфрамовых минералов макроскопически обнаружить здесь не удалось.

## Результаты изучения искусственных шлихов из дробленых гранитов Шилово-Коневского массива

Место взятия проб и тип гранита	Общий вес дробленого гранита в кг	Вес шлиха в г			Общий вес шлиха в г	Минералы тяжелой фракции								
		Магн. фракция	Легкая фракция	Тяжелая фракция		Полезные минералы	Флюорит	Циркон	Рутил	Титанит	Апатит	Эпидот	Прочие минералы тяжелой фракции	
Гранит островистого типа, «Палатки» у выс. «Газета»	36	0.06	19.65	1.29	21.00	—	+	+	+	+	+			Пирит Гранат
Колюткинский мелкозернистый гранит	48	3.33	22.65	4.25	30.13	—	+	+	+	+	+	+		Пирит Гранат
Камышевский среднезернистый гранит, ломки на Камышевой горе, в 1 км к З от дер. Камышевой	56	13.45	27.75	21.65	72.85		+	+		+				Пирит Ильменит Гранат
Сосновский порфиоровидный гранит, из дресвы гранита на ЮВ берегу Сосновского озера	40	0.03	12.72	3.85	16.60	Ксенотим — редкие зерна				+	+	+		Пирит Ильменит Гранат Турмалин
Дер. Петухово. Биотитовый мелкозернистый гранит; каменоломия в 1.5 км на С от деревни	3.7	6.95	13.93	3.14	120 г навеска 24.02 г	Висмут. блеск — 2 зерна Базовисмутит — 5 зерен Арсенопирит — 2 зерна			+		+	+		Пирит Биотит Гранат Амфибол Ильменит
Меланократовый биотитовый гранит; дер. Петухово, каменоломия в 0.5 км на СЗ от деревни	42.3	15.54	10.84	2.29	81.16 г навеска 38.60 г				+		+	+		Пирит 2 зерна Биотит Гранат — редкие зерна
Биотитовый гранит. Правый берег Боевки у мельницы, в 375 м к ЮЗ от дер. Пяньково	23.8	0.86	35.26	0.54	36.66		+	+				+		Пирит — редкие зерна Биотит Лимонит Гранат

5*	Мелкозернистый двуслюдистый гранит; дер. Шабурово, 1920 м на ЮЗ по дороге на Ю.-Коневское	16.6	0.70	19.91	1.15	21.76												Биотит Кианит — редкие зерна Пироксен 2 зерна
	Порфиroidный гранит; дер. Шабурово — Синий Камень на левом берегу Боевки, в 4 км к СЗ от дер. Шабуровой	33.30	27.50	14.48	9.8	194 г навеска 51.26	—											Кианит 3 зерна Биотит Пироксен Гранат — единичные зерна
	Среднезернистый гранит; дер. Н. Ипатова, в 125 м на СВ от церкви	27.30	11.77	15.57	0.77	55.14, навеска 28.10	—											Ильменит Гематит Лимонит Гранат — редкие зерна Кианит — редкие зерна
	Розовый аляскитов. гранит Ю.-Коневский рудник, шахта № 1	85.60	6.22	27.49	17.37	51.08	—											Пирит Гранат — редкие зерна
	Порфиroidный темный гранит; Ю.-Коневский рудник, шахта № 2	190.0	5.40	8.82	4.18	18.40	—											Пирит Гематит — единичные зерна Лимонит Биотит Кианит — единичные зерна
	Мелкозерн. гранит, конев. типа; камен. в конце с. Коневского, у мельницы	71.4	0.10	2.97	3.45	6.82	Шеелит — единичные зерна											Гранат Пироксен — единичные зерна Амфибол Ильменит Ставролит — единичные зерна Кианит
	Мелкозерн. гранит из камен. на левом берегу Синяры, против с. Коневского	95.2	9.97	24.36	0.80	35.13	Шеелит — редкие зерна											Пирит Кианит Гранат Лимонит

Для выяснения распространения рудных элементов в гранитах Коневского, Шилово-Сосновского и Колюткинского массивов в течение 1939 и 1940 гг. изучены искусственные шлихи из дробленых гранитов.

Результаты исследования этих шлихов сведены в табл. 15.

При рассмотрении данных этой таблицы выясняется, что из вольфрамовых минералов только шеелит встречен в мелкозернистых гранитах в окрестностях с. Коневского в единичных зернах, но характерно, что в тех гранитах Юго-Коневского рудника и с. Сосновского, к которым приурочены вольфрамоносные жилы, шеелит вовсе не обнаружен. Очевидно, здесь весь вольфрам концентрируется в остаточных гидротермальных растворах и целиком выносится из магматического расплава.

Отсюда можно сделать заключение, что метод приготовления и изучения дробленых шлихов из гранитов не может служить поисковым методом для определения полей рудных жил, связанных с этими гранитами. В этом отношении розовый аляскитовый гранит Коневского рудника является наиболее показательным, так как в нем шлиховой анализ не обнаружил ни одного полезного минерала, несмотря на то, что именно с ним связаны вольфрамитовые жилы рудника.

Наиболее постоянными второстепенными примесями гранитов исследованного района являются циркон, апатит и титанит, которые встречены в 11 гранитах из исследованных, но опять-таки в шлихах из гранитов Юго-Коневского рудника эти минералы не были обнаружены.

Довольно характерно распределение флюорита в гранитах; он обнаружен главным образом в среднезернистых гранитах и в тех участках гранитных интрузий, к которым приурочены поля развития пегматитовых жил, каковы, например, Островистые и Камышевские граниты, гранит у мельницы близ дер. Пьянково и Ново-Ипатьевский среднезернистый гранит.

Что касается касситерита, то он не был найден ни в одном из шлихов дробленых гранитов, точно так же как он не был обнаружен на территории исследованных массивов и в естественных шлихах партиями Уральского геологического управления.

Следует отметить редкие зерна базовисмутита в жильном кварце в 2.5 км к северу от дер. Белопащинцевой и признаки висмутового блеска, арсенопирита и базовисмутита в мелкозернистом биотитовом граните в каменоломне в 1.5 км к северу от западного конца дер. Петуховой. Эти данные позволяют выделить район Петухово-Белопащинцева для поисковых работ на висмут. Что касается перспектив вольфрамового оруденения в исследованном районе, то на основании осмотра разведочных выработок в 1939 г. и анализа естественных шлихов в районе Коневского массива нами в сентябре 1939 г. было указано Уральскому геологическому управлению на необходимость дополнительных разведочных работ в районе Пьянковских месторождений шеелита и вольфрамитов; поставленные здесь в 1940 г. разведочные работы привели к открытию Карасьевского вольфрамитового месторождения. Сейчас можно отметить еще желательность поисковых работ в окрестностях деревень Шабурово — Пьянково, где в долине Боевки отмечено постоянное присутствие в шлихах шеелита.

Пегматитовые жилы в Шилово-Коневском массиве приурочены главным образом к его северо-западной части, где вокруг Чистого болота В. Л. Федоровым отмечено много тонких (от 2 до 20 см) пегматитовых жил с простираанием преимущественно СВ 5—10° и СВ 30—60°. Жилы, однако, из-за мелкости не дают промышленных скоплений мусковита и полевого шпата. Характерна приуроченность пегматитов к

депрессии Чистого болота и р. Кошкарехи, где жилы располагаются полосой СВ простирания, что позволяет предполагать здесь тектоническую линию, с которой и оказались связаны пегматиты. В восточной части массива пегматиты совершенно отсутствуют. Невольно бросается в глаза параллель с Мурзинско-Шайтанским районом, где пегматиты самоцветной полосы Мурзинка, Алабашка, Южаково-Шайтанка, Адуи приурочены тоже исключительно к западной части гранитной интрузии.

На основании изучения Шилово-Коневской гранитной интрузии и вышеизложенных фактов распределения вольфрамита в месторождениях можно отметить следующие поисковые признаки вольфрамовых месторождений для Среднего Урала:

1) Известные в районе вольфрамитовые месторождения связаны, обычно, с наиболее молодыми фазами гранитной интрузии.

2) Эти месторождения постоянно приурочены к восточному контакту гранитной интрузии, располагаясь в расстоянии 500—600 м от контакта, и тяготеют, таким образом, к висячему боку гранитного массива.

3) Наиболее крупные месторождения вольфрамита залегают в самом гранитном массиве, в боковых же породах, вмещающих граниты, кварцевые жилы имеют признаки менее высокотемпературных, гидротермальных образований и содержат лишь бедные включения вольфрамита.

4) Очень характерен вид кварца вольфрамоносных жил: это серый слоистый плитчатый кварц, в котором по плоскостям слоистости выделяются листочки зеленоватого мусковита.

5) Присутствие флюорита в кварцевой жиле может также служить поисковым признаком на вольфрамит, так как во всех разрабатываемых месторождениях вольфрамоносные жилы сопровождаются флюоритом. В то же время обилие в кварцевой жиле пирита и лимонита служит неблагоприятным признаком для поисков вольфрамита, так как эти минералы являются антагонистами.

Грейзенизация гранитов и появление флюорита в породах являются признаками, по которым следует в этих участках искать вольфрамоносные жилы.

6) Ввиду частой приуроченности вольфрамита к лежащему боку кварцевых жил отсутствие вольфрамита или слабые признаки вольфрамоносности в верхних частях кварцевых жил еще не являются показателем отсутствия здесь вольфрамита.

7) По условиям тектонической структуры Боевско-Коневского района наиболее благоприятными для выделения вольфрамита являются кварцевые жилы с простиранием СЗ 295—310° и СВ 70—90°.

Из других полезных ископаемых, развитых в районе Шилово-Коневской гранитной интрузии, следует указать, прежде всего, на золото, которое добывается в ряде мест как старателями, так и промышленными организациями. Отметим здесь только главнейшие из этих месторождений. Промывка золотых россыпей производится старателями на р. Багаряк, между дер. Петуховой и с. Ларинским, по р. Сосновке, к северу от дер. Походилово, а также в Осиновском логу, севернее болота Кошкарехи. Коренное золото из кварцевых жил добывается в Ларинской шахте, расположенной в 2,7 км к югу от с. Тиминское, в окрестностях дер. Шилово и в старательских дудках по левому берегу р. Синары, в 2,5 км к СЗ от Юшково. В последнем случае работали жилы молочного кварца, мощностью в 20 см, падающие на З 270°  $\angle$  45° и ЮЗ 230°  $\angle$  55°. Жилы содержат пирит и железистую охру и секут серицитовые сланцы, падающие на ЮВ — 110°  $\angle$  40°. В Ларинской шахте зо-

литоносная кварцевая жила имеет мощность 12 см и выработана с 1937 г. на глубину 26 м. По словам старателей золото здесь богатое, но планомерной добыче его мешает вода, подтопляющая шахту.

В трех местах Коневской интрузии гранитов наблюдались месторождения бурых железняков, из которых руда добывалась для Сысертского завода. Одно из месторождений, в 1.5 км к СЗ от дер. Колясникова, располагается среди углистых и слюдястых кварцитов неопределенного палеозоя. Здесь на площади  $100 \times 75$  м шурфами разведан пласт бурого железняка, мощностью в 5 м, хорошего качества. Разведка, по словам крестьянина дер. Колясниковой Дм. Ник. Ваганова, проводилась в 1914 г. перед началом империалистической войны, но разработка так и не была начата.

Второй заброшенный рудник расположен в окружении гранитов в 1.5 км к ЮВ от Колясниковой и представлен тремя глубокими ямами, в отвалах которых в изобилии встречаются куски бурых железняков и охристые массы.

Третий рудник бурых железняков был встречен в 6 км к ЮВ от дер. Шабурово в лесу с пониженным характером рельефа, где в старых ямах кроме бурых железняков были встречены обломки кварцитов и известняков. Кроме того, заброшенные выработки бурых железняков сохранились у южного конца с. Сосновского и к востоку от выселка Газета.

Ввиду плохой обнаженности в районе железорудных месторождений, характер их не подвергался нами детальному изучению, и потому о происхождении железных руд в зоне развития гранитов могут быть высказаны лишь следующие предположения, требующие дальнейшей проверки.

Эти месторождения либо приурочены к древней кровле гранитной интрузии, в основном смытой и сохранившейся только в отдельных более пониженных участках массива, либо они связаны с некоторыми тектоническими линиями в гранитном массиве. В частности следует подчеркнуть, что три железорудных месторождения Шабурова — Колясникова — Газета лежат на одной линии, имеющей простирание СЗ около  $350^\circ$ , т. е. близкой к направлению трещин гранитного массива, по которому наблюдался в других местах вторичный катаклиз гранитов.

#### IV. ТЮБУКСКИЙ МАССИВ

Тюбукский гранитный массив, имеющий длину около 35 км и ширину около 6—7 км, расположен к востоку от Каслинского завода в равнинной местности, изобилующей озерами и болотами. В силу этого обнаженность массива очень плохая и большие площади его не дают коренных обнажений. Особенно плохо обнажена западная часть гранитной интрузии, приходящаяся на район, покрытый колхозными полями и лугами, где при беглых маршрутах не было встречено ни одного коренного обнажения. Несколько лучше обнажен массив по Челябинскому тракту, где от с. Тюбук и Аллаки на севере до с. Куяш — на юге имеется ряд естественных и искусственных обнажений гранитов. По ряду структурных особенностей массива он напоминает большой Коневско-Мурзинский гранитный массив, лежащий к северо-востоку от него, и резко отличается от Сысертского массива, расположенного к западу. Тюбукский массив граничит на востоке с амфиболитами и порфиритами, падающими на восток под углом  $60-75^\circ$ , а южнее — с кислыми



эффузивами нижнекаменноугольного возраста и кварцитами и серицитовыми сланцами угленосной свиты  $C_1^h$ . На западе его окружение составляет сланцевая свита угленосных кварцитов и кремнистых сланцев, к которым в северо-западном контакте массива между селами Тюбук и Аллаки присоединяются дистеновые сланцы с крупными (до 3 см) выделениями дистена, имеющие падение (к северу от Аллаки) на запад  $260-270^\circ$  под углом  $70-75^\circ$ .

Падение углистых кварцитов в районе Тюбук — Аллаки на ЮВ  $105-110^\circ$  под углом  $40-60^\circ$  и постоянная ориентировка падения гнейсовидности гранитов и диоритов на восток позволяют предположить, что Тюбукский массив представляет собою межформационную залежь, внедрившуюся между углистыми кварцитами на западе и амфиболитами — на востоке, наклоненную на восток под углом  $40-60^\circ$  в лежачем боку и  $70-75^\circ$  — в висячем.

Основную массу Тюбукской интрузии составляют мелкозернистые неясно гнейсовидные серые биотитовые граниты, в которых примерно в равных количествах присутствуют микроклин, кислый плагиоклаз и кварц.

Ввиду отсутствия хороших обнажений направление полосчатости этих гранитов можно было установить только в двух местах — около с. Аллаки и севернее дер. Кожакуль, где она идет в меридиональном направлении.

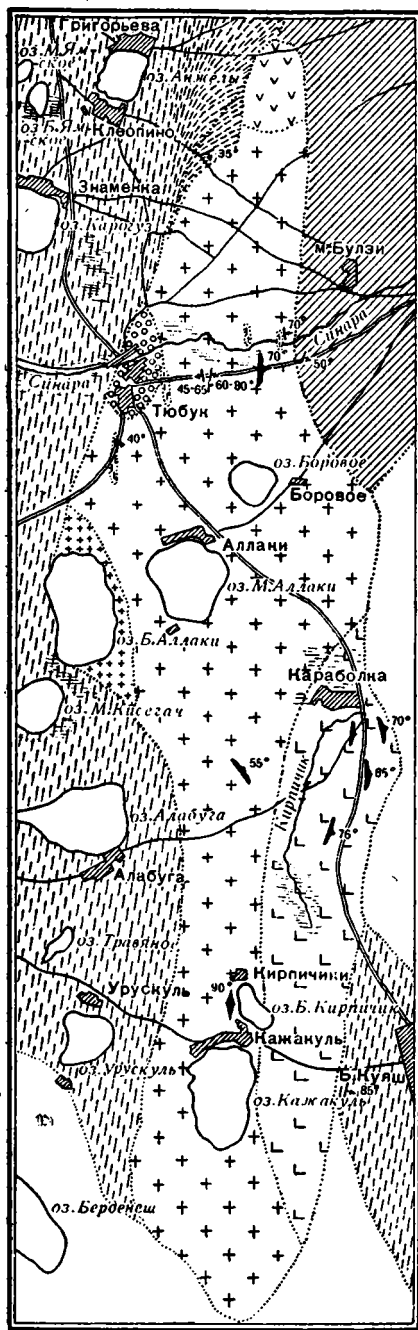
У восточного контакта интрузии в окрестностях с. Караболки выходят в сплошном развитии диоритовые и плагиогранитовые гнейсовидные фации.

В карьерах Челябинского тракта у моста, близ южного края с. Караболки в этих диоритах хорошо видны включения крупных блоков полевошпатовых амфиболитов, рассеченных многочисленными жилами аплитов и мелкозернистых гранитов.

Огнейсованность плагиогранитов и диоритов в краевой зоне Тюбукского массива настолько велика, что временами породы больше напоминают полевошпатовые амфиболиты и кристаллические сланцы с порфиробластической структурой, чем типичные изверженные породы. Полевошпатовые амфиболиты, образующие ксенолиты в плагиогранитах и состоящие сейчас из таблиц бледнозеленого амфибола с двупреломлением 0.028, а также из сосюритового агрегата на месте бывшего плагиоклаза, представляли, возможно, еще более ранние продукты дифференциации магмы. Если это предположение верно, то первые фазы Тюбукской интрузии должны были иметь еще более основной состав — габбро-диоритовый.

Для всех этих разгнейсованных пород очень строго выдерживается падение на СВ  $75-80^\circ$  под углом  $60-70^\circ$ . По этим плоскостям отдельности плагиограниты инъцированы более молодыми жилами аплитов и гранитов нормального состава с ясными эндоконтактными изменениями. Таким образом, здесь отчетливо можно выделить более древнюю фазу внедрения диоритов и плагиогранитов и более молодую фазу гранитной инъекции, очевидно связанной с основной массой мелкозернистых гранитов Тюбукского массива.

К западному контакту Тюбукской интрузии приурочены массивные крупнозернистые граниты с. Тюбука, слегка порфиroidные и очень богатые кварцем ( $40-45\%$ ), а также порфиroidные граниты озера Б. Аллаки, в которых решетчатый микроклин преобладает над кислым плагиоклазом и которые являются носителями касситерита, известного в продуктах разрушения гранита в этом районе. Наблюдаемые в поро-



- |  |  |  |  |
|--|--|--|--|
|  |  |  |  |
|  |  |  |  |

Фиг. 28. Карта Тюбукского гранитного массива, масштаб 1 : 200 000. Сост. Б. М. Куплетский.

1. Амфиболиты и роговообманковые сланцы.
2. Глинистые сланцы.
3. Гранодиориты и диориты.
4. Биотитовые мелкозернистые граниты.
5. Крупнозернистые граниты.
6. Порфириновые граниты.
7. Сиенитовые разности.
8. Падение слоистости гранитов.

де пегматитовые вроски кварца в микроклините позволяют сблизить образование порфириовидных гранитов Б. Аллак с пегматитовой фазой гранитной интрузии и рассматривать их как наиболее молодые образования. Это дает право провести аналогию между ними и порфириовидными гранитами с. Сосновского в Коневско-Шиловском гранитном массиве. Древняя плагиогранитовая фаза интрузии Тюбукского массива, развитая в районе Караболка — Кожакуль, по словам И. В. Ленных, близко напоминает самую раннюю фазу интрузий в Кочкарском гранитном массиве.

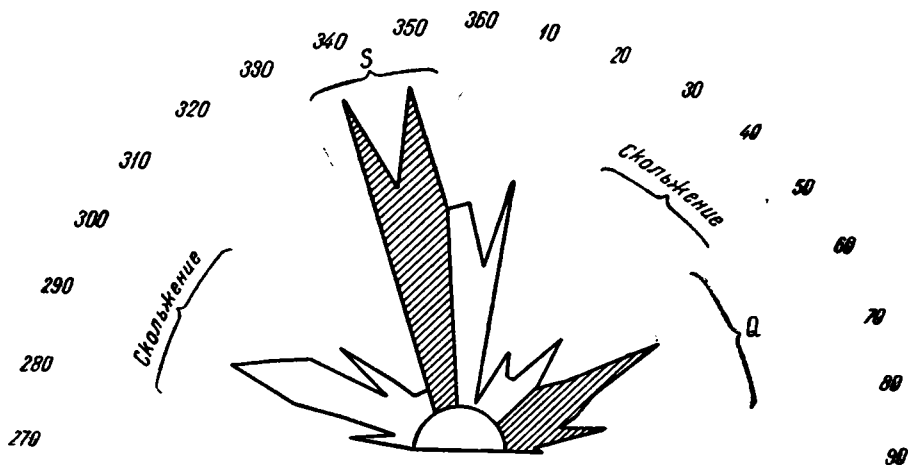
В северной оконечности Тюбукского массива (фиг. 28) у с. Клеопина характерно развитие сиенитовых фаций, генезис которых, по видимому, связан с ассимиляцией гранитной магмой боковых пород (известняки оз. Анжелы). Сиениты были встречены здесь в обильных россыпях на полях и представлены биотитовыми разностями с постоянной примесью к основным минералам — микропертиту, зональному плагиоклазу и биотиту — столбиков апатита и зерен эпидота и руды.

Для внутренней тектоники Тюбукского массива характерна, как уже отмечалось выше, сильная рассланцовка древней плагиогранитовой фазы интрузии в направлении СЗ 345° с падением на СВ 75—80° / 70—75°.

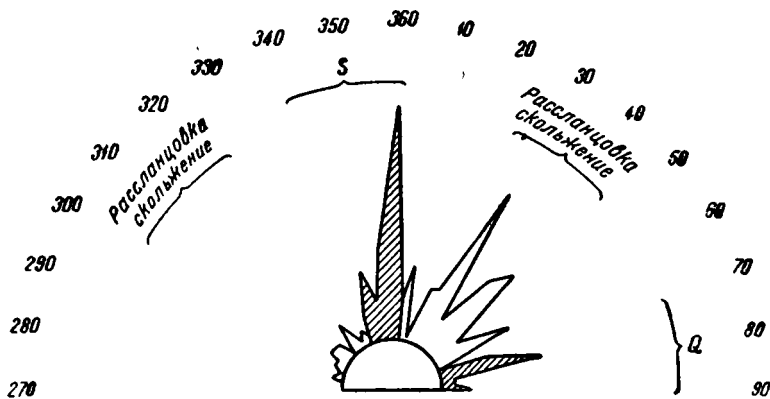
На диаграмме трещин отдельных плагиогранитов, снятой в карьерах у Караболки (фиг. 29), этому направлению отвечает максимум розы трещин, направленный на СЗ 340—350°. Это направление мы принимаем за трещины S Клоаса или продольные трещины Болка, так как трещины Q или трещины разрыва отчетливо выделяются максимумом в направлении СВ 60°. Мооровские трещины скальвания, с постоянными явлениями скольжения, дают резкий максимум на СЗ 285—300° и более слабый на СВ 40°.

Направление аплитовых и гранитных жил, инъцирующих более

древние плагиограниты в карьерах у Караболки, хорошо совпадает с падением расщеповки плагиогранитов, так как падение этих жил идет преимущественно на СВ 60—75° под углом 60—75°; реже встречаются более пологие углы падения 50—55°. Аплитовые жилки других направлений встречаются редко и имеют обычно очень небольшую мощность.



Фиг. 29. Сводная диаграмма трещин отдельности в диоритах Караболки (по 369 замерам)



Фиг. 30. Сводная диаграмма трещин отдельности Тюбукской каменоломни (по 176 замерам)

В каменоломнях крупнозернистого гранита у с. Тюбук недостаточное количество замеров дает менее отчетливую розу трещин. Здесь тем не менее можно выделить направление  $Q$  трещин — СВ 75°,  $S$  трещин — СЗ 345—360° и хорошо выявленные трещины скальвания СВ 25—45°. На этих трещинах отчетливо наблюдаются борозды скольжения, падающие на СВ 30—40°  $\angle$  10—15° (фиг. 30).

В других точках Тюбукской интрузии отсутствие хороших обнажений не позволило сделать сколько-нибудь надежные наблюдения над интрузивной тектоникой массива.

## 1. Петрографический очерк

**Ранние плагиограниты.** Плагиограниты, слагающие юго-восточную часть Тюбукской интрузии, макроскопически представляют крупнозернистые темные породы, в которых темнозеленые пятна биотита чередуются с белыми таблицами полевых шпатов. В процессе динамометаморфизма породы приобретают слегка гнейсовидный облик. В карьерах у моста, южнее Караболки, плагиограниты — зеленовато-серого цвета — напоминают по внешнему виду полевошпатовые амфиболиты, так как сильно рассланцованы. В них простым глазом различаются белые таблички полевых шпатов и зеленовато-бурые пятна разложенного биотита.

Все породы этого типа состоят из крупных таблиц преобладающего в породе плагиоклаза и зерен кварца с резко волнистым погасанием. Листочки биотита то образуют кучные скопления в породе, то кристаллизуются вместе с мелочью кварцевых зерен позднее плагиоклаза. Плагиоклаз первоначально должен был иметь состав довольно основной, типа олигоклаз-андезин. Сейчас же он в процессе перекристаллизации пород превращен в альбито-эпидотовый агрегат с сильным развитием на теле полевого шпата чешуек и листочков серицита. В некоторых образцах отдельными пятнами на плагиоклазе выделяются зерна кальцита. Калиевый полевой шпат в большинстве образцов совершенно отсутствует, и лишь в единичных случаях наблюдаются таблички решетчатого микроклина. Перекристаллизация пород вызывает появление в плагиограните кучного расположения как зерен кварца, так и листочков биотита, который при этом переходит в изотропный зеленый хлорит. Хлоритизация биотита сопровождается появлением обильных железистых окислов.

В разнейсованных плагиогранитах у моста Караболки минералогический состав пород остается тем же, но структура приобретает характер крупнополосчатого сложения с чередованием полос из крупных таблиц измененных плагиоклазов и мелких раздробленных зерен кварца с волнистым погасанием. При дальнейшем развитии рассланцевания пород вместо крупных таблиц плагиоклаза появляется серицито-эпидото-альбитовый агрегат мелких зерен, а пластинки биотита среди мозаично-раздробленного кварца обтекают зерна последнего, придавая структуре пород порфиробластический характер. Наконец, при наиболее резко выраженной перекристаллизации плагиогранитов, последние приобретают под микроскопом вид кристаллического сланца, где в кварцевой мелочи располагаются продолговатые таблицы плагиоклаза, нацело замещенного серицито-эпидото-альбитовым агрегатом. Из второстепенных минералов в плагиогранитах наблюдались лишь редкие зерна магнетита и иголки апатита.

Ориентировочный подсчет с сеткой количественно-минералогического состава плагиогранитов дал следующие результаты (табл. 16).

Т а б л и ц а 16

**Количественно-минералогический состав плагиогранитов**  
(в объемных %)

М и н е р а л ы	№ о б р а з ц о в		
	Т. 26 (1 шлиф)	Т. 31 (1 шлиф)	91 (2 шлифа)
Кварц . . . . .	27.2	33.3	24.2
Микроклин . . . . .	—	17.4	0.4
Плагиоклаз . . . . .	68.6	44.2	53.3
Биотит + эпидот . . . . .	4.1	5.1	22.1
Магнетит . . . . .	0.1	—	—

Аналогичные крупнозернистые серо-зеленые перекристаллизованные плагиограниты первой фазы интрузии развиты в районе оз. Кажаккуль, где в них ясно преобладает зональный плагиоклаз и перекристаллизация выражается в кучных выделениях зерен кварца и листочков биотита.

К этому же типу относятся резко полосчатые, сильно разгнеивованные серые гранодиориты, встреченные в развалах среди колхозных полей в 5 км к юго-западу от Караболки, с чередованием темных биотитовых и светлых кварцево-полевошпатовых полос. Породы здесь, как и в других исследованных точках, несут ясные признаки перекристаллизации, но содержат больше микроклина, который местами содержит пегматитовые вроски кварца.

Как жильную фацию этих плагиогранитов следует рассматривать мелкозернистые серые аплитовидные породы, почти не содержащие цветных минералов и обнаруживающие местами ясную флюидальную структуру течения, а иногда и темные включения, расположенные параллельно контактам жил. К зальбандам в них нередко наблюдается уменьшение крупности зерна, придающее аплитам плотное сложение. Эти жилы наблюдались в ломках плагиогранитов, расположенных к востоку от Челябинского тракта и к югу от Караболки, где они частью секут плагиограниты, частью идут параллельно основной расщепленности плагиогранитов, падающих на СВ  $80^\circ \angle 70^\circ$ . Мощность их колеблется от 10—15 см до 30—40 см. По вертикали в стенке карьера они прослежены на 5—8 м.

Микроскопическое изучение этих плагиоаплитов показало, что полевой шпат их состоит исключительно из серицитизированного кислого плагиоклаза, который по погасанию в симметричной зоне  $15-16^\circ$  и показателю преломления меньшего чем у кварца и бальзама должен считаться альбитом. Кварц с волнистым погасанием удлиненных зерен обособляется в отдельные полосы, чередующиеся с вытянутыми в одном направлении табличками альбита. Мелкие листочки мусковита частично замещают длинные узкие таблички биотита, местами хлоритизированного, чаще же образуют волокнисто-чешуйчатые агрегаты, вытянутые параллельно общей полосчатости породы.

Все минералы несут заметные признаки катаклаза, что указывает на образование пород под давлением.

Количественно-минералогический состав плагиоаплитов виден из следующего подсчета образца Т. 32 (в объемных процентах; подсчет с сеткой).

Кварц . . . . .	29.4
Альбит . . . . .	63.5
Мусковит . . . . .	5.4
Биотит с примесью магнетита . . . . .	1.7

Близость состава плагиоаплита к плагиограниту Т. 26 (табл. 16) не оставляет сомнения в их генетической связи. Основное различие этих двух пород заключается в замещении биотита мусковитом и несколько более кислом характере плагиоаплита.

Мелкозернистые биотитовые граниты «коневского» типа. Основную массу Тюбукской интрузии составляют светло-желтые, слегка полосчатые мелкозернистые биотитовые граниты, вполне аналогичные по составу и структуре с главной массой гранитов смежной Коневско-Шиловской интрузии, почему они и выделяются нами в «коневский» тип гранита.

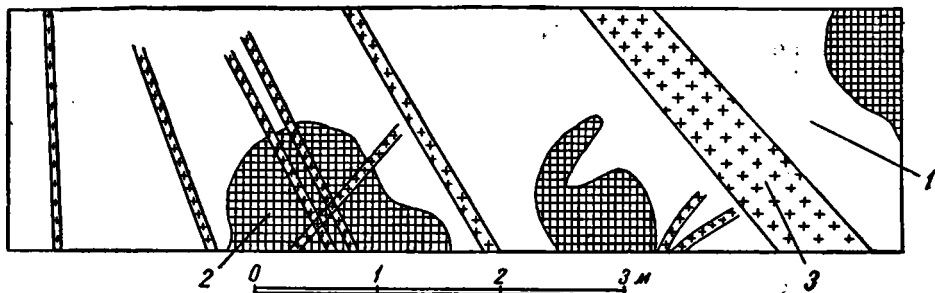
Изученные образцы этого типа собраны, в основном, в окрестностях озер Б. и М. Аллаки. В этих гранитах с гипидиоморфной структурой мы встречаем примерно одинаковое развитие мелких зерен кварца, решетчатого микроклина и кислого плагиоклаза ряда альбит-олигоклаза. Из цветных минералов присутствуют сравнительно немногочисленные листочки биотита, иногда в сопровождении зерен магнетита, иглолечек апатита и более редких зерен титанита.

Нет надобности более подробно характеризовать эти граниты, так

как пришлось бы повторять почти дословно то, что было сказано в других разделах этой работы о гранитах «коневского» типа.

В зоне развития этих гранитов к юго-западу от Караболки были встречены и двуслюдяные разновидности, в которых микроклин заметно преобладает над альбит-олигоклазом, и аплитовидные мусковитовые вариации с более крупными выделениями решетчатого микроклина. Все эти разновидности являются, по видимому, видоизменением основного «коневского» типа.

Жильными породами среди «коневских» гранитов являются плотные желтовато-серые гранит-порфиры с вкрапленниками табличек ми-



Фиг. 31. Одна из стенок карьера у моста близ с. Караболки  
1. Плагииграниты и гранодиориты. 2. Ксенолиты амфиболитов. 3. Аплиты и граниты

кроклина и листочков слюды, встреченные у восточной окраины с. Аллаки и в 1.5 км восточнее оз. Репенды. Условия залегания этих пород остались невыясненными, так как они были взяты из развалов отдельных глыб. В первом образце вкрапленники микропертита и таблички мусковита выделяются на фоне мелкокристаллической смеси кварца, микропертита и листочков биотита и мусковита. Во втором образце более крупные выделения кварца, альбит-олигоклаза и мусковита располагаются в тонкокристаллической основной массе тех же минералов. Вопрос о связи этих гранит-порфиров с интрузией мелкозернистых гранитов или с более поздним внедрением порфировидных гранитов остался невыясненным из-за плохой обнаженности района.

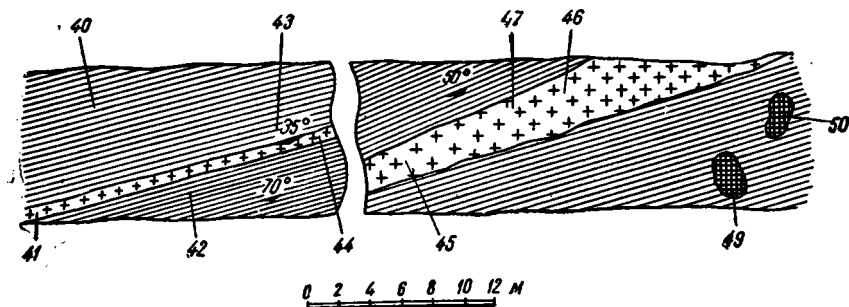
С этой второй фазой интрузии «коневских» гранитов связаны отчетливо наблюдающиеся в выработках камня у моста южнее Караболки многочисленные внедрения мелкозернистых и аплитовидных гранитов в плагииграниты и гранодиориты более ранней интрузии. Представление о характере развития здесь аплитовых и гранитовых жил дают зарисовки на фиг. 31 и 32. Судя по описанию Е. А. Кузнецова (1941, стр. 88), аналогичные соотношения установлены Л. М. Афанасьевым для западной части Верх-Исетского гранитного массива.

Типичные граниты из жил в окрестностях Караболки представляют собою мелкозернистые и плотные белые или слегка розоватые породы, в которых различаются серые зерна кварца, розовые таблички микроклина и серицитизированные желтоватые участки плагиоклазов.

Под микроскопом эти жильные граниты представляют собою аллотриоморфную среднезернистую смесь зерен волнисто-угасающего кварца, сильно серицитизированного альбита (погасание в симметричной зоне 15—16°) и калиевого полевого шпата то в виде решетчатого микроклина, то в виде микропертита без двойниковой решетки. Все три минерала входят примерно поровну в состав жильных гранитов. Плагиоклаз нередко образует в породе обособленные зерна идиоморфного вида.

Цветных минералов в этих породах очень мало. Встречаются листочки биотита в сопровождении эпидота, биотит местами нацело хлоритизирован. Кроме того, в этих породах обычны мелкие пластинки и чешуйки серицита.

В контакте с гранодиоритом и плагиигранитом жильные граниты приобретают порфиroidный облик. В них крупные таблицы серицитизированного плагиоклаза окружены мелочью из зерен кварца, микропертита и рассеянных пятен обрывочков биотита. Плагиоклаз производит впечатление реликтового, выхваченного из боковых пород. Внешний облик контактовой породы также гибридный — на светлосером мелкозернистом фоне кварцево-микроклинового состава выделяются пятна биотитовых листочков, напоминающие продукты перекристаллизации включений.



Фиг. 32. Аплитовые жилы в плагиигранитах к югу от с. Караболки  
План обнажений между карьером и дорогой к югу от Караболки  
40. 42. 43. Плагииграниты. 41. 44. 45. Жильные граниты. 49. 50. Ксенолиты

Крупнозернистые граниты района с. Тюбук — оз. Аллаки. Порфиroidные граниты района, по аналогии с изученными породами Коневско-Шиловской гранитной интрузии в окрестностях с. Сосновского, принимаются нами за самую молодую фазу Тюбукской интрузии.

Вокруг озера Б. Аллаки порфиroidные граниты представляют серовато-желтые породы с крупными вкрапленниками таблиц розовато-желтого микроклина, кристаллы которого достигают 1—2.5 см длины при ширине в 0.6—0.8 см.

Основную массу породы составляет среднезернистая аллотриоморфная смесь округлых зерен кварца и табличек решетчатого микроклина и альбит-олигоклаза наряду с редкими призмочками биотита. Кварцевые зерна местами образуют в породе полосы, создавая впечатление о позднейшем проникновении части кварца в породу. Микроклин заметно преобладает над плагиоклазом. Вкрапленники в граните образованы широкими таблицами решетчатого микроклина, в котором нередко наблюдаются (особенно по краям) пегматитовые вставки кварца и включения редких табличек биотита.

Все минералы породы носят следы механического воздействия, которое сказалось в трещиноватости и сдвигах по трещинкам в более крупных таблицах полевых шпатов. Местами эти трещинки залечены кварцево-микроклиновой смесью мелких зерен. Все это позволяет предполагать, что механические деформации происходили в породе в процессе кристаллизации еще до окончательного ее формирования.

В крупнозернистом лейкократовом граните, который вскрыт каменноломней на восточной окраине сел. Тюбук, порфиroidность выражена гораздо слабее и наблюдается лишь местами.

Более крупные выделения в этом граните принадлежат округлым зернам кварца, в который по трещинкам проникают калиевые растворы, отлагая там микроклин. Некоторые выделения кварца имеют неровные, изъеденные края. Такой же вид крупных, более ранних выделений имеют идиоморфные таблицы кислого плагиоклаза, в котором установлено, что  $N_g$  плагиоклаза меньше  $N_p$  кварца и  $N_g$  плагиоклаза меньше  $N_c$  альбита. Эти данные позволяют определить плагиоклаз как альбит или альбит-олигоклаз. Остальную массу гранита слагают мелкие аллотриоморфные зерна альбита, решетчатого микроклина и кварца, причем микроклин

с кварцем образуют последние фазы выделения в граните. Редкие пластинки бурого биотита располагаются по преимуществу в стыке между отдельными минералами и реже образуют включения в полевых шпатах.

На возможность залегания крупнозернистого гранита в мелкозернистом граните «коневского» типа в виде пластовой интрузии указывается встреченный у восточного края каменоломни ксенолит сланца, имеющий ширину в 14 м при толщине всего в 15 см, полого падающий на СВ 45° под углом 25°.

Количественно-минералогический состав порфировидных гранитов не подсчитывался; при большой крупности зерна и некоторой неоднородности пород, полученные цифры не дали бы верного отражения их состава.

Сиениты северной оконечности Тюбукского массива макроскопически представляют темные породы мелкозернистого строения, в которых хорошо выделяются желтые таблички полевых шпатов и черные листочки биотита. В некоторых образцах сиенитов хорошо различимы реликты темных включений боковых пород, в других микроклин образует типичные порфиробласты.

Под микроскопом породы этой группы слегка порфировидны с аллотриоморфной структурой основной массы, в преобладающем количестве состоящие из неправильных таблиц микропертита с неровными краями; в ядре калиевого полевого шпата иногда наблюдаются реликты неясно зонального плагиоклаза состава андезина, количество которого довольно непостоянно и меняется от 5—6% до 30%.

Бурые пластинки биотита с резким плеохроизмом от темнубурого по  $N_g$  до бледножелтого по  $N_p$  составляют около 10% всего состава породы и частью образуют включения в полевых шпатах, частью выделяются на границе полевых шпатов, давая местами симплектитовые прорастания с теми ничтожными количествами кварца, которые присутствуют в породах. Местами к биотиту присоединяются реликты зеленого амфибола, ясно замещаемого биотитом.

С биотитом всегда ассоциируются зерна магнетита, иголки и столбики апатита и редкие зерна титанита и эпидота. Последний минерал в половине исследованных образцов вовсе отсутствует.

Для более точной характеристики пород приводим количественно-минералогический состав двух образцов сиенита (табл. 17).

Т а б л и ц а 17  
Количественно-минералогический состав  
сиенитов  
(в объемных %)

Минералы	№ образцов	
	Т. 19	Т. 20
Кварц . . . . .	0.5	0.4
Полевой шпат . . . . .	83.3	88.8
Биотит . . . . .	13.3	9.4
Амфибол . . . . .	0.7	0.2
Магнетит . . . . .	1.6	0.8
Апатит . . . . .	0.6	0.4
Титанит . . . . .	0.01	—

Приуроченность сиенитов к северной оконечности массива, наличие в них макроскопически заметных включений пород кровли, постоянное, хотя и незначительное, присутствие апатита, титанита и эпидота, общий облик пород, близко напоминающих некоторые диориты и гибридизированные граниты Шилово-Коневского массива — все это заставляет рассматривать данные породы как эндоконтактную фацию Тюбукской гранитной интрузии.



Неоднородность состава этой фации подчеркивается также находкой в зоне развития сиенитов своеобразных скоплений длинных призматических кристаллов микропертита синевато-серого цвета, напоминающих аноктоклазы норвежских сиенитов окрестностей Осло или сиенитов р. Чу в Казахстане. Отдельные кристаллики аноктоклаза достигают 2 см длины и всегда представлены двойниками. Промежутки между таблицами микропертита почти всегда выполнены смесью мелких зерен кварцево-альбитового состава с примесью мелких табличек микропертита и единичных обрывочков разложенного биотита и железистых окислов. Пористый характер этих скоплений, найденных на пашне в виде изолированных округленных глыб, заставляет рассматривать их как выполнение миаролитовых пустот в сиенитах.

Генетическая связь этих образований с сиенитами подтверждается также тем, что крупные выделения микропертита в сиенитах имеют тот же облик желтовато-серых аноктоклазов.

## 2. Полезные ископаемые

Из числа полезных ископаемых, приуроченных к гранитам Тюбукской интрузии, можно отметить только находки касситерита в песках южного побережья оз. Б. Аллаки, которые, однако, при детальном исследовании оказались непромышленными. Характерно во всяком случае, что касситеритсодержащие пески приурочены к области развития порфиридных гранитов оз. Б. Аллаки и не выходят за их пределы. Это заставляет связывать оруденение касситерита с наиболее молодой фазой Тюбукской интрузии — с порфиридными гранитами оз. Б. Аллаки.

Аналогичное явление, как мы видели, имеет место и на территории Шилово-Коневской интрузии, где к молодым фазам гранитной интрузии приурочено шеелитово-вольфрамитовое оруденение.

Из других полезных ископаемых заслуживают быть отмеченными находки кианитовых сланцев в западном контакте Тюбукской интрузии, в которых кристаллы кианита достигают 3 см длины. Здесь следует поставить поисковые работы на кианит, который может найти применение для изготовления высоких огнеупоров.

## V. БАЖЕНОВСКИЙ ГРАНИТНЫЙ МАССИВ

*(составлено по материалам И. Е. Сморгоча)*

Вмещающими породами Баженовского гранитового массива являются на западе слюдяные кварциты неопределенного возраста, на востоке — девонские порфириды и амфиболиты. Кварциты и кварцитовые сланцы довольно круто падают на восток и северо-восток, т. е. под гранитный массив, при общем простирании на СЗ 310—320°. В некоторых участках, контактирующих с гранитами, в кварцитах развиваются дистен и тремолит. По плоскостям сланцеватости в кварцитах часто наблюдается довольно большое количество листочков белой слюды. Среди кварцитов отдельными участками выходят подчиненные им мраморизованные белые и светлосерые известняки, с преобладающим северо-восточным простиранием (СВ 20—60°) и падением на юго-восток под углом 30—55°. Такие выходы известняков известны в районе сел. Колюткино и М. Бруснянское, а также по берегам р. Логиновки и р. Б. Бруснянки.

По общему типу и условиям залегания эта осадочная свита, развиваясь к западу от гранитного массива, вполне аналогична кварцитам и

кремнистым сланцам, развитым к западу от Колюткинского и Шилово-Коневского массивов, описанных выше.

За отсутствием палеонтологической характеристики возраст этой свиты остается неопределенным; она относится одними к нижнему палеозою, другими — к свите  $C^h$ . Мы относим ее условно к нижнему ближе неопределенному палеозою.

На восток от гранитного массива развиты порфириды и амфиболиты верхнедевонского возраста, представленные, главным образом, плотными темносерыми и тонкозернистыми породами, в которых изредка наблюдаются мелкие вкрапленники темноцветных минералов. Обычно эти эффузивы рассланцованы в направлении СЗ  $355^\circ$ , с падением на восток под углом  $60-65^\circ$ .

Большую степень метаморфизма представляют эффузивы, превращенные в амфиболиты, которые встречены узкой полосой по левому берегу Исети от с. Черноусовского до дер. Камышевой и которые составляют кровлю как северной оконечности Шилово-Сосновского массива, так и южной части Баженовских гранитов. В контакте с последними амфиболиты падают на ЮВ под углом  $60-80^\circ$ , имея простирание СВ  $40-70^\circ$ . Амфиболиты, образующие небольшие площади в районе деревень Большой, Бураковой, Белоярской, по мнению И. Е. Сморгоча, представляют собою измененные интрузивные породы диоритового или габбрового типа. Они обычно тонко рассланцованы в направлении СВ  $30-35^\circ$ , с крутым падением на ЮВ под углом  $70-85^\circ$ .

Среди интрузивных пород района наиболее ранними являются интрузии ультраосновных пород, которые образуют среди гранитов несколько самостоятельных тел. Так, крупный массив основных и ультраосновных пород вытягивается полосой в  $1-3$  км шириной от деревень Гагарская и Боярка на север до Изумрудных копей и далее до г. Асбеста. Поскольку этот массив детально освещен в работах П. М. Татарина и других уральских геологов, на его характеристике можно здесь не останавливаться. Отметим только значительную измененность первичных пород в серпентиниты, тальковые и хлоритовые породы, амфиболиты и постоянное рассланцевание пород в северо-восточном направлении с довольно крутым падением на юго-восток.

Вторым крупным массивом ультраосновных пород является Ключевский змеевиковый массив, вытянутый в направлении СЗ —  $340^\circ$  и заключенный в кварцитах неопределенного палеозоя. В сложении массива принимают участие дуниты, перидотиты и пироксениты, которые обычно сильно изменены и превращены в змеевики.

С Ключевским ультраосновным массивом связаны месторождения хромита, разрабатывающиеся уже в течение нескольких лет. В южной части массив перебит большим сдвигом широтного ( $СЗ 290^\circ$ ) простирания, который по данным К. Н. Вендлянда дает горизонтальное смещение в  $750-1000$  м.

Габброидные породы известны как в форме жил габбро, секущих змеевики Ключевского массива, так и в виде габбровых тел, прорывающих верхнедевонские эффузивы на р. Пышме, в  $2$  км выше дер. Ряповой и включающих местами ксенолиты эффузивных пород.

Диориты, протягивающиеся узкой, в  $2-3$  км, полосой северо-северо-восточного направления по берегам Пышмы, от дер. Крутихи до устья Черемшанки, имеют зеленый цвет, среднезернисты и часто бывают рассланцованы, давая переходы к амфиболитам. Другие мелкие ( $2.5 \times 5$  км) тела диоритов прорывают эффузивы верхнего девона во-

сточнее с. Бруснянского и в 0.5 км западнее с. Кочневского и дают жилы в эффузивной толще.

Диориты обладают гипидиоморфной структурой и сложены, преимущественно, таблицами сосюритизированного андезина № 35—40 и призмами хлоритизированной роговой обманки; иногда к этим минералам присоединяются небольшие зерна кварца мозаичной структуры и второстепенные апатит, сфен, гематит. Так как в этих диоритах наблюдаются местами секущие их жилы гранитов, то следует считать, что диориты являются более древней фазой интрузии, чем граниты, т. е. соотношения здесь такие же, какие известны нам в Кочкарском и Тюбукском гранитных массивах восточного склона.

Среди эффузивов верхнего девона в районе дер. Хромцово к ЮВ от Баженовского массива на небольшой площади были встречены тонкослоистые глинистые сланцы с падением на СВ 25° под углом 80°. По внешнему облику и условиям залегания эти сланцы близко напоминают породы свиты  $S_4^H$ , описанные Б. Куплетским в районе сел Сосновское — Маминское — Шилово.

Вследствие сравнительно скудной обнаженности района форма залегания гранитной интрузии среди вмещающих пород может быть намечена только предположительно. И. Е. Сморгчов рассматривает Баженовские граниты, как межформационную залежь с довольно крутым падением на восток.

Граниты, наиболее молодые по возрасту в вулканическом цикле Баженовского района, метаморфизуют все соприкасающиеся с ними более древние породы. Ультраосновные породы на контакте с гранитами превращены в змеевики, тальково-карбонатные, хлоритовые и актинолитовые породы. На контакте с известняками наблюдается мраморизация последних, а сами граниты из биотитовых становятся рогово-обманковыми. В редких случаях на плоскостях сланцеватости известняков наблюдаются кристаллы лучистого тремолита и чешуйки слюды. Эффузивные порфириды в контакте с гранитами превращаются в амфиболиты, реже — в зеленые сланцы; местами в порфиритах наблюдается обогащение биотитом. Появление дистена в кварцитах и кварцитовых сланцах также, повидимому, связано с контактным воздействием гранитов.

На основании контактовых взаимоотношений нижний возрастной предел гранитной интрузии устанавливается как посленижекаменноугольный, и по аналогии с возрастом других гранитных интрузий Урала внедрение гранитов следует связывать с варисийским орогенезом. Так же как и в других гранитных массивах Урала, среди гранитов Баженовского массива доминируют биотитовые разновидности, в которых кислый плагиоклаз преобладает над калиевым полевым шпатом и наблюдается широкое развитие мирмекита.

Как отмечалось уже выше, узкая (в 1—3 км) полоса основных и ультраосновных пород, прослеживающаяся в северо-восточном направлении до Изумрудных копей, разделяет граниты в северной половине Баженовского массива на две части.

Граниты восточной части района нередко заметно огнейсованы, и здесь широким развитием пользуются плагиограниты. Эта особенность строения Баженовского массива напоминает аналогичные структуры в Челябинском и отчасти Тюбукском массивах.

Граниты западной части района, как правило, имеют массивное сложение, и в них микроклин преобладает над плагиоклазом.

В южном окончании гранитной интрузии массив не разделяется перемычками кровли и представляет единое тело.

Среди отдельных типов баженовских гранитов можно выделить следующие разновидности:

А. Серые и светлые среднезернистые и мелкозернистые биотитовые граниты с небольшим содержанием биотита и серым дымчатым кварцем (рябовские и некрасовские граниты).

По соотношению К-полевого шпата и плагиоклаза в этих гранитах можно выделить три группы: а) Нормальные граниты с содержанием плагиоклаза не более 20%. Типичный гранит имеет состав (в %): кварц — 28,2, микроклин — 45,6, альбит — 19,2, биотит — 6,4, второстепенные — 0,5. б) Плагиограниты, в которых содержание плагиоклаза более 50%. Состав типичного образца (в %): кварц — 23,8, микроклин — 1,5, альбит — № 10—12—69,2, биотит — 5,1, второстепенные — 0,4. в) Переходные граниты между предыдущими типами.

Среди этих разновидностей, связанных друг с другом постепенными переходами, плагиограниты наиболее часто встречаются в восточной части изученного района.

Структура пород типично микроструктурная, нередко катакластическая с обычным порядком выделений минералов: апатит, циркон, биотит, плагиоклаз, микроклин и кварц. Размер зерен колеблется от 0,5 до 1,5 мм для полевых шпатов и кварца и от 0,2 до 0,7 мм — для биотита.

Биотит довольно часто почти нацело замещается хлоритом или превращен в мусковит.

Плагиоклаз обычно серицитизирован, К-полевой шпат почти всегда имеет характерную микроклиновую решетку. Второстепенные минералы представлены апатитом, магнетитом и реже цирконом. Вторичные — эпидотом и кальцитом, развивающимися по полевым шпатам.

Б. Местные вариации в биотитовых гранитах образуют светлые мелко- и среднезернистые двулюдианные граниты, встреченные в старых каменноломнях в 5 км на запад от разъезда Режик железнодорожной ветки ст. Баженово — ст. Асбест (Б. Камень).

В этих породах микроклин и альбит развиты примерно в одинаковых количествах. Характерно для них присутствие крупных пластинок мусковита и биотита до 1 мм в поперечнике и мелких изометрических зерен граната.

В. Темные гибридные биотитовые граниты с ксенолитами вмещающих пород вскрыты карьером около дер. Курманки, где хорошо наблюдается ориентированность гранитов в направлении СЗ 340—350°; в этом же направлении ориентируются и многочисленные ксенолиты карьера. Несмотря на небольшую (8 м) глубину карьера, ясно наблюдается заметное уменьшение числа ксенолитов с глубиной. От типичных биотитовых гранитов, описанных выше, курмановские граниты отличаются аллотриоморфной структурой и почти полным отсутствием микроклина. Характерны, как и для аналогичных гранитов Шилово-Коневского массива, диоритовый характер этого гибридного гранита и относительное богатство его второстепенными минералами: апатитом, сфеном, эпидотом, магнетитом и реликтовой роговой обманкой.

Темные включения в курмановском граните представлены роговообманково-биотитовыми плагиогранитами такими же, какие были подробно описаны для Шилово-Коневского массива.

Вторая группа ксенолитов в курманских гранитах представлена крупными светлыми подушкообразными обломками, состоящими из мелкозернистой плагиоклазово-кварцевой смеси, в которой преобладают зерна кварца, а количество альбит-олигоклаза очень невелико, заметно увеличиваясь только в более мелких обломках. Из второстепенных минералов в этих ксенолитах встречаются мелкие чешуйки биотита, зерна обыкновенной роговой обманки, единичные зерна апатита, сфена и эпидота. Эти ксенолиты, по видимому, представляют обломки кварцитов, захваченных гранитами при внедрении.

В нижних горизонтах Курмановского карьера были встречены, кроме того, глыбы гранитов, размером 1×4 м, с большим содержанием темных

мелких (10—15 см) ксенолитов. Эти граниты с ксенолитами образуют резкоочерченные ксенолиты в таких же гранитах, но без ксенолитов. Можно предполагать, что здесь мы имеем дело с глыбами краевых частей гранита, переполненных ксенолитами, которые были разломаны и захвачены последующими порциями гранитной магмы.

1. В карьерах на левом берегу р. Брусянки между с. Б. Брусянское и дер. Чернобровкино, а также на небольшой площади на правом берегу р. Пышмы в районе Вороньего Брода, среднезернистые биотитовые граниты, в которых плагиоклаз настолько преобладает над микроклином, что их можно называть плагиогранитами, сильно разгнейсованы в направлении СВ 12—25° и содержат нередко темносерые мелкозернистые ксенолиты вмещающих пород, почти всегда ориентированные в направлении СВ 15—45°.

Д. В восточной части Б. Брусянского массива, как и в более северных частях Баженовского массива, биотитовые среднезернистые граниты сменяются аплитовидными разностями, которые в приконтактных частях массива также заметно рассланцованы.

Такой же аплитовидный характер носят средне- и мелкозернистые биотитовые граниты изолированного гранитного тела, вытянутого в северо-восточном направлении в районе селений Некрасово и Измоденово. Характерно для этих гранитов небольшое содержание темноцветных минералов и серая (нередко дымчатая) окраска кварца. Нередко эти граниты содержат более крупные (2—3 мм) относительно идиоморфные зерна кварца, т. е. порода приобретает внешний облик, близкий к гранит-порфиру, а иногда напоминает типичные кварцевые порфиры.

Роговообманковые граниты были встречены только в одном месте, на левом берегу Пышмы, в 3 км выше д. Боярской, где они представляют эндоконтактную фацию среднезернистых биотитовых гранитов на контакте последних с известняками. В этих гранитах плагиоклаз резко преобладает над микроклином и по основности отвечает олигоклазу № 25—30. Из второстепенных минералов характерно появление эпидота и сфена.

Другой тип сильно разгнейсованных роговообманково-биотитовых гранитов был встречен на протяжении 4—5 км вниз по течению от Вороньего Брода на Пышме, севернее детально изученного района. Здесь роговообманковые граниты дают постепенные переходы к диоритовым породам, которые по мере продолжения на восток к дер. Ряпосова сменяются габброидными. Эти серые, среднезернистые граниты секутся кварцевой жилой в 1 м мощности с простиранием СВ 10°, которая в свою очередь сечется пегматитовой жилой, мощностью в 3 см, с простиранием СВ 50°.

Такие соотношения показывают, что роговообманковые граниты на Пышме относятся к более ранней интрузии, одновременной с вышеотмеченными диоритами, и находятся в генетической связи с габброидными породами.

### Тектоника гранитов

Измерение 675 трещин отдельности в карьере дер. Курманки позволило И. Е. Смирчкову выделить здесь продольные трещины в направлении СЗ 335—345°, поперечные трещины Q в направлении СВ 75—85°, а по линиям СВ 50—55° и СЗ 300—320° — диагональные трещины скалывания с бороздами скольжения, падающими на ЮВ и ЮЗ под углом 15—30°.

Взаимное пересечение и смещение жил показало, что наиболее ранними являются аплитовые жилы направления СВ 15—25°. Они секутся

более поздними кварцево-эпидотовыми и эпидотовыми жилками с простиранием СЗ 330—345°. Наконец, самыми молодыми являются кварцевые жилки с простиранием СВ 50°.

Для южного района Баженовского массива характерно расположение ксенолитов кровли с ориентировкой СВ 5—25° и следующее направление главных трещин отдельности:

СВ 0—5°	—	продольные трещины S
СВ 75°	}	— поперечные трещины Q
СЗ 285—290°		
СВ 45°	—	трещины скальвания с бороздами скользяния
СЗ 320°	»	»

Таким образом, можно фиксировать, что эллипсоид упругости Баженовского массива имеет ту же ориентировку, что и в более южном Шилово-Коневском массиве.

Для гранитного массива в районе Крутих — Асбест Н. С. Симбирцев в 1941 г. отмечает непостоянство их состава с частым развитием пегматоидных и порфириовидных разностей. Последние представляют крайние части гранитной интрузии.

Восточный контакт гранита с метаморфической толщей круто падает на восток под углом 60—70°.

Элементы внутренней тектоники гранита в районе железнодорожной линии Свердловск — Реж и Изумрудных копей позволяют установить направления: продольных трещин S СЗ 320—345° падение на В  $\angle$  65—80°, трещин разрыва Q СВ 40°, падение к З  $\angle$  75—85°; пластовых трещин L 300—330°, падение 10—15° к востоку. Параллельно с плоскостями S ориентированы многочисленные ксенолиты боковых пород, захваченные гранитами при внедрении, и шлировые выделения пегматитов.

Из полезных ископаемых в районе Баженовского гранитного массива следует отметить месторождение шеелита и висмутина с редкими выделениями молибдена в районе Баженовского рудника. Выделения кристаллов и зерен белого или слегка зеленоватого шеелита, иногда с оторочкой желтоватой вольфрамовой охры, приурочены чаще к висячему зальбанду кварцевых жил, причем в верхних частях жил преобладает шеелит, а с глубиной увеличивается содержание висмутина. На глубине 10—15 м шеелит, как правило, уже не встречается. Сопровождающими минералами здесь являются пирит, молибденит, халькопирит, мусковит, флюорит и полевои шпат.

Рудные жилы, мощностью 0.6—1 м, имеют преобладающее северо-восточное простирание с падением на СЗ под углом 50—80°, они состоят из дымчатого или светлого полупрозрачного кварца и проходят не в гранитах, а во вмещающих основных породах: амфиболитах, перидотитах и габбро.

Аплитовые и пегматитовые жилы района по своей небольшой мощности (10—15 см) не имеют никакого практического значения, хотя среди пегматитов и можно выделить два типа: 1) крупнозернистые микроклиновые пегматиты с отдельными пластинками мусковита, залегающие в гранитах, и 2) среднезернистые микроклино-олигоклазовые, содержащие берилл (изумруд) и флюорит, проходящие в ультраосновных породах. Пегматиты второго типа расположены в 0.5 км на СВ от шахты № 15 Баженовского месторождения шеелита, образуя жилы северо-восточного простирания, с падением на ЮВ под углом 50—60°, мощностью не больше 0.5 м. В контактах этих жил с вмещающими породами наблюдается образование типичных оторочек: биотитовой (слюдитовой), мощностью около 5 см, к которой приурочены были находки

старателями кристалликов изумруда, а дальше — актинолитовой. Таким образом, здесь наблюдается типичная ассоциация так называемых дисилицифицированных пегматитов.

## VI. МУРЗИНСКИЙ ГРАНИТНЫЙ МАССИВ

Мурзинский гранитный массив составляет северную часть огромной меридионально-вытянутой зоны развития гранитов, которая тянется от с. Коневского на юге до рек Салды и Тагила на севере и в отдельных своих частях была описана нами выше. Если условно принять за южную границу Мурзинского массива параллель с. Изумруды, где он сливается с вышеописанным Баженовским гранитным телом, то протяженность Мурзинской гранитной интрузии составит около 120 км при ширине в среднем около 25—30 км. Этот гранитный массив, из-за широкого развития лесов и болот, обнажен крайне слабо и почти совершенно не изучен с петрографической и структурно-геологической точки зрения. Отрывочные и краткие сведения, попутно с общим геологическим описанием района, можно найти в старых геологических работах А. А. Краснопольского (1906 и 1908) и Б. П. Кротова (1925). В последнее время в связи с постановкой разведочных работ в районе самоцветной полосы месторождений драгоценных камней Мурзинка, Алабашка, Шайтанка, Липовка, Адуй появились более детальные исследования в этом районе, которые касаются гранитной зоны, однако все же достаточно схематические (Н. А. Успенский, 1931, К. П. Озеров и А. Л. Лебедева, 1937, Г. Н. Белоглазов, 1936, Г. Н. Вертушков, 1940, В. И. Матвеев, 1942).

Этими работами было установлено, что собственно граниты в Мурзинском массиве занимают только восточную его часть, западная же половина массива представлена по преимуществу биотитовыми гнейсами и гранито-гнейсами, перемежающимися с графитовыми, силлиманито-слюдистыми и слюдистографитовыми гнейсами. Вся эта зона пронизана пегматитовыми и кварцевыми жилами, с которыми и связаны месторождения драгоценных камней Мурзинского района.

Вмещающими породами гранитного массива, по Н. А. Успенскому, с запада являются в районе Мурзинка — Шайтанка эффузивные зеленокаменные породы, представленные пироксеновыми (уралитовыми) плагиоклазовыми и диабазовыми порфиритами, которые сопровождаются туфами и миндальными камнями.

В толще зеленокаменных пород имеются небольшие интрузии габбро-диоритовой магмы, представленные габбро и змеевиками. Эти интрузии разбросаны небольшими пятнами на фоне эффузивных зеленокаменных пород и встречаются также в зоне гнейсов и гранито-гнейсов. Местами змеевики превращены в тальковые, тальково-хлоритовые и тальково-карбонатные породы.

Южнее, в Шайтанско-Адуйском районе, по данным В. И. Матвеева, зона порфиритов и пород габбро-перидотитовой формации имеет северо-северо-восточное простирание контактов различных пород. То же направление имеет и юго-восточный контакт габбро. В габбро-перидотитовой формации отмечен ряд сдвигов в северо-западном направлении, не отмеченных в породах гнейсо-гранитного комплекса. Взаимоотношение западного порфиритово-габбро-перидотитового комплекса с восточным гранито-гнейсовым комплексом повидимому тектоническое.

Западный контакт гранитного плутона соприкасается с гранито-гнейсами. Зона контакта очень значительна и проявляется в виде многочисленных инъекций и ассимиляций.

В очень ограниченном количестве, к северу от Нейвы, в долинах

правых притоков ее — Еловки и Норны, среди порфиристо-туфовых пород известны выходы известняков, которые А. А. Краснопольский по аналогии с другими выходами у Невьянского завода принимал за девонские, а Н. А. Успенский — за палеозой неизвестного возраста.

Кроме того, в окрестностях дер. Ст. Паншиной Н. А. Успенский отмечал небольшие выходы глинистых и кремнистых сланцев, тесно связанных с зеленокаменными породами.

С восточной стороны гранитная интрузия в районе Нейво-Шайтанска, по данным последней работы П. М. Татаринова (1940), к северу от Нейвы контактирует с Алапаевским массивом ультраосновных пород, а южнее Нейвы — с сильно дислоцированными и метаморфизованными остатками кровли. Эти осадочные породы образуют иногда небольших размеров ксенолиты в гранитном массиве (к северу от Нейво-Шайтанского завода, к востоку от дер. М. Клевакино); в районе дер. Н. Кривки сами осадки интродуцированы довольно мощным штокообразным телом гранита; у дер. Леневки в осадочной свите наблюдаются многочисленные жилы и жилообразные тела аплита, гранит-порфира и пегматитового гранита.

Под влиянием гранитной интрузии осадочные образования сильно метаморфизованы: глинистые сланцы превращены в пятнистые и узловатые, а иногда (у Нейво-Шайтанского завода) и в слюдяные сланцы; кремнистые сланцы превращены в кварцитовидные породы, известняки мраморизованы. Кроме того, среди этих метаморфизованных пород наблюдаются прослой туфогенных сланцев, диабазовых порфиритов и углисто-графитистых известняковых сланцев, что позволяет отождествлять всю эту толщу с отложениями  $D_2$ — $C_1$ , развитыми южнее по восточному контакту гранитной интрузии.

К. Н. Озеров (1937) отмечает присутствие в осадочной свите с восточного гранитного массива также амфиболо-эпидотовых и гранато-биотитовых сланцев.

Геологическое положение Мурзинского гранитного массива, по имеющимся сейчас отрывочным данным, не может быть установлено сколько-нибудь прочно. Следует, однако, отметить развитие на западе от гранитной интрузии осадочных пород и эффузивов нижнего неопределенного палеозоя, который на последней 1 : 500 000 карте Урала издания 1939 г. определяется как свита силур — нижний девон. Породы этой свиты в контакте с гранитной интрузией имеют крутое ( $60$ — $70^\circ$ ) падение на восток, т. е. под гранитный массив.

С востока мурзинские граниты контактируют с ультраосновной Алапаевской интрузией и осадочно-эффузивным комплексом, которому все исследователи Урала приписывают возраст  $D_2$  —  $C_1$ .

Экскурсии в районе Нейво-Шайтанска в 1940 г. позволили установить, что ксенолиты сланцев в гранитах на железнодорожной ветке к востоку от города падают на  $S_3$   $80^\circ \angle 80^\circ$ , а продольные трещины отдельности в биотитовых, слегка гнейсовидных, гранитах падают в этом районе на  $V$   $\angle 60^\circ$  и в крайней восточной излучине Нейвы — на ЮВ  $125^\circ \angle 70^\circ$ . Все это указывает на крутое падение восточного контакта гранитного массива на восток и позволяет рассматривать интрузию как круто наклонную на восток межформационную интрузию между свитами нижнего и среднего палеозоя. По наблюдениям В. И. Матвеева (1942) и данным Н. С. Симбирцева (1941), для южной Шайтанско-Адуйской части плутона вмещающие плутон боковые горные породы, представленные комплексом эффузивов, превращенных в свиту метаморфических сланцев и амфиболитов, имеют простирание  $340^\circ$  и падение на восток  $\angle 60$ — $65^\circ$ . Среди этих эффузивов залегают крупные тела габбро и перидотитов и продукты их изменения — серпентиниты и



тальковые породы. Все эти породы, повидимому, представляют западное крыло крупной синклинали (Асбесто-Режевской), ось которой проходит по меридиану прииск Черемша — оз. Травяное.

Контакт гранитного массива падает согласно с залеганием приконтактовой зоны этой метаморфической толщи и круто уходит под нее. Штрекунг имеет простирание  $330-340^\circ$  и падение на восток под углом  $65-80^\circ$ . В этом же направлении ориентированы и ксенолиты останцев боковых пород в граните.

В разрезах железной дороги хорошо устанавливаются основные тектонические элементы плоскостей отдельности:

<i>S</i> —	простирание	$320^\circ$ ,	падении	СВ $50^\circ/85^\circ$
<i>Q</i> —	"	$40^\circ$	"	ЮВ $139^\circ/75 - 85^\circ$
<i>L</i> —	"	$300 - 330^\circ$	"	СВ $30 - 60^\circ/10 - 15^\circ$

Форму интрузии Адуйско-Мурзинского плутона по этим данным В. И. Матвеев рассматривает как акмолит, считая плутон продольным в складчатой сбросовой структуре.

Возраст гранитной интрузии, на основании контактных изменений вмещающих пород, можно приурочивать к главной фазе вариссийского орогенеза и определять как послекарбоновый.

## 1. Западная зона Мурзинского массива

Парагнейсы и гранито-гнейсы западной части Мурзинской гранитной интрузии круто падают (под углом  $70-60^\circ$ ) на восток, с преобладающим простиранием СЗ  $330-340^\circ$  в районе Мурзинки и СЗ  $335-350^\circ$  у дер. Шайтанки Режевского района.

Н. К. Озеров и О. Н. Лебедева считают, что в Мурзинском районе гнейсы собраны в несколько изоклинальных складок, и отмечают, что среди гнейсов залегает большое количество вытянутых массивов серпентинитов, мощностью в  $200-500$  м. Сложена эта зона инъекционного происхождения биотитовыми гнейсами и гранито-гнейсами, ортоклазо-плагиоклазовыми и плагиоклазовыми. Узкими полосками среди них встречаются роговообманковые разности, лишенные К-полевого шпата, которые при отсутствии кварца переходят в полевошпатовые амфиболиты и амфиболиты. В некоторых амфиболитах нередко встречается диопсид, а по р. Маслянке у дер. Луговой наблюдались и массивные гранитовые амфиболиты со взаимным прорастанием кварца и граната. Структура амфиболитов гранобластическая с переходами в пойкилобластическую.

Наличие парагнейсов в этой инъекционной зоне подтверждается присутствием графитовых и слюдисто-графитовых гнейсов, кварцито-гнейсов и кварцитов, для которых Н. А. Успенский указывает следующие пункты развития. Графитсодержащие породы наблюдались им в дер. Н. Алабашке, между Н. и В. Алабашками, в ряде копей у с. Мурзинского (Тальян, Каменный мыс), в  $2-5$  км выше с. Мурзинского на р. Кривой (левый приток Нейвы), у дер. Ильинки, на р. Сусанке.

С графитсодержащими породами у дер. Алабашки связаны выходы мрамора, также содержащие чешуйки графита. С мрамором же связаны диопсидовые породы, находящиеся по контакту с гранито-гнейсами. Графитистые гнейсы отмечены и Г. Н. Белоглазовым (1936) для района дер. Шайтанки.

У мельницы с. Мурзинского наблюдается переслаивание роговообманковых и биотито-гранатовых гнейсов с силлиманитовыми гнейсами, падающими на СВ  $85^\circ \angle 65^\circ$ .

Эти парагнейсы с аллотриоморфной структурой на  $50\%$  состоят из мелких зерен кварца и таблиц альбит-олигоклаза с резорбированными

неровными краями. Плагноклазы постоянно содержат в центре обильные включения графитовых частиц. Силлиманит в тонких призмочках и пучках в изобилии выделяется среди зерен кварца и по спайности местами проникает в плагноклазы. Второстепенными минералами в этих гнейсах являются гранат и магнетит. Биотит то дает редкие обрывочки в породе, то встречается в сростании с силлиманитом в таком количестве, что породу можно назвать биотито-силлиманитовым гнейсом.

Наличие графитосодержащих и силлиманитовых пород и мраморов, плагноклазовых амфиболитов и змеевиков в этой гнейсовой зоне, наряду с присутствием гранито-гнейсов биотито-плагноклазового и плагноклазово-микроклино-биотитового состава, указывает на инъекционный характер образования всей этой зоны, в формировании которой играла большую роль интрузия гранитной магмы в толщу круто поставленных боковых пород.

Инъекционные явления, сопровождавшиеся ассимиляцией и перекристаллизацией пород кровли, происходили, по видимому, в условиях бокового давления, что и привело в конечном итоге к пестрой картине литологического состава гнейсовой зоны.

Аналогичное развитие инъекционной зоны в западной части гранитного массива наблюдается и в районе Шайтанки — Адуя, где еще Г. И. Вертушков в 1932 г. отмечал присутствие отдельных островков и ксенолитов гранодиоритов в гранито-гнейсах Адуйского и Шайтанского камней, в которых гофрированная складчатость имеет направление СЗ 325—330°. Гранодиориты этой зоны, вероятно, являются ассимилированными участками кровли, хотя Г. И. Вертушков допускает возможность толкования их как первой фазы магматической интрузии. Г. Н. Белоглазов (1936) также считает кварцевые диориты этой зоны синхроничными с более ранними габбровыми интрузиями района и отмечает обилие в гранито-гнейсах шлировых выделений или ассимилированных отторженцев более основных пород. Им отмечается также широкое распространение среди гранито-гнейсов гранатовых гранитов, образующих прослой в гнейсах. Хороший разрез гранито-гнейсовой инъекционной зоны наблюдался автором в 1940 г. по Режу в обнажениях Адуйского и Шайтанского камней. Первый камень расположен на правом берегу Адуя при впадении его в Реж; Шайтанский камень, в 50 м высоты, лежит на правом берегу Режа, в 1.5 км на юг от дер. Галаниной.

В Адуйском камне темные роговообманковые инъекционные гнейсы падают на СВ 70—75°  $\angle$  60—65° и имеют неоднородное строение, давая то крупно-, то мелкозернистые разности, содержащие местами темные биотитовые шпирь.

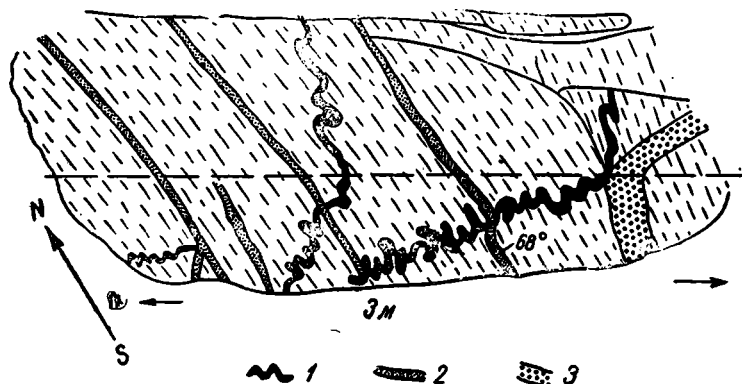
Эти гнейсы в основном состоят из широких таблиц андезина с погасанием в симметрической зоне 16—18° и широких призмочек слабоплекрохронной бледнозеленой роговой обманки с  $cN_g = 23—24^\circ$ . Местами амфибол заменяется табличками темнобурого биотита, который сопровождается выделениями крупных кристаллов апатита. В мелкозернистых разностях этих гнейсов мелкие призмочки амфибола располагаются отдельными полосами, причем амфибол буровато-зеленого цвета имеет неравномерную окраску, более густую в центре и более слабую и зеленоватую по краям. Погасание  $cN_g = 16^\circ$ , двупреломление 0.020, плеохроизм:  $N_g$  — бурозеленый  $< N_m$  — зеленовато-бурый  $< N_p$  — светлый зеленовато-бурый. В местах скопления амфибола наблюдаются мелкие зерна титанита и руды. Плагноклаз составляет до 65% всего состава породы, кварц — 30%.

По Режу, ниже устья Адуя, преобладают уже мелкозернистые биотитовые граниты, дающие инъекции и в роговообманковые гнейсы вышеописанного обнажения. Эти граниты сложены из крупных таблиц альбито-микроклаза, округлых зерен кварца, более редких (10—15%) табличек микропертита без микроклиновой решетки и пластинок бурого биотита в промежутках между бесцветными минералами. Структура пород аллю-

триоморфная, и иногда взаимное проникновение минералов указывает на перекристаллизацию гранитов. Второстепенные минералы в этих гранитах — магнетит, гематит и редкие окатанные кристаллики циркона.

Отлично обнажена инъекционная зона в 50-метровых обнажениях Шайтанского камня по Режю, где темные слюдяные породы образуют включения в светлых биотитовых гранито-гнейсах, и все это сечется пегматитовыми жилами и прожилками, причем местами тонкие, в 5—10 см, вертикальные жилки аплита и пегматита прослеживаются по вертикали отвесного обрыва на 40—50 м.

Основной субстрат, в который инъецировали здесь граниты, представлен был, по видимому, амфиболитами, которые в сохранившихся



Фиг. 33. Птигматитовая складчатость на Адуйском камне (по В. И. Матвееву). Вертикальная стенка

1\* — пегматитовые жилы. 2 — пегматитовые жилы.  
3 — аплитовая жила. Гранито-гнейсы — косая штриховка.

среди гранитов ксенолитах превращены в биотитовые диориты и плагиограниты, и то образуют в гранито-гнейсах резко очерченные полосы — ксенолиты, то, растворяясь в граните, дают переходные к нему гибридные зоны.

В этих меланократовых участках инъекционной зоны обрывочки биотита, частично хлоритизированного, составляют не менее 30% всех минералов; изредка среди них сохраняются реликты амфибола и мелкие аллотриоморфные зерна апатита.

Сланцеватость гранито-гнейсов в Шайтанском камне имеет направление СЗ 340—350°. Резко выраженные трещины отдельности, дающие вертикальные отвесные стены Шайтанского обрыва, направлены на СЗ 310° и 325°; другая система трещин идет на СВ 40° и 55°. Широтные плоскости отдельности, по наблюдениям Г. Н. Белоглазова, изредка имеют примазки сажистых марганцовых образований и принимаются им за трещины растяжения.

В обнажениях Шайтанского камня гранито-гнейсы нередко обнаруживают пегматитовые образования, складчатость которых сильнее проявляется тогда, когда длина жилок расположена в направлении близком к перпендикулярному относительно расланцовки гнейсов. Г. Н. Белоглазов (1936) на этом основании считает, что причины, вызвавшие пегматитовую складчатость, были те же, что и причины, вызвавшие расланцовку пород, вмещающих эти жилки. В. И. Матвеев по положению пегматитовой складчатости устанавливает, что пегматитовые жилы имели первоначальное простирание на СЗ 300°, крутое падение и при складчатости сократились по простиранию в 4.5 раза (фиг. 33).

Таким образом, инъекционная зона гранито-гнейсов по Режу имеет много общего с гранитово-гнейсовой зоной, развитой по Нейве, differing лишь меньшим присутствием силлиманитовых и графитовых парагнейсов, которые пока были отмечены в районе Шайтанки. Как далеко к югу протягивается эта инъекционная зона, остается пока невыясненным. Можно только отметить, что в Баженовском районе она не проявляется, в районе Адуй — ст. Крутиха ее зона сильно суживается, и здесь по геологической карте, составленной В. И. Матвеевым, мы наблюдаем узкие полосы гнейсовой свиты, проникающие в граниты массивного характера и переплетающиеся с ними. Таким образом, выклинивание гнейсовой зоны, повидимому, происходит именно в этом районе Адуй — Крутиха.

## 2. Восточная зона Мурзинского массива

Плохие условия обнаженности в северной части Мурзинского массива не позволяют провести точную границу между зоной массивных гранитов на востоке и гранито-гнейсовой областью на западе. Поэтому ее надо считать более или менее условной, тем более, что в верховьях Сусанки Н. А. Успенский отмечает развитие массивных гранитов и на западе сланцевой зоны, объясняя их появление здесь неровной верхней поверхностью гранитного интрузивного тела.

Для этой интрузии наблюдения Н. А. Успенского в 1932 г. в Мурзинском районе привели его к заключению, что Мурзинский гранитный массив в западной части залегает глубже, под гранито-гнейсовой зоной, и не вскрыт здесь процессами эрозии. Его присутствие на глубине проявляется только в образовании инъекционной гранито-гнейсовой зоны, к которой приурочены многочисленные пегматиты Мурзинской самоцветной полосы.

К аналогичному заключению пришел в 1936 г. и Г. Н. Белоглазов для окрестностей Шайтанки, Режевского района. «Двигаясь в широтном направлении с В на З,— говорит он,— можно наблюдать затухание влияния гранитного интрузива, т. е. поверхность интрузива имеет как бы пологое падение на запад, удаляясь постепенно от дневной поверхности».

Петрографическая характеристика гранитов Мурзинского массива, можно сказать, почти полностью отсутствует в геологической литературе.

В работах А. А. Краснопольского (1906 и 1908) отмечается только развитие биотитовых и биотито-амфиболовых гранито-гнейсов, обычно весьма малослюдистых, белых или чаще красноватых, в вершинах Сусанки, по Полуденке и в районе Алабашки, деревень Сарапулки, Южакковой, Галаниной и т. д. Среди жильных пород А. А. Краснопольским были отмечены нормальные аплиты по Нейве, ниже дер. Луговой, и белые грубокристаллические турмалиновые граниты, образующие жилы среди змеевиков Сарапулки, Шайтанки и ст. Южакковой и сложенные идиоморфным К-полевым шпатом, светлосерым кварцем и турмалином.

Н. А. Успенский (1931) выделяет среди гранитов биотитовые, биотитово-роговообманковые и пироксеновые разновидности, отмечая наибольшее развитие среди них массивных крупнозернистых биотитовых гранитов розоватой или желтоватой окраски, иногда с порфиоровидной структурой, и указывая на переход этих гранитов в периферических частях массива в мелкозернистые сильно сланцеватые гранито-гнейсы.

Гипидиоморфные биотитовые граниты сложены из преобладающих ортоклаза и кварца, в меньшем количестве развиты плагиоклаз и чернобурый биотит, местами переходящий в хлорит и иногда в мусковит. Из аксессуарных минералов наблюдались апатит, титанит, магнетит. Роговообманково-биотитовые граниты с большим содержанием темноцветных

минералов наблюдались в верховьях р. Ямной. Светлоокрашенные диопсидовые граниты с микропертитом и кварцем и аксессуарными титанитом и апатитом,— отмечены Н. А. Успенским в Божанином логу в 2,5 км выше с. Мурзинского, у восточного конца д. Луговой и на правом берегу р. Амбарки, против с. Н. Панышино.

Отношение этих разновидностей гранитов к основным биотитовым автором не указаны, и можно только предполагать что это какие-то эндоконтактные разности гранитов, может быть аналогичные подробно описанным выше в Шилово-Коневском и Баженовском массивах. В пользу такой трактовки этих разновидностей говорит и указание Г. Н. Белоглазова (1936) на непостоянство в составе гранитов западной зоны массива, которое этот автор связывает с различной степенью участия в их формировании пород кровли.

Н. К. Озеров и О. Н. Лебедева различают в гранитах Мурзинского массива три параллельные зоны.

Западная, шириною 3 км, прилегающая к гнейсам, содержит значительное количество шлиров и жил грубозернистых магнетитовых пегматитов. В граните этой приконтактной зоны тоже появляется много магнетита, вероятно в связи с ассимиляцией гнейсов, которые вместе с амфиболитами образуют многочисленные ксенолиты в гранитах. Обилие здесь магнетита подчеркивает и Г. Н. Белоглазов для Шайтанского района.

Средняя зона, в 4 км, представлена грубозернистыми биотитовыми гранитами, почти лишенными пегматитов. П. М. Татаринев (1940) отмечает для них состав из К-полевого шпата, кварца, олигоклаза и биотита и тенденцию к образованию порфириовидных разностей. Эти порфириовидные граниты, повидимому, образуют обособленную зону в центре массива, примерно в районе Алабашки.

Исследованный мною образец порфириовидного гранита из выхода на Нейве, западнее Нейво-Шайтанска, в 1 км ниже устья Алабашки, микроскопически представляет собой среднезернистый розовато-желтый гранит, напоминающий пегматитовые граниты Мурзинки и Алабашки, с крупными вкрапленниками желтого микроклина, до 15—18 мм в поперечнике. Под микроскопом этот гранит обнаруживает гипидиоморфную структуру и преобладание таблиц микропертита, повидимому ортоклазового типа, над более редким альбит-олигоклазом с неясной штриховкой. Округлые зерна кварца и мелкие таблички биотита, местами замещенного мусковитом, дополняют минералогический состав породы. В биотите включены мелкие зерна циркона с плеохроичными оболочками вокруг них. Примерный состав гранита этого типа: К-полевой шпат — 40—60%, кварц — 20—35%, альбит-олигоклаз — 10—20%, биотит — 5—8%.

Наконец, восточная краевая зона массива, около 3 км, проходящая непосредственно к западу от Нейво-Шайтанского завода, состоит, по Н. К. Озерову, из среднезернистых биотитовых гранитов, часто содержащих мусковит и красный гранат, а также жилы мусковитовых пегматитов. Однако наши наблюдения 1940 г. показали, что граниты восточной зоны нельзя выделять как мусковитовые, так как последние наблюдаются только в выходах у города Нейво-Шайтанска, а вниз по Нейве их нет, и там доминируют биотитовые разности, типа монцонитов. По наблюдениям П. М. Татаринова, в восточной части гранитного массива, в его краевой зоне наблюдается значительное количество ультраосновных пород, вытянутых в северо-западном направлении. Ксенолиты весьма интенсивно переработаны эманациями гранитной магмы, интродуцированы жилами аплитов и пегматитов и в большинстве превращены в хлоритовые, тальковые и тальково-брейнеритовые породы. Некоторые месторож-

Таким образом, инъекционная зона гранито-гнейсов по Режу имеет много общего с гранитово-гнейсовой зоной, развитой по Нейве, отличающаяся лишь меньшим присутствием силлиманитовых и графитовых парагнейсов, которые пока были отмечены в районе Шайтанки. Как далеко к югу протягивается эта инъекционная зона, остается пока невыясненным. Можно только отметить, что в Баженовском районе она не прерывается, в районе Адуй — ст. Крутиха ее зона сильно суживается, и здесь по геологической карте, составленной В. И. Матвеевым, мы наблюдаем узкие полосы гнейсовой свиты, проникающие в граниты массивного характера и переплетающиеся с ними. Таким образом, выклинивание гнейсовой зоны, повидимому, происходит именно в этом районе Адуй — Крутиха.

## 2. Восточная зона Мурзинского массива

Плохие условия обнаженности в северной части Мурзинского массива не позволяют провести точную границу между зоной массивных гранитов на востоке и гранито-гнейсовой областью на западе. Поэтому ее надо считать более или менее условной, тем более, что в верховьях Сусанки Н. А. Успенский отмечает развитие массивных гранитов и на западе сланцевой зоны, объясняя их появление здесь неровной верхней поверхностью гранитного интрузивного тела.

Для этой интрузии наблюдения Н. А. Успенского в 1932 г. в Мурзинском районе привели его к заключению, что Мурзинский гранитный массив в западной части залегает глубже, под гранито-гнейсовой зоной, и не вскрыт здесь процессами эрозии. Его присутствие на глубине проявляется только в образовании инъекционной гранито-гнейсовой зоны, к которой приурочены многочисленные пегматиты Мурзинской самоцветной полосы.

К аналогичному заключению пришел в 1936 г. и Г. Н. Белоглазов для окрестностей Шайтанки, Режевского района. «Двигаясь в широтном направлении с В на З, — говорит он, — можно наблюдать затухание влияния гранитного интрузива, т. е. поверхность интрузива имеет как бы пологое падение на запад, удаляясь постепенно от дневной поверхности».

Петрографическая характеристика гранитов Мурзинского массива, можно сказать, почти полностью отсутствует в геологической литературе.

В работах А. А. Краснопольского (1906 и 1908) отмечается только развитие биотитовых и биотито-амфиболовых гранито-гнейсов, обычно весьма малослюдистых, белых или чаще красноватых, в вершинах Сусанки, по Полуденке и в районе Алабашки, деревень Сарапулки, Южакковой, Галаниной и т. д. Среди жильных пород А. А. Краснопольским были отмечены нормальные аплиты по Нейве, ниже дер. Луговой, и белые грубокристаллические турмалиновые граниты, образующие жилы среди змеевиков Сарапулки, Шайтанки и ст. Южакковой и сложенные идиоморфным К-полевым шпатом, светлосерым кварцем и турмалином.

Н. А. Успенский (1931) выделяет среди гранитов биотитовые, биотитово-роговообманковые и пироксеновые разновидности, отмечая наибольшее развитие среди них массивных крупнозернистых биотитовых гранитов розоватой или желтоватой окраски, иногда с порфирированной структурой, и указывая на переход этих гранитов в периферических частях массива в мелкозернистые сильно сланцеватые гранито-гнейсы.

Гипидиоморфные биотитовые граниты сложены из преобладающих ортоклаза и кварца, в меньшем количестве развиты плагиоклаз и чернобурый биотит, местами переходящий в хлорит и иногда в мусковит. Из аксессуарных минералов наблюдались апатит, титанит, магнетит. Роговообманково-биотитовые граниты с большим содержанием темноцветных

минералов наблюдались в верховьях р. Ямной. Светлоокрашенные диопсидовые граниты с микропертитом и кварцем и аксессуарными титанитом и апатитом,— отмечены Н. А. Успенским в Божанином логу в 2,5 км выше с. Мурзинского, у восточного конца д. Луговой и на правом берегу р. Амбарки, против с. Н. Панышино.

Отношение этих разновидностей гранитов к основным биотитовым автором не указаны, и можно только предполагать что это какие-то эндоконтактные разности гранитов, может быть аналогичные подробно описанным выше в Шилово-Коневском и Баженовском массивах. В пользу такой трактовки этих разновидностей говорит и указание Г. Н. Белоглазова (1936) на непостоянство в составе гранитов западной зоны массива, которое этот автор связывает с различной степенью участия в их формировании пород кровли.

Н. К. Озеров и О. Н. Лебедева различают в гранитах Мурзинского массива три параллельные зоны.

Западная, шириною 3 км, прилегающая к гнейсам, содержит значительное количество шлиров и жил грубозернистых магнетитовых пегматитов. В граните этой приконтактной зоны тоже появляется много магнетита, вероятно в связи с ассимиляцией гнейсов, которые вместе с амфиболитами образуют многочисленные ксенолиты в гранитах. Обилие здесь магнетита подчеркивает и Г. Н. Белоглазов для Шайтанского района.

Средняя зона, в 4 км, представлена грубозернистыми биотитовыми гранитами, почти лишенными пегматитов. П. М. Татаринев (1940) отмечает для них состав из К-полевого шпата, кварца, олигоклаза и биотита и тенденцию к образованию порфириовидных разностей. Эти порфириовидные граниты, повидимому, образуют обособленную зону в центре массива, примерно в районе Алабашки.

Исследованный мною образец порфириовидного гранита из выхода на Нейве, западнее Нейво-Шайтанска, в 1 км ниже устья Алабашки, микроскопически представляет собой среднезернистый розовато-желтый гранит, напоминающий пегматитовые граниты Мурзинки и Алабашки, с крупными вкрапленниками желтого микроклина, до 15—18 мм в поперечнике. Под микроскопом этот гранит обнаруживает гипидиоморфную структуру и преобладание таблиц микропертита, повидимому ортоклазового типа, над более редким альбит-олигоклазом с неясной штриховкой. Округлые зерна кварца и мелкие таблички биотита, местами замещенного мусковитом, дополняют минералогический состав породы. В биотите включены мелкие зерна циркона с плеохроичными оболочками вокруг них. Примерный состав гранита этого типа: К-полевой шпат — 40—60%, кварц — 20—35%, альбит-олигоклаз — 10—20%, биотит — 5—8%.

Наконец, восточная краевая зона массива, около 3 км, проходящая непосредственно к западу от Нейво-Шайтанского завода, состоит, по Н. К. Озерову, из среднезернистых биотитовых гранитов, часто содержащих мусковит и красный гранат, а также жилы мусковитовых пегматитов. Однако наши наблюдения 1940 г. показали, что граниты восточной зоны нельзя выделять как мусковитовые, так как последние наблюдаются только в выходах у города Нейво-Шайтанска, а вниз по Нейве их нет, и там доминируют биотитовые разности, типа монцонитов. По наблюдениям П. М. Татаринова, в восточной части гранитного массива, в его краевой зоне наблюдается значительное количество ультраосновных пород, вытянутых в северо-западном направлении. Ксенолиты весьма интенсивно переработаны эманациями гранитной магмы, интродуцированы жилами аплитов и пегматитов и в большинстве превращены в хлоритовые, тальковые и тальково-брейнеритовые породы. Некоторые месторож-

дения талька и талькового камня эксплуатировались для нужд Нейво-Шайтанского завода.

В некоторых местах, например, на левом берегу Сусанки, к югу от кладбища, можно наблюдать постепенный переход серпентинитов под влиянием эманаций гранитной магмы последовательно по мере удаления от контакта с гранитом в биотитововермикулитовую и хлоритовую (с кристаллами турмалина), а затем в актинолитовую, тальковую и тальково-брейнеритовую породы.

В краевых частях массива весьма часто встречаются пегматитовые выделения неправильной формы, количество которых заметно уменьшается в центре. Обилие ксенолитов кровли в гранитах у восточного контакта наблюдалось нами и в районе дер. Липовки, где мы встречаем и глыбы змеевиков, к которым приурочено знаменитое Липовское месторождение лепидолита и рубеллита, и мрамора, выходящие в разрезах фосфоритового месторождения, и амфиболиты с шаровой концентрически-скорлуповатой отдельностью. Все эти ксенолиты кровли секутся аплитовыми и пегматитовыми жилками гранитной магмы.

В. И. Матвеев отмечает для Адуйского района, что в восточной части гранитного массива гнейсовидная текстура не везде проявляется с достаточной четкостью, но всегда имеет простирание СЗ  $315-330^\circ$  с падением на СВ  $80-90^\circ$ .

Многочисленные пегматитовые жилы располагаются преимущественно в направлении СЗ и ВЮВ. Пегматитовые жилы широтного направления отличаются большими мощностями и большой минерализацией.

Наиболее поздними трещинами являются те, которые имеют ЮЮВ падение под углом  $20^\circ$ ; они несут следы скольжения, при этом верхнее крыло смещения сдвинулось в северо-западном направлении.

Таким образом, восточную зону Мурзинского гранита нельзя выделять как мусковитовую, и, вероятно, более прав Г. Н. Белоглазов (1936), который считает, что мусковитовые граниты являются жильными породами и дают переходы в аплиты, а при неравномерной зернистости, с порфиоровыми образованиями — в альсбахиты. Характерно для этих гранитов отсутствие апатита и титанита и обычное присутствие граната.

Г. Н. Вертушков (1932) для Шайтанско-Адуйского района также установил, что двуслюдяные граниты внедрились после некоторого перерыва во времени в нормальные биотитовые граниты по поперечным трещинам разрыва северо-восточного направления.

Наблюдения 1940 г. в окрестностях Нейво-Шайтанска показали, что здесь у восточного контакта гранитного массива развиты в основном серовато-белые гнейсовидные мелкозернистые граниты с вытянутыми в одном направлении листочками биотита. Эти граниты аллотриоморфной структуры состоят из мелких зерен кварца, кислого плагиоклаза и в меньшем количестве микропертита. Цветной минерал представлен табличками темнобурого биотита, в котором обычны плеохроичные оболочки вокруг мельчайших включений циркона. Довольно обычен здесь, как, впрочем, и в других гранитах Мурзинского массива, мирмецит; из второстепенных минералов много мелких призмочек и зерен апатита.

Таким образом, эти биотитовые граниты восточной зоны Мурзинского массива по минералогическому составу и сложению довольно близки «Коневскому» типу гранитов южной части большой Мурзинско-Баженовско-Коневской интрузии.

Своеобразный характер имеют граниты, развитые по Нейве к востоку от Нейво-Шайтанска, вблизи контакта гранитного массива с ультраосновной интрузией. Это зеленовато-серые среднезернистые, массивного сложения породы, в которых хорошо различимы простым глазом идиоморфные таблицы плагиоклаза, черные призмочки роговой обманки, таблички слюды и стекловые зерна кварца.



Под микроскопом все породы этого типа обнаруживают монцонитовую структуру. Идиоморфные таблицы сосюритизированного в ядре плагиоклаза ряда анлезина окружены аллотриоморфными таблицами микроклин-микрпертита и кварца. Цветные минералы составляют 15—20% всей породы. Это широкие таблицы желтобурого биотита, нередко с шестиугольной сеткой вростков сагенита и включениями зерен апатита, и короткопризматические выделения оливково-зеленой слабо плеохроичной роговой обманки с погасанием  $c Ng - 17^\circ$  и двупреломлением  $Ng - N_p - 0.018 - 0.020$ . В отдельных образцах преобладает то биотит, то роговая обманка, причем первый обычно приурочен к кварцевым зернам, тогда как роговая обманка нередко дает включения в плагиоклазе и микрпертите. Кроме того, местами наблюдаются крупные зерна и кучные скопления ярко поляризирующего эпидота, клиновидные зерна титанита и мелкие призмочки апатита.

Вещественный состав и положение этих монцонитов в краевой зоне Мурзинского массива позволяют рассматривать их как краевые фации гранитной интрузии на контакте с ультраосновными породами Алапаевского массива.

Мурзинский массив давно уже известен своими месторождениями цветных камней, связанными с многочисленными пегматитовыми жилами, которые характерно приурочены к западной инъекционной зоне Мурзинской интрузии и гранитам, прилегающим к этой зоне. Поскольку изучению этих пегматитов посвящен целый ряд специальных исследований акад. А. Е. Ферсмана, К. Н. Озерова, Г. Н. Белоглазова и др., нет необходимости останавливаться на их подробной характеристике.

Можно отметить только, по данным вышеуказанных исследователей, следующие характерные черты пегматитов.

Пластовые пегматиты почти всегда не минерализованы. Секущие пегматиты, с обычным простиранием СЗ  $340^\circ$  и падением на ЮЗ под углом  $50 - 60^\circ$ , часто содержат занорыши с драгоценными камнями.

Топазовые и турмалино-кордиеритовые пегматиты являются более древними, чем секущие их мусковитовые и кварцево-аметистовые пегматиты, имеющие преимущественное простирание СВ  $65 - 85^\circ$ , с падением на ЮВ под углом  $60 - 70^\circ$ . Более редко простирание этих молодых пегматитов колеблется от СВ  $25 - 50^\circ$  до ЮВ  $95 - 100^\circ$ .

Жильная серия Мурзинского гранитного массива, как и в аналогичных массивах Баженовском и Шилово-Коневском, развита очень слабо, и здесь можно сделать лишь немногие указания.

П. М. Татарин (1940) для восточной части интрузии отмечает присутствие жильных гранодиорит-порфиров, плагио-аплитов и диорит-аплитов. По его данным, гранодиорит-порфиры, генетически связанные с гранитной интрузией и секущие боковые породы у с. Леневого, представляют собою белые, серые или светложелтые порфировые породы с мелкозернистой основной массой.

Вкрапленниками породы являются: призматические кристаллы серицитизированного альбит-олигоклаза и альбита (№ 5—20) размером 2—3 и до 7 мм, округлые зерна кварца в 0.5—1 мм в диаметре, удлиненные пластинки темнобурого биотита, величиной 1—2 мм. Размеры вкрапленников иногда достигают зерна магнетита, сфена и апатита.

Основная масса имеет паналлотриоморфную и реже микропегматитовую структуру и состоит из кварца и альбита, к которым иногда присоединяется незначительное количество К-полевого шпата, серицита, кальцита и небольшое количество иголок бледнозеленого амфибола.

Анализ породы, сравнительно богатой кварцем, выполнен в лаборатории Уральского геологического управления, приводится в табл. 18.

Результаты анализа показывают, что порода довольно близка к типичным гранодиоритовым аплитам Джохансена.

Плагиоаплиты и диорит-аплиты отличаются от подробно описанных гранодиорит-порфиров тем, что кварц присутствует только в основной массе в количестве 10—15%. Аплиты с аплитовой или пегматитовой

Таблица 18

## Химический состав аплита (в весовых %)

С о с т а в	%	Мол. колич.	Числовая характеристика по А. Н. Заварицкому
SiO <sub>2</sub> . . . . .	76.15	1.268	a — 13.0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	13.60	133	c — 0.3
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0.03	1	b — 5.4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0.20	2	S — 81.3
FeO . . . . .	0.57	8	
MnO . . . . .	0.01	—	
MgO . . . . .	0.72	18	
CaO . . . . .	0.32	5	
K <sub>2</sub> O . . . . .	0.96	10	
Na <sub>2</sub> O . . . . .	5.64	91	
H <sub>2</sub> O . . . . .	0.18	—	
Пот. при прок. . . . .	0.91	50	
Сумма . . . . .	99.29	—	—

Таблица 19

Анализы гранитоидов Адуйского района по В. И. Матвееву  
(лаборатория Свердловского горного института)

С о с т а в	Гнейс рогово-обм. (гранодиорит) № 109	Адамеллит № 302а	Гранит порфировидный № 311	Гнейсо-гранит роговообм. (гранодиорит) № 411	Гранито-гнейс № 50
	Южная часть, 73 кв. около ручья Таши	Адуйский район		74 лин. кв. у дороги из дер. Н. Адуй на ст. Крутиха	Адуйский район
1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub> . . . . .	64.23	64.15	75.05	72.71	76.20
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0.68	0.62	сл.	0.43	0.34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	15.41	16.87	14.77	16.38	17.01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	3.31	2.75	0.96	0.61	0.17
FeO . . . . .	3.16	2.33	0.39	0.89	0.35
MnO . . . . .	0.19	0.12	0.04	0.08	сл.
MgO . . . . .	1.64	2.47	0.05	0.58	сл.
CuO . . . . .	6.12	5.77	1.36	2.12	1.60
Na <sub>2</sub> O . . . . .	нет	1.77	2.54	3.78	нет
K <sub>2</sub> O . . . . .	4.20	1.69	4.27	1.34	3.80
H <sub>2</sub> O <sub>110</sub> . . . . .	0.19	0.20	0.06	0.07	0.07
Пот. при прок. . . . .	1.29	1.05	0.84	0.91	0.82
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0.23	0.23	0.05	0.05	0.03

## Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a . . . . .	6.13	6.39	11.3	9.8	5.0
c . . . . .	7.23	7.08	1.6	2.5	1.8
b . . . . .	9.11	11.87	5.8	8.6	12.8
S . . . . .	77.5	74.66	81.3	79.2	80.4
p . . . . .	—	60.9	4.71	—	—
a' . . . . .	—	21.1	76.4	72.8	96.6
c' . . . . .	2.24	—	—	—	3.4
f' . . . . .	67.16	43.3	21.23	15.9	нет
m' . . . . .	30.60	3.6	1.68	11.3	нет

структурой сложены на 40% из кварца, 35% — К-полевого шпата, 20% — альбит-олигоклаза и на 5% — из мусковита. Они представляют собою белые или светложелтые мелкозернистые породы.

По Нейве у золотых приисков, к ЮВ от Нейво-Шайтанска аналогичные жилы гранит-порфиров в 1940 г. наблюдались нами среди монзонитов. Жилы имели широтное простирание, мощность их около 1 м.

Макроскопически это светлосерые плотные породы, в которых видны вкрапленники белых табличек плагиоклаза и мелких черных листочков биотита.

Под микроскопом среди вкрапленников гранит-порфиров различаются 1) широкие таблицы серицитизированного и сосюртитизированного плагиоклаза, обычно резорбированные, и часто с альбитовой оторочкой; 2) альбитовые таблички, нередко с включениями кварца и многочисленными выделениями серицита — представляющие, может быть, псевдоморфозы по ранее бывшему микроклину; 3) таблицы хлоритизированного биотита, почти всегда сопровождаемые вростками зерен эпидота.

Основная масса гранит-порфира представляет аллотриформную смесь зерна кварца, микроклина и альбита с заметным преобладанием кварца, наряду с примесью листочков мусковита, биотита и хлорита, и зерен кальцита, эпидота и столбиков апатита. Из этого описания видно, что жильные породы золотых приисков на Нейве очень близки к жильным гранодиоритпорфирам, описанным П. М. Татариновым из района с. Ленева, которые по высокому содержанию кремнекислоты и бедности железом и магнием тоже правильнее относить к жильным гранит-порфирам, а не к гранодиоритам, как это делает П. М. Татарин.

Для химической характеристики пород Мурзинского массива мы имеем только немногие анализы в работе В. И. Матвеева для гранитоидов Адуйского района. Так как эти анализы не вполне безупречны, в частности поражает отсутствие натрия в анализах гнейса и гранито-гнейса, то к цифрам их следует относиться критически. Тем не менее мы помещаем их в табл. 19, так как никакого другого аналитического материала по гранитоидам Мурзинско-Адуйской интрузии нам неизвестно.

Количественно-минералогический состав двух пород Мурзинского массива, приведенный в работе В. И. Матвеева, дается ниже (табл. 20).

Таблица 20  
Количественно-минералогический состав двух пород Мурзинского массива, приведенный в работе В. И. Матвеева

Аплитовидный среднезернистый биотитовый гранит		Амфиболовый гнейсо-гранит	
состав	количество	состав	количество
Кварц . . . . .	50	Кварц . . . . .	10—20
К-полево шпат . . . . .	40	К-полево шпат . . . . .	50—60
Микроклин . . . . .	4	Плагиоклаз . . . . .	5
Мирмекит . . . . .	1	Биотит . . . . .	6
Биотит . . . . .	?	Амфибол . . . . .	10—15
Плагиоклаз . . . . .	3	Эпидот . . . . .	10
№ 18—20			

## VII. ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ГРАНИТНЫХ ИНТРУЗИЙ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА СРЕДНЕГО УРАЛА

Собранный и изложенный в предыдущих главах материал по геологическому положению и вещественному составу гранитных интрузий восточного склона Среднего Урала сведен в основных чертах в табл. 21.

**Сводная характеристика гранитных интрузий**

Массивы	Породы западного контакта	Породы восточного контакта	Догранитные интрузии	I фаза гранитов и ее оруденение
1. Челябинский	—	—	Габбро, габбро-порфиры, пироксениты	Гранодиориты, плагиограниты — жильная фаза кварц-диориты плагиогранит-порфиры, спессартит и керсантит. Золото с арсениопиритом, шеелитом и пиритом. Золото с блеклой рудой
2. Кочкарский	Кремнисто-углистые сланцы нижнекарбонového возраста	Эффузивы, диабазы и осадки свит $C_1^h$ и $C_1$	—	Плагиограниты, гранодиориты и кварцевые диориты. Шеелито-кварцевые золотые мезотермальные жилы
3. Тюбукский	Углистые кварциты, кремнистые сланцы, дистеновые сланцы. ЮВ $105-110^\circ \angle 40-50^\circ$	Амфиболиты и порфиры, кварциты неопределенного палеозоя. Кислые эффузивы и серицитовые сланцы	—	Плагиограниты. Диоритовые гнейсы. Полевшпатовые амфиболиты
4. Шилово-Коневский	Амфиболиты. Кварциты. Мраморизованные известняки	Порфиры и гупфы, амфиболиты $D_2$ . Кварцево-серицитовые сланцы и известняки карбона	Альбитофирмы и кварцевые порфиры. Перидотиты	—
5. Баженовский	Слюдистые кварциты. Падение В-СВ крутое. Мраморизованные известняки	Порфиры и амфиболиты верхнедевонского возраста, падение на В $\angle 60-65^\circ$	Ультраосновные породы, габбро и диориты, превращенные в амфиболиты	Плагиограниты восточной части, огнейсованные в направлении $12-25^\circ$ . Роговообманковые эндоконтактные граниты на р. Пышме
6. Мурзинско-Адуйский	Пироксеновые и диабазовые порфиры и их туфы. Известняки D и неопр. палеоз. Глинистые кремнистые сланцы, падают на В $\angle 60-70^\circ$	Ультраосновной массив. Глинистые, слюдяные и кремнистые сланцы. Углисто-гранитные известняки $D_2$ . Ксенолиты в гранитах падают СВ $80^\circ \angle 80^\circ$ .	Змеевики. Габбро-диориты	Гранодиориты (?) Кварцевые диориты

## зий восточного склона Среднего Урала

II фаза гранитов и ее оруденение	III фаза и связанное с ней оруденение	Положение трещин отдельности			Форма интрузии
		Q	S	Моора	
Крупнозернистые порфиоровые биотитовые граниты. Среднезернистые порфиоровые биотитовые граниты	Крупно-порфиоровые двуслюдяные граниты. Пегматоидные, мусковитовые, жильные аплиты; лейкогранит-порфиры, альбит-гранит-порфиры, пегматиты. W — Шершни и Биргильды. Позднее катаклаз, гранито-гнейсы и милониты	60—110°  335—350° 90—185°	C—Ю	CЗ—CB	Южный контакт падает к югу под $\angle 10-15^\circ$ . Восточный контакт с известняками везде срезан меридиональным разломом
Граниты, порфиоровидные граниты и гнейсо-граниты.	Мусковитовые и двуслюдяные граниты, аляскит-порфиры. Редкометальное оруденение Mo, Bi, Bi—W	—	Близко к меридиональному	—	Конкордантное залегание с породами кровли
Биотитовые мелкозернистые граниты Коневского типа. Сиенитовые контактовые разности	Порфиоровидные граниты Аллак. Крупнозернистые граниты Тюбука	60—75°	345°	275—300° 25—40°	Межформационная залежь, наклоненная на восток под углом 70—75°
Биотитовые мелкозернистые граниты Коневского типа. Контактные и гибридные разности. Пегматиты и аплиты.	Крупнозернистые пегматоидные граниты. Порфиоровидные граниты. Аляскитовые граниты и пегматиты. W, Mo, сульфиды.	60—90°	330—350°	280—320° 30—50°	Пластообразная межформац. залежь, в антиклинальной структуре каменноугольного возраста. Падение на В под $\angle 30-50^\circ$
Серые мелкозернистые биотитовые граниты (рябовские и не-красовские). Темные гибридные биотитовые граниты	Аплитовидные граниты с переходом в гранит-порфиры. Шеелит, висмутин и молибденит	75—85°  75° 285—290° 40°	на севере 335—345° на юге 0—5° 330—345°	300—320° 50—55° 320° 45° 300—330°	Предположительно межформационная залежь с крутыми падением на В под $\angle 60-65^\circ$ Восточный контакт круто падает на В $\angle 60-70^\circ$ для р-на Изумрудов
Мелкозернистые биотитовые граниты Контактные монцониты	Двуслюдяные граниты Жильные гранодиорит-порфиры. Плагиаоплиты и диорит-аплиты	40° широтн.	330—340° 345—350°	310—325° 40—35°	Крутонаклонная на восток, пад. $\angle 65-80^\circ$ Межформационная интрузия между свитами нижнего и среднего палеозоя Акмолит по В. И. Матвееву и К. Мокрушину

Из рассмотрения этой таблицы можно сделать вывод о том, что этапы формирования различных гранитных массивов восточного склона Урала имеют много общих черт и что все такие массивы можно рассматривать как отдельные члены единого магматического процесса, проявляющегося на Урале в каменноугольном периоде. Остановимся несколько подробнее на отдельных моментах формирования и условиях залегания гранитных массивов.

1. По вопросу о форме залегания гранитных интрузий все исследователи последних лет довольно единодушно приходят к заключению о том, что гранитные тела восточного склона Среднего Урала представляют собою межформационные пластовые залежи, обычно крутонаклоненные на восток под углами  $65-80^\circ$ . Таковы Тюбукский, Баженовский и Мурзинско-Адуйский массивы; для последнего некоторые авторы определяют форму залегания как акмолитовую. В большинстве случаев лежащим боком таких интрузий являются породы нижнего, ближе неопределенного палеозоя, а в висячем боку развиты вулканогенные свиты и осадки верхнего девона и каменноугольных свит  $S_1^h$  и  $S_2^c$ . Однако детальные исследования И. В. Ленных в Кочкарском массиве и Б. М. Куплетского в Шилово-Коневском показывают, что структура гранитных интрузий является более сложной. При точном картировании этих двух массивов были получены данные, указывающие на приуроченность гранитных интрузий к антиклинальным структурам девонско-каменноугольных осадочных и вулканогенных свит, при конкордантном в основном залегании гранитов с породами кровли.

Для Шилово-Коневского массива при этом характерно пологое залегание восточного контакта, с падением на восток под углом  $30-50^\circ$ . Еще более пологое залегание отмечено М. Е. Яковлевой для южного контакта Челябинского массива, который падает к югу под углом  $10-15^\circ$ .

2. Трещинная тектоника всех исследованных гранитных массивов построена примерно по одному типу. Трещины разрыва всюду имеют простирание близкое к широтному, с отклонением в отдельных случаях до СВ  $60^\circ$  и СЗ  $285-290^\circ$ .

В соответствии с этим продольные трещины, соответствующие направлению S Клооса, имеют близкое к меридиональному простирание, с отклонениями до СЗ  $330-345^\circ$  в одну сторону и СВ  $5^\circ$  в другую.

Во всех гранитных интрузиях хорошо устанавливаются и две системы трещин скалывания, преимущественно развитых в направлении СЗ  $290-320^\circ$  и СВ  $30-55^\circ$ .

В отношении ориентировки S необходимо подчеркнуть как для Шилово-Коневского так и для Тюбукского и других массивов независимость в ряде случаев этого направления от положения контактов гранитных массивов и «катакластическую» структуру ряда «полосатых» гранитов. Это указывает на затухивание первичной структуры течения в граните последующими динамическими воздействиями на гранит, действовавшими в последние моменты застывания гранитного массива, когда гранит находился в полупластическом состоянии и подвергался частичной перекристаллизации и дроблению. Благодаря действию динамических сил в одном направлении (с востока), во все время интрузии, со структурами течения S гранита в ряде массивов восточного склона Урала совпадают и позднейшие трещины дробления и катаклаза. При этом следы первичной структуры течения в гранитах более или менее хорошо сохраняются лишь в северных окончаниях массивов.

Следует отметить одну характерную особенность гранитных интрузий восточного склона — их грушевидную форму в плане геологической карты, что очень резко выражено в Шилово-Коневской интрузии. Эта особенность отмечается И. В. Ленных для Кочкарского массива и еще

раньше подчеркивалась Е. А. Кузнецовым (1941). Последний указывает, что в массивах Верх-Исетском и Сысертском южные концы гранитных интрузий также суживаются и слегка изгибаются к юго-востоку, причем сужение это происходит около линии северо-западного сдвига и свидетельствует о растекании гранитной магмы, отжиге ее из более стесненных южных участков в более свободные северные. Е. А. Кузнецов противопоставляет этому данные В. С. Коптева-Дворникова, который установил аналогичные движения гранитной магмы, но только с севера на юг для Тургоякского массива на Южном Урале.

Зависимость формы гранитных тел от тектонического воздействия северо-западного сдвига представляется нам мало убедительной, но самый факт одинаковой формы целого ряда интрузий заслуживает самого внимательного изучения со стороны тектонистов.

3. В развитии интрузивного цикла при формировании гранитных интрузий во всех массивах четко проявляется одна закономерность — первыми всюду появляются более основные гранитоиды, представленные гранодиоритами, плагиогранитами и кварцевыми диоритами. Особенно полно представлена эта первая фаза интрузии в южных массивах — Кочкарском и Челябинском, где ее сопровождает своя серия жильных пород — плагиоаплиты, плагиогранит-порфиры, спессартиты и керсантиты. В обоих массивах к этой первой, гранодиоритовой фазе интрузии приурочены золотые мезотермальные жилы с блеклой рудой и арсенопиритом и кварцево-шеелитовые жилы. Гораздо слабее развиты породы этой первой фазы в Тюбукском массиве, где они встречены в восточной части интрузии и секутся пегматитами и гранитами следующих фаз интрузии. В Баженовском районе этой фазе соответствуют плагиограниты восточной части интрузии, огнейсованные в направлении СВ 12—25°, и роговообманковые граниты по Пышме.

В Адуйско-Мурзинской интрузии гранитов аналогом первой гранодиоритово-диоритовой фазы интрузии является «восточный» диоритовый массив, лежащий в районе Изумрудных копей, который, по данным Н. С. Симбирцева, имеет конкордантное залегание с вмещающими метаморфизованными порфиритами и амфиболитами изумрудных копей и представляет по форме залегания акмолит с крутым восточным падением.

Внедрение этого диоритового массива происходило после интрузии пород габбро-перидотитовой формации, так как диоритовые порфириты, являющиеся апофизами диоритов, секут во многих местах ультраосновные породы. С другой стороны, сами диоритовые порфириты секутся в районе Первомайского прииска пегматитовыми жилами западной гранитной интрузии, которая, таким образом, является более молодой, чем интрузия диоритов.

Только в Шилово-Коновской интрузии породы этой первой фазы не были констатированы, но здесь в контактных зонах массива биотитовые граниты следующей фазы интрузии переходят в гибридизированные гранодиоритовые и диоритовые разности, имеющие чисто местное и небольшое распространение.

Во многих случаях здесь наблюдались ксенолиты кровли в гранитах, которые в большей или меньшей степени интрузивированы гранитной магмой и дают как гибридизированные разности типа гранодиоритов и кварцевых диоритов, так и своеобразные порфириформные гранодиориты, в которых выделения микролина носят порфириформный характер. Этот последний пример метасоматически-инъекционного образования порфириформных гранитов был описан Б. М. Куплетским в специальной статье.

К этому же типу контактных образований мы относим монцонитовые и более основные роговообманковые и пироксеновые краевые фации

б) Наиболее крупные месторождения вольфрамитов залегают в самом гранитном массиве и носят высокотемпературный пневматогидротермальный характер. Месторождения, удаленные от гранитной интрузии и представленные кварцевыми жилами в сланцево-порфиритовой свите вмещающих пород (Боевка, Заерово, Пороховский участок), имеют более бедную минерализацию и приближаются к более низкотемпературным, гидротермальным образованиям.

в) Очень характерен вид кварца вольфрамоносных жил; это серый, слоистый, плитчатый кварц, в котором по плоскостям слоистости выделяются марганцовые натеки и листочки зеленоватого мусковита. Присутствие в кварцевой жиле флюорита нередко указывает и на вероятность нахождения здесь вольфрамитов; с другой стороны — обилие в кварцевой жиле пирита и лимонита почти всегда сопровождается резким уменьшением или полным исчезновением в жиле вольфрамовых минералов. В зонах развития кварцевых вольфрамоносных жил и особенно в зальбандах последних нередко широко проявляются процессы грейзенизации и мусковитизации гранитов.

г) Выделение вольфрамитов в кварцевых жилах обычно имеет неправильный гнездовый характер и потому нельзя ограничиваться осмотром небольшого участка кварцевой жилы, а необходимо внимательно изучать ее на всем доступном протяжении. При этом необходимо учесть, что в ряде случаев отмечалась приуроченность вольфрамитов к лежащему боку кварцевых жил, особенно в более пологопадающих жилах; поэтому отсутствие вольфрамитов в висячем боку кварцевых жил не должно служить поводом для приостановки поисковых работ.

Следует особо подчеркнуть, что во всех разрабатываемых месторождениях Среднего Урала (Юго-Коневское, Карасьевское, Казаковское) гнездовые выделения вольфрамитов встречались не только в кварцевых жилах, но нередко образовывали самостоятельные выделения в самих гранитах, без видимой связи с кварцевыми жилами.

д) По условиям тектонической структуры района наиболее благоприятными для нахождения вольфрамитов являются кварцевые жилы с простиранием СЗ 290—310° (Коневка, Карасьевское месторождение, Пороховский участок) и СВ 70—90° (Боевка, Карасьевское месторождение), к которым и приурочена основная масса вольфрамоносных жил Среднего Урала.

## ЛИТЕРАТУРА

- Борсук Б. И. Геологическая карта Багарякско-Сысертского района. Тр. ЦНИГРИ, 1936, № 50, 1—69.
- Вертушков Г. Н. Жильные поля гранитных пегматитов Адуйского месторождения. Тр. и мат. Свердловск. горн. инст., 1940, вып. 5, 81—91.
- Коптев-Дворников В. С., Доброхотова Е. С., Рожков Н. С. и Мирлин Г. А. Геологический разрез Урала от Златоуста до Челябинска. Изд. АН СССР, 1940.
- Краснопольский А. А. Геологическое описание Невьянского округа. Тр. Геол. ком., нов. сер., 1906, вып. 45.
- Краснопольский А. А. Восточная часть Нижне-Тагильского горного округа. Тр. Геол. ком., нов. сер., 1908, вып. 41.
- Крашенинников И. М. К тектонике Челябинского гранитного массива. Ежег. геол. и мин. России, 1914, 16.
- Кривцов А. И. и Ершов В. А. Геологический очерк и полезные ископаемые Челябинского района. Челябинск, Обл. гос. изд., 1936.
- Кузнецов Е. А. и Зиновкин А. Д. Гранитные интрузии в геологической структуре Урала. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1940, 8, № 3—4.
- Кузнецов Е. А. Тектоника Среднего Урала. Изд. АН СССР, 1941.
- Куплетский В. М. К вопросу об образовании некоторых порфиридных гранитов Среднего Урала. Сборник в честь 70-летия акад. Д. С. Белякина изд. АН СССР 1946, стр. 211—219.



- Ленных И. В. Изучение оловоносности Урала. Тр. Уральск. конфер. СОПС, АН СССР, 1940.
- Покровский В. П. О вольфрамоносности Урала и о возможности классификации уральских вольфрамовых месторождений. Тр. Уральск. научн. конфер. 1939. Изд. АН СССР, 1940, 59—74.
- Смирнов Н. Н. Граниты Челябинска. Учен. зап. Моск. ун-в., ест. отд., 1916, вып. 40.
- Татаринов П. М. и Красновский Г. М. Алапаевская интрузия ультраосновных пород на Урале и ее месторождения хромистого железняка. Тр. ЦНИГРИ, 1940, вып. 120.
- Успенский Н. А. Геологическая карта Урала. Планшет 0-41-IX-СВ. Нейво-Шайтанский завод, с. Мурзинское. Масштаб 1 : 200 000. Тр. Всесоюзн. геол. разв. об., 1931, вып. 203.
- Успенский Н. М. Материалы для познания генезиса месторождения изумрудов Монетной дачи на Урале. Зап. Ленингр. горн. инст., 1937, 11, вып. 1, 161—205<sup>1</sup>.
- Чупилин И. И. Челябинская группа месторождений золота и арсенопирита. Вестн. Геол. ком., 1929, № 1.
- Штейнберг Д. С. Состояние изученности гранитных массивов Урала. Тр. Уральск. конфер. СОПС, АН СССР, 1940.

V. M. KUPLETSKY

## THE GRANITE INTRUSIONS OF THE EASTERN SLOPE OF THE MIDDLE URALS AND THEIR RARE-METAL MINERALIZATION

### Summary

1. On the basis of a personal study and comparison of the data given in the literature on the granite massifs of the eastern slope of the Urals, the author arrived at the conclusion that the stages of formation of these massifs have many features in common and that all of these massifs may be viewed as separate members of one single magmatic process displayed in the Urals during the Carboniferous.

Subjected to a comparative study were the Chelyabinsk, Kochkar Tyubuk, Shilov-Konev, Bazhenove and Murzinka-Adui granite massifs.

2. With regard to their mode of occurrence, these granite massifs represent in most cases interformational bedded deposits, generally steeply inclined to the east at an angle of 65—80°, or confined to anticlinal structures of Devonian-Carboniferous sedimentary and volcanic series with the contact sloping dipping east at angles of 30—50°. The age of the granite intrusions is determined as post Middle Carboniferous.

3. The fracture tectonics of all the granite massifs studied belong approximately to one type. The fracture openings everywhere have a strike approaching the latitudinal one. The longitudinal fractures strike meridionally, and in all of the intrusions two systems of shear fractures may be clearly distinguished in a direction NW 290—326° and NE 30—55°. Traces of the primary flow structure in granites have been retained only in the northern extremities of the massifs, while in other parts they have been shade by later phenomena of crushing and kataklase, which called forth a gneissose appearance of the granites with a meridional strike.

4. In the development of the intrusive cycle during the formation of granite intrusions, in all of the massifs the same relationships have been established:

1<sup>st</sup> phase — intrusions of basic granitoids, represented by granodiorites, plagiogranites and quartz diorites with a corresponding vein series (plagio-aplites, plagiogranite-porphyrries, spessartites, kersantites).

2<sup>nd</sup> phase — intrusion of fine-grained biotite granites, constituting the bulk of all of the granite bodies.

Из рассмотрения этой таблицы можно сделать вывод о том, что этапы формирования различных гранитных массивов восточного склона Урала имеют много общих черт и что все такие массивы можно рассматривать как отдельные члены единого магматического процесса, проявляющегося на Урале в каменноугольном периоде. Остановимся несколько подробнее на отдельных моментах формирования и условиях залегания гранитных массивов.

1. По вопросу о форме залегания гранитных интрузий все исследователи последних лет довольно единодушно приходят к заключению о том, что гранитные тела восточного склона Среднего Урала представляют собою межформационные пластовые залежи, обычно крутонаклоненные на восток под углами  $65-80^\circ$ . Таковы Тюбукский, Баженовский и Мурзинско-Адуйский массивы; для последнего некоторые авторы определяют форму залегания как акмолитовую. В большинстве случаев лежащим боком таких интрузий являются породы нижнего, ближе неопределенного палеозоя, а в висячем боку развиты вулканогенные свиты и осадки верхнего девона и каменноугольных свит  $S_1^h$  и  $S_2^2$ . Однако детальные исследования И. В. Ленных в Кочкарском массиве и Б. М. Куплетского в Шилово-Коневском показывают, что структура гранитных интрузий является более сложной. При точном картировании этих двух массивов были получены данные, указывающие на приуроченность гранитных интрузий к антиклинальным структурам девонско-каменноугольных осадочных и вулканогенных свит, при конкордантном в основном залегании гранитов с породами кровли.

Для Шилово-Коневского массива при этом характерно пологое залегание восточного контакта, с падением на восток под углом  $30-50^\circ$ . Еще более пологое залегание отмечено М. Е. Яковлевой для южного контакта Челябинского массива, который падает к югу под углом  $10-15^\circ$ .

2. Трещинная тектоника всех исследованных гранитных массивов построена примерно по одному типу. Трещины разрыва всюду имеют простирание близкое к широтному, с отклонением в отдельных случаях до СВ  $60^\circ$  и СЗ  $285-290^\circ$ .

В соответствии с этим продольные трещины, соответствующие направлению S Клооса, имеют близкое к меридиональному простирание, с отклонениями до СЗ  $330-345^\circ$  в одну сторону и СВ  $5^\circ$  в другую.

Во всех гранитных интрузиях хорошо устанавливаются и две системы трещин скалывания, преимущественно развитых в направлении СЗ  $290-320^\circ$  и СВ  $30-55^\circ$ .

В отношении ориентировки S необходимо подчеркнуть как для Шилово-Коневского так и для Тюбукского и других массивов независимость в ряде случаев этого направления от положения контактов гранитных массивов и «катакластическую» структуру ряда «полосатых» гранитов. Это указывает на затушевание первичной структуры течения в граните последующими динамическими воздействиями на гранит, действовавшими в последние моменты застывания гранитного массива, когда гранит находился в полупластическом состоянии и подвергался частичной перекристаллизации и дроблению. Благодаря действию динамических сил в одном направлении (с востока), во все время интрузии, со структурами течения S гранита в ряде массивов восточного склона Урала совпадают и позднейшие трещины дробления и катаклаза. При этом следы первичной структуры течения в гранитах более или менее хорошо сохраняются лишь в северных окончаниях массивов.

Следует отметить одну характерную особенность гранитных интрузий восточного склона — их грушевидную форму в плане геологической карты, что очень резко выражено в Шилово-Коневской интрузии. Эта особенность отмечается И. В. Ленных для Кочкарского массива и еще

раньше подчеркивалась Е. А. Кузнецовым (1941). Последний указывает, что в массивах Верх-Исетском и Сысертском южные концы гранитных интрузий также суживаются и слегка изгибаются к юго-востоку, причем сужение это происходит около линии северо-западного сдвига и свидетельствует о растекании гранитной магмы, отжиме ее из более стесненных южных участков в более свободные северные. Е. А. Кузнецов противопоставляет этому данные В. С. Коптева-Дворникова, который установил аналогичные движения гранитной магмы, но только с севера на юг для Тургоякского массива на Южном Урале.

Зависимость формы гранитных тел от тектонического воздействия северо-западного сдвига представляется нам мало убедительной, но самый факт одинаковой формы целого ряда интрузий заслуживает самого внимательного изучения со стороны тектонистов.

3. В развитии интрузивного цикла при формировании гранитных интрузий во всех массивах четко проявляется одна закономерность — первыми всюду появляются более основные гранитоиды, представленные гранодиоритами, плагиогранитами и кварцевыми диоритами. Особенно полно представлена эта первая фаза интрузии в южных массивах — Кочкарском и Челябинском, где ее сопровождает своя серия жильных пород — плагиоаплиты, плагиогранит-порфиры, спессартиты и керсантиты. В обоих массивах к этой первой, гранодиоритовой фазе интрузии приурочены золотые мезотермальные жилы с блеклой рудой и арсениритом и кварцево-шеелитовые жилы. Гораздо слабее развиты породы этой первой фазы в Тюбукском массиве, где они встречаются в восточной части интрузии и секутся пегматитами и гранитами следующих фаз интрузии. В Баженовском районе этой фазе соответствуют плагиограниты восточной части интрузии, огнейсованные в направлении СВ 12—25°, и роговообманковые граниты по Пышме.

В Адуйско-Мурзинской интрузии гранитов аналогом первой гранодиоритово-диоритовой фазы интрузии является «восточный» диоритовый массив, лежащий в районе Изумрудных копей, который, по данным Н. С. Симбирцева, имеет конкордантное залегание с вмещающими метаморфизованными порфиритами и амфиболитами изумрудных копей и представляет по форме залегания акмолит с крутым восточным падением.

Внедрение этого диоритового массива происходило после интрузии пород габбро-перидотитовой формации, так как диоритовые порфириды, являющиеся апофизами диоритов, секут во многих местах ультраосновные породы. С другой стороны, сами диоритовые порфириды секутся в районе Первомайского прииска пегматитовыми жилами западной гранитной интрузии, которая, таким образом, является более молодой, чем интрузия диоритов.

Только в Шилово-Коновской интрузии породы этой первой фазы не были констатированы, но здесь в контактных зонах массива биотитовые граниты следующей фазы интрузии переходят в гибридизированные гранодиоритовые и диоритовые разности, имеющие чисто местное и небольшое распространение.

Во многих случаях здесь наблюдались ксенолиты кровли в гранитах, которые в большей или меньшей степени интрузивированы гранитной магмой и дают как гибридизированные разности типа гранодиоритов и кварцевых диоритов, так и своеобразные порфиридовидные гранодиориты, в которых выделения микролина носят порфиридовидный характер. Этот последний пример метасоматически-инъекционного образования порфиридовидных гранитов был описан Б. М. Куплетским в специальной статье.

К этому же типу контактных образований мы относим монцонитовые и более основные роговообманковые и пироксеновые краевые фации

гранитов Мурзинского массива, по ряду особенностей состава и структуры напоминающие плагиогранитовые и диоритовые разности гибридных пород Шилово-Коневской интрузии.

В Баженовской интрузии типичным примером гибридных фаций нормальных гранитов является тип, называемый курмановским гранитом, переполненный ксенолитами кровли. Он образует изолированный выход вблизи с. Боярского.

Таким образом, можно фиксировать многие черты сходства между рассматриваемыми массивами, которые аналогичны и по своему геологическому положению.

Во вторую фазу гранитной интрузии происходит во всех массивах внедрение мелкозернистых биотитовых гранитов, составляющих главную массу всех гранитных тел. Эти то серые, то желтоватые, слегка гнейсовидные граниты были выделены в 1939 г. под названием «коневских» гранитов; но они же пользуются широким развитием и в восточной части Мурзинско-Адуйского массива и в Тюбукском и в Кочкарском массивах.

В Челябинском массиве в эту фазу интрузии развиваются среднезернистые и крупнозернистые профиоровидные биотитовые граниты, аналоги которых имеются и в Кочкарском массиве. Фациальные отличия челябинских гранитов указывают на гипабиссальный характер этой интрузии.

Впрочем, и для других кислых интрузий восточного склона Среднего Урала мы можем констатировать неглубокий уровень залегания и небольшой эрозионный срез поверхности гранитов, благодаря чему в Шилово-Коневском, Мурзинско-Адуйском и других массивах мы постоянно встречаем в гранитах участки, переполненные ксенолитами кровли, и констатируем послыйный характер интрузии гранитов в боковые породы. Эта вторая, главная по объему фаза гранитной интрузии ни в одном из исследованных массивов не сопровождается сколько-нибудь заметным проявлением оруденения.

Наиболее интересной с практической точки зрения является последняя, третья, фаза гранитной интрузии, с которой в ряде массивов связано редкометальное оруденение. Проявляется она в различных массивах по-разному, но все представители этой фазы характеризуются своим лейкократовым обликом, усилением роли летучих компонентов, обильным развитием здесь мусковита и широким развитием пегматитового процесса, с которым тесно связано появление порфиоровидных лейкократовых гранитов.

В Кочкарском и Челябинском гранитных массивах к этой именно фазе относится появление мусковитовых и двуслюдяных гранитов, а также пегматитовых разностей гранитов. Среди жильных представителей этой фазы отмечаются аляскит-порфиры в Кочкарском массиве и лейкократовые и альбитовые гранит-порфиры в Челябинском.

К этим последним этапам гранитной интрузии приурочены месторождения вольфрама Шершни и Биргильды в Челябинском массиве и редкометальное молибдено-висмутовое и висмута-шеелитовое оруденение в Кочкаре.

В Тюбукском массиве представителями последних фаз гранитной интрузии являются крупнозернистые лейкократовые граниты с. Тюбук и порфиоровидные граниты с. Аллаки, с которыми связано незначительное проявление оловянности.

В Шилово-Коневской интрузии последние фазы интрузии дают довольно разнообразные породы. Это крупнозернистые пегматоидные граниты Н. Ипатово, порфиоровидные граниты с. Сосновского, тесно связанные с пегматитами, к которым приурочено слабое вольфрамитовое оруденение, и, наконец, лейкократовые аляскитовые граниты Юго-Коневско-

го рудника, являющиеся родоначальником вольфрамитового оруденения с небольшой примесью молибдена и довольно широко развитым сульфидным процессом.

Шеелито-висмутовое оруденение Ялунинского месторождения в Баженовском массиве также связывается И. Е. Сморгочевым с более поздними аплитовидными гранитами, дающими переходы в гранит-порфиры.

Наконец, в Мурзинско-Адуйском массиве гранитная интрузия заканчивается появлением двуслюдяных гранитов. Широко развитые по рекам Нейве и Алабашке, а также в районе Адуа порфирированные граниты Мурзинского массива во многом напоминают порфирированные граниты Аллак в Тюбукском массиве и с. Сосновского в Шилово-Коневском, которые тесно связаны с пегматитовой фазой гранитной интрузии, как и Алабашские порфирированные граниты.

Вышеприведенное сопоставление развития гранитных интрузий восточного склона Среднего Урала показывает многие общие черты в их развитии и с несомненностью доказывает принадлежность их к единому магматическому очагу.

По общему мнению большинства уральских геологов и на основании фактических данных, собранных за последние годы при изучении гранитов Урала, мы вместе с Е. А. Кузнецовым (1941) можем считать установленным, что «эрема интрузий гранитных масс восточного склона Урала является более поздним, чем средний карбон, но точно установить верхнюю границу его невозможно. Интрузии гранитов следовали по следам предшествовавших им интрузий, давая межформационные залежи, отчасти же вторглись в антиклинальные зоны».

4. Среди всех рассмотренных выше гранитных массивов Мурзинско-Адуйский резко отличается от других развитием в западной части его широкой инъеционной гранито-гнейсовой зоны, которая прослеживается от северной оконечности массива до района Адуа — Крутихи, где она разбивается на мелкие полосы и исчезает среди массивных гранитов. В строении этой инъеционной зоны значительную роль играют парагнейсы, на что указывает широкое развитие графитистых и силлиманитовых пород в районе Мурзинки. Образование этой инъеционной зоны, может быть, следует объяснить обогащением магмы Мурзинской интрузии летучими компонентами, в пользу чего говорит обилие пегматитовых жил с самоцветами в этом массиве. Такое обилие летучих компонентов в магме несомненно делало ее более легкоподвижной и способствовало, при наличии благоприятных тектонических условий, проникновению гранитных инъекиций в крутостоящую метаморфизованную осадочную толщу западного бока гранитной интрузии.

5. Редкометальное оруденение связано в большинстве случаев с наиболее молодыми фазами гранитных интрузий и четко охарактеризовано. Можно отметить только, что на основании изучения вольфрамитовых месторождений Среднего Урала, приуроченных в основном к Шилово-Коневской интрузии, устанавливаются здесь следующие поисковые признаки:

а) Прежде всего следует отметить, что известные в районе проявления вольфрамоносности генетически связаны в большинстве случаев с наиболее молодыми фазами гранитной интрузии и постоянно приурочены к восточному, висячему боку гранитного массива, располагаясь в расстоянии 200—600 м от контакта гранитов с вмещающими породами. В этой именно зоне располагаются разрабатываемые месторождения Юго-Коневское, Карасьевское, Заеровская жила в окрестностях с. Коневое, Казаковский вольфрамоносный участок, находка вольфрамоносных кварцевых жил у с. Сосновского, на Галочьей горе у с. Камышево, Баженовское месторождение висмута и шеелита и т. п.

б) Наиболее крупные месторождения вольфрамитов залегают в самом гранитном массиве и носят высокотемпературный пневматогидротермальный характер. Месторождения, удаленные от гранитной интрузии и представленные кварцевыми жилами в сланцево-порфиритовой свите вмещающих пород (Боевка, Заерово, Пороховский участок), имеют более бедную минерализацию и приближаются к более низкотемпературным, гидротермальным образованиям.

в) Очень характерен вид кварца вольфрамоносных жил; это серый, слоистый, плитчатый кварц, в котором по плоскостям слоистости выделяются марганцовые натски и листочки зеленоватого мусковита. Присутствие в кварцевой жиле флюорита нередко указывает и на вероятность нахождения здесь вольфрамитов; с другой стороны — обилие в кварцевой жиле пирита и лимонита почти всегда сопровождается резким уменьшением или полным исчезновением в жиле вольфрамовых минералов. В зонах развития кварцевых вольфрамоносных жил и особенно в зальбандах последних нередко широко проявляются процессы грейзенизации и мусковитизации гранитов.

г) Выделение вольфрамитов в кварцевых жилах обычно имеет неправильный гнездовый характер и потому нельзя ограничиваться осмотром небольшого участка кварцевой жилы, а необходимо внимательно изучать ее на всем доступном протяжении. При этом необходимо учесть, что в ряде случаев отмечалась приуроченность вольфрамитов к лежащему боку кварцевых жил, особенно в более пологопадающих жилах; поэтому отсутствие вольфрамитов в висячем боку кварцевых жил не должно служить поводом для приостановки поисковых работ.

Следует особо подчеркнуть, что во всех разрабатываемых месторождениях Среднего Урала (Юго-Коневское, Карасьевское, Казаковское) гнездовые выделения вольфрамитов встречались не только в кварцевых жилах, но нередко образовывали самостоятельные выделения в самих гранитах, без видимой связи с кварцевыми жилами.

д) По условиям тектонической структуры района наиболее благоприятными для нахождения вольфрамитов являются кварцевые жилы с простиранием СЗ 290—310° (Коневка, Карасьевское месторождение, Пороховский участок) и СВ 70—90° (Боевка, Карасьевское месторождение), к которым и приурочена основная масса вольфрамоносных жил Среднего Урала.

## ЛИТЕРАТУРА

- Борсук Б. И. Геологическая карта Багарякско-Сысертского района. Тр. ЦНИГРИ, 1936, № 50, 1—69.
- Вертушков Г. Н. Жильные поля гранитных пегматитов Адуйского месторождения. Тр. и мат. Свердловск. горн. инст., 1940, вып. 5, 81—91.
- Коптев-Дворников В. С., Доброхотова Е. С., Рожков Н. С. и Мирлин Г. А. Геологический разрез Урала от Златоуста до Челябинска. Изд. АН СССР, 1940.
- Краснопольский А. А. Геологическое описание Невьянского округа. Тр. Геол. ком., нов. сер., 1906, вып. 45.
- Краснопольский А. А. Восточная часть Нижне-Тагильского горного округа. Тр. Геол. ком., нов. сер., 1908, вып. 41.
- Крашенинников И. М. К тектонике Челябинского гранитного массива. Ежег. геол. и мин. России, 1914, 16.
- Кривцов А. И. и Ершов В. А. Геологический очерк и полезные ископаемые Челябинского района. Челябинск, Обл. гос. изд., 1936.
- Кузнецов Е. А. и Зиновкин А. Д. Гранитные интрузии в геологической структуре Урала. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1940, 8, № 3—4.
- Кузнецов Е. А. Тектоника Среднего Урала. Изд. АН СССР, 1941.
- Куплетский В. М. К вопросу об образовании некоторых порфиридных гранитов Среднего Урала. Сборник в честь 70-летия акад. Д. С. Белянкина изд. АН СССР 1946, стр. 211—219.

- Ленных И. В. Изучение оловоносности Урала. Тр. Уральск. конфер. СОПС, АН СССР, 1940.
- Покровский В. П. О вольфрамоносности Урала и о возможности классификации уральских вольфрамовых месторождений. Тр. Уральск. научн. конфер. 1939. Изд. АН СССР, 1940, 59—74.
- Смирнов Н. Н. Граниты Челябинска. Учен. зап. Моск. ун-в., ест. отд., 1916, вып. 40.
- Татаринов П. М. и Красновский Г. М. Алапаевская интрузия ультраосновных пород на Урале и ее месторождения хромистого железняка. Тр. ЦНИГРИ, 1940, вып. 120.
- Успенский Н. А. Геологическая карта Урала. Планшет 0-41-IX-СВ. Нейво-Шайтанский завод, с. Мурзинское. Масштаб 1 : 200 000. Тр. Всесоюзн. геол. разв. об., 1931, вып. 203.
- Успенский Н. М. Материалы для познания генезиса месторождения изумрудов Монетной дачи на Урале. Зап. Ленингр. горн. инст., 1937, 11, вып. 1, 161—205<sup>1</sup>.
- Чупилин И. И. Челябинская группа месторождений золота и арсенопирита. Вестн. Геол. ком., 1929, № 1.
- Штейнберг Д. С. Состояние изученности гранитных массивов Урала. Тр. Уральск. конфер. СОПС, АН СССР, 1940.

V. M. KUPLETSKY

## THE GRANITE INTRUSIONS OF THE EASTERN SLOPE OF THE MIDDLE URALS AND THEIR RARE-METAL MINERALIZATION

### Summary

1. On the basis of a personal study and comparison of the data given in the literature on the granite massifs of the eastern slope of the Urals, the author arrived at the conclusion that the stages of formation of these massifs have many features in common and that all of these massifs may be viewed as separate members of one single magmatic process displayed in the Urals during the Carboniferous.

Subjected to a comparative study were the Chelyabinsk, Kochkar Tyubuk, Shilov-Konev, Bazhenov and Murzinka-Adui granite massifs.

2. With regard to their mode of occurrence, these granite massifs represent in most cases interformational bedded deposits, generally steeply inclined to the east at an angle of 65—80°, or confined to anticlinal structures of Devonian-Carboniferous sedimentary and volcanic series with the contact sloping dipping east at angles of 30—50°. The age of the granite intrusions is determined as post Middle Carboniferous.

3. The fracture tectonics of all the granite massifs studied belong approximately to one type. The fracture openings everywhere have a strike approaching the latitudinal one. The longitudinal fractures strike meridionally, and in all of the intrusions two systems of shear fractures may be clearly distinguished in a direction NW 290—326° and NE 30—55°. Traces of the primary flow structure in granites have been retained only in the northern extremities of the massifs, while in other parts they have been shade by later phenomena of crushing and kataklase, which called forth a gneissose appearance of the granites with a meridional strike.

4. In the development of the intrusive cycle during the formation of granite intrusions, in all of the massifs the same relationships have been established:

1<sup>st</sup> phase — intrusions of basic granitoids, represented by granodiorites, plagiogranites and quartz diorites with a corresponding vein series (plagio-aplites, plagiogranite-porphyrines, spessartites, kersantites).

2<sup>nd</sup> phase — intrusion of fine-grained biotite granites, constituting the bulk of all of the granite bodies.

3<sup>rd</sup> phase — intrusion of leucocratic granites — muscovite, pegmatite, porphyry-like, alaskite granites — with which the sheelite-bismuth and wolframite mineralization in the Konev and Bazhenovo deposits, the tin-ore mineralization in the Tyubuk massif, and molybdenum, bismuth and sheelits in the Kochkar massif are associated.

5. Among all the granite massifs considered in the work the Murzinka-Aduimassif is strikingly different from the others in the development in its western part of a wide injection granite-gneiss zone, extend from the northern extremity of the massif to the region of the Adui-Krutikha River. A considerable part in this injection zone is consisted of paragneisses, which is present by the extensive development of graphite and sillimanite rocks in the Murzinka region. The formation of this injection zone is related by the author with an enrichment of the Murzinka intrusion with volatile components.

6. In conclusion, the author cites a number of search features for to find rare-metal mineralization associated with the granite intrusions of the eastern slope of the Central Urals.

---



## СОДЕРЖАНИЕ

Введение . . . . .	1
I. Челябинский гранитный массив . . . . .	2
1. Петрографический очерк . . . . .	10
2. Полезные ископаемые . . . . .	15
II. Кочкарский массив . . . . .	17
III. Шилово-Коневский гранитный массив . . . . .	24
1. Введение . . . . .	24
2. Геологический очерк . . . . .	25
3. Геологическое положение и тектоника массива . . . . .	31
4. Петрографическая характеристика гранитов . . . . .	41
Породы первой фазы интрузии . . . . .	42
Породы второй фазы интрузии . . . . .	48
5. Химизм гранитоидов Шилово-Коневской интрузии . . . . .	55
6. Полезные ископаемые Шилово-Коневского массива . . . . .	57
IV. Тюбукский массив . . . . .	70
1. Петрографический очерк . . . . .	74
2. Полезные ископаемые . . . . .	79
V. Баженовский гранитный массив . . . . .	79
Тектоника гранитов . . . . .	83
VI. Мурзинский гранитный массив . . . . .	85
1. Западная зона Мурзинского массива . . . . .	87
2. Восточная зона Мурзинского массива . . . . .	90
VII. Общие закономерности развития гранитных интрузий восточного склона Среднего Урала . . . . .	95
Литература . . . . .	102
Резюме . . . . .	103

*Печатается по постановлению  
Редакционно-издательского совета  
Академии Наук СССР*

\*

Редактор издательства *С. Т. Попова*  
Технический редактор *О. В. Залышкина*  
Корректор *Н. Н. Певцова*

\*

РИСО АН СССР №2282. А-01691. Тип. заказ № 1238  
Подп. к печ. 8/II 1947 г. Формат бум. 70×108.<sup>3</sup>/<sub>16</sub>  
Печ. л. 6<sup>3</sup>/<sub>4</sub>. Уч.-издат. 9<sup>1</sup>/<sub>2</sub>. Тираж 2000

2-я тип. Издательства Академии Наук СССР.  
Москва. Шубинский пер., д. 10.

**Цена 7 руб. 50 к.**

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ СЕРИЯ

- Вып. 2** (№ 1). 1938. Стр. 42. Ц. 2 р. 50 к.  
*Н. И. Соустов и Б. М. Куплетский.* Материалы по петрографии Кольского полуострова.
- Вып. 3** (№ 2). 1938. Стр. 34. Ц. 2 р. 50 к.  
*Ф. И. Рукавишников.* Геолого-петрографический очерк района Айдырлинских золотовольфрамовых месторождений на Южном Урале.
- Вып. 4** (№ 3). 1938. Стр. 30. Ц. 1 р. 50 к.  
*Д. С. Белянкин, В. П. Еремеев и В. П. Петров.* Новые данные по неоинтрузиям в бассейне реки Уруха.
- Вып. 5** (№ 4). 1938. Стр. 40. Ц. 2 р.  
*И. В. Борисович.* Продукты разложения базальтов реки Мокрой Волновахи.  
*А. П. Лебедев.* Плагноклазы четвертичных лав Алагеза. *Л. М. Куприянова.* О сферолитовой микроструктуре в шамоте. *А. А. Леонтьева.* Исследование физических свойств обсидианов в связи с вопросом пемзообразования.
- Вып. 12** (№ 5). 1940. Стр. 99. Ц. 8 р.  
*Д. С. Коржинский.* Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности.
- Вып. 20** (№ 6). 1939. Стр. 60. Ц. 3 р.  
*В. В. Лапин.* Петрографическое исследование основных мартезовских шлаков по ходу плавки металла. *В. В. Лапин.* К минералогии томасовских шлаков. *М. П. Воларович, А. А. Леонтьева, Л. И. Корчемкин и Р. С. Фридман.* О влиянии плавикового шпата на плотность и вязкость расплавленного диорита. *Н. А. Торопов.* Кристобалитизация кварца при низких температурах.
- Вып. 21** (№ 7). 1940. Стр. 73. Ц. 5 р.  
*И. А. Преображенский.* О формах зерен. *А. А. Турцев.* Магнитные свойства бурых железняков Керченского полуострова. *А. И. Волженков.* Реакционные взаимоотношения, сопровождающие кристаллизацию гранитной магмы. *Д. С. Белянкин и В. П. Петров.* Тешенито-кампонито-мончикитовые интрузии окрестностей г. Ахалциха.
- Вып. 25** (№ 8). 1940. Стр. 83. Ц. 7 р. 50 к.  
*И. Е. Сморгчов.* Характерные особенности оловоносных гранитов Зеренского района. *Б. М. Куплетский.* Палагонитовые базальты Тимана. *И. А. Преображенский.* Автогенные полевые шпаты в девонских песчаниках Тимана. *И. А. Островский.* Использование вариационных диаграмм при изучении сложных минералов. *В. В. Лапин.* О некоторых явлениях выветривания гранита и мрамора в сооружениях. *М. П. Воларович и Л. И. Корчемкин.* О влиянии газов на кристаллизацию расплавов горных пород. *С. Л. Вольфсон и В. В. Лапин.* К вопросу о составе «выполняющего вещества» в структуре портландского цементного клинкера. *Б. В. Иванов.* К петрографии зонального динаса из свода отражательной печи Кировградского медеплавильного завода.
- Вып. 26** (№ 9). 1940. Стр. 64. Ц. 5 р. 50 к.  
*Н. И. Соустов.* Протерозойская спилито-диабазовая формация «Имандра Варзуга» на Кольском полуострове.
- Вып. 29** (№ 10). (В печати).  
*Б. М. Куплетский и О. И. Ковалева.* Опыты рациональной классификации гранитоидов.
- Вып. 34** (№ 12). 1940. Стр. 48. Ц. 4 р. 50 к.  
*Б. П. Беликов.* Мраморы Грузии.

