

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 7

В. В. ХОМЕНТОВСКИЙ

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ
И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ
ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКОГО
АНТИКЛИНОРИЯ
НА СРЕДНЕМ УРАЛЕ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 7

В. В. ХОМЕНТОВСКИЙ

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ
И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ
ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКОГО
АНТИКЛИНОРИЯ
НА СРЕДНЕМ УРАЛЕ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

МОСКВА — 1958

Главный редактор
академик Н. С. ШАТСКИЙ

Ответственный редактор
Н. А. ШТРЕЙС

ВВЕДЕНИЕ

На протяжении нескольких лет коллективом геологов под руководством М. Б. Бородаевской производились исследования формаций даек и малых интрузий и сопутствующей им металлогении как в геосинклиналях, так и в областях с платформенным режимом развития. В качестве примера развития этих интрузий в условиях геосинклинальной области был выбран восточный склон Урала, в частности район, расположенный между Свердловском и Невьянском, где формация малых интрузий развита особенно широко. Отряд, возглавляемый автором, производил геологическую съемку для выяснения общей структуры и положения в ней малых интрузий. В результате двухлетних работ нами были критически пересмотрены данные предыдущих исследователей и собран фактический материал, позволяющий по-новому осветить на 1953 год некоторые вопросы стратиграфии и тектоники этой области.

Описанный район находится в центре промышленного Урала. На его территории расположены такие культурные и горнометаллургические центры, как Свердловск, Березовск, Верхне-Пышминск и Невьянск. Геологическое изучение этого района началось уже в начале XVIII столетия. С того времени было проведено так много исследований, что простой перечень их может стать предметом самостоятельной работы. Мы лишь кратко рассмотрим основные, наиболее детальные работы, в результате которых сложилось современное представление о геологическом строении изученной площади.

В обширной истории этих исследований могут быть выделены четыре этапа.

Первый из них соответствует XVIII и почти всему XIX столетию. К этому этапу относятся исследования И. Лепехина, П. С. Палласа, Б. Ф. Германа, И. Севергина, Г. Розе и других естествоиспытателей, у которых мы находим физико-географические описания и упоминания о различных встреченных ими горных породах. Попытки выяснить взаимоотношения между отдельными горными породами появляются лишь в конце этого этапа (Шуровский, 1841; Мурчисон, Вернейль и Кейзерлинг, 1849).

Начало второго этапа относится к концу прошлого века. Проводятся систематические исследования, главным образом силами Геологического комитета, с целью составления десятиверстной геологической карты Урала. С этим этапом связаны имена таких замечательных исследователей Урала, как А. П. Карпинский, А. М. Зайцев, А. А. Краснопольский, Е. С. Федоров, Н. К. Высоцкий, Н. Н. Яковлев, В. В. Никитин, Ф. Н. Чернышев и др.

А. А. Краснопольский (1906) разработал вопросы стратиграфии и первый дал геологическую карту весьма значительной территории, охватывающую северную часть площади, позднее нами изученной. Этот исследова-

тель впервые в окрестностях дер. Корелы нашел нижнекаменноугольные окаменелости. Известняки, распространенные в районе с. М. Быньги—Невьянск—Нейво—Рудянка, на основании собранных окаменелостей Краснопольский отнес к девону.

О тектоническом строении рассматриваемой области, за исключением нескольких замеров элементов залегания горных пород, Краснопольский ничего не пишет. В этом отношении гораздо больший интерес представляет отчет В. В. Никитина (1907). Он впервые достаточно точно оконтурил площади выходов различных пород и описал их петрографию. Никитин считал, что образование Верхне-Исетского гранитного массива произошло в результате заполнения гранитной магмой крупного грабена, имеющего меридиональное простирание. В качестве грабена им рассматривалась также и полоса выходов тонкозернистых осадочных пород, разделяющая Благодатный и Пышминско-Ключевской массивы серпентинитов. Многие из этих выводов впоследствии сильно изменились, но наличие крупных блоков, обусловленных вертикальными перемещениями по разломам, и даже их форма, как нам кажется, не вызывают сомнения.

Второй этап исследований заканчивается составлением Н. К. Высоцким (1913) сводной работы, в которой описывается более северная по сравнению с изучавшейся нами территория; эта работа обобщила огромный материал в единую стройную концепцию, соответствующую уровню знаний того времени.

Третий этап геологических исследований охватывает период с конца гражданской войны до 1939—1940 гг. Этот период характеризуется для всего Урала крупными обобщениями, в результате которых создалось современное представление о его геологическом строении.

Так, работа Д. В. Наливкина (1929) произвела переворот в представлениях о стратиграфии Урала. Сделанный Наливкиным пересмотр окаменелостей показал, что в многочисленных пунктах, в слоях, относившихся ранее к нижнему девону, преобладают верхнесилурийские формы.

Важнейшими обобщениями этого периода являются составленные в 1931 г. геологические карты Урала 1 : 1 000 000, а в 1939 г. и 1 : 500 000. В объяснительной записке к миллионной карте и более поздних работах Л. С. Либрович (1936, 1939) отмечает широкое развитие на восточном склоне эффузивов верхнесилурийского возраста, а также доказывает наличие и визейских вулканогенных пород.

И. И. Горский (1939) в объяснительной записке к 1 : 500 000 геологической карте доказывает проявление на Урале гуронской, салаирской и каледонской складчатостей и отмечает исключительную роль герцинских тектонических движений в формировании структуры Урала. В более поздней своей работе Горский (1943) дал четкую схему геотектонического районирования Урала. В пределах восточного склона им выделены следующие основные структуры: зона герцинских гранитных интрузий, являющаяся крупным антиклинорием, и окаймляющие ее с востока и запада синклиории.

Исключительное значение в выяснении геологического строения восточного склона Урала имеют исследования Е. А. Кузнецова (1939), который, путем поперечных пересечений хребта, в сравнительно короткий срок собрал и обобщил фактический материал по огромной территории.

Е. А. Кузнецов, в частности, выяснил, что зеленокаменная полоса представляет собой самостоятельную структурную зону, являясь сложно построенным синклиорием, ограниченным с запада и востока разломами.

В 1929 г. М. Б. Романовым, а вслед за ним в 1935 г. В. И. Матвеевым почти вся исследованная нами территория была покрыта съемкой масштаба 1 : 200 000 и 1 : 100 000.

В связи с поисковыми работами на этой территории было произведено довольно много специализированных съемочных работ, главным образом крупного масштаба. Некоторые из них охватывают большую территорию. Среди этих работ следует отметить 1 : 85 000 карту окрестностей г. Невьянска, составленную Д. С. Штейнбергом в 1935 г., и первый вариант геологической карты окрестностей Березовска, выполненной М. Б. и Н. И. Бородаевскими в 1934 г.

Четвертый, или современный, этап исследований начался в 1939—1940 гг. В течение этого периода вся исследованная площадь за небольшими исключениями была планомерно покрыта кондиционной геологической съемкой. Примерно тогда же началось планомерное и интенсивное изучение всего региона в целом. Первые съемки зачастую были сильно затруднены из-за отсутствия сколько-нибудь четко разработанной стратиграфии. Но в последнее время на базе этих детальных геологических исследований были разрешены многие принципиальные вопросы стратиграфии, благодаря чему появилась возможность свести богатый фактический материал отдельных съемок на достаточно обоснованной фактической базе. К сожалению, за этот период, непосредственно по исследованному району, очень немного опубликовано работ.

В 1942 г. Н. А. Штрейсу на основании площадной съемки разработал стратиграфию зеленокаменных свит в районе Кировграда, Нейво-Рудянки и Невьянска. От Верхне-Исетского массива на запад им были выделены следующие толщи пород: 1) амфиболитизированные эффузивы основного состава; 2) мраморизованные известняки; 3) вулканогенные породы, главным образом среднего состава; 4) известняки с окаменелостями *Protathyris didyma* D a l m., *Lissatrypa* sp., *Artypa reticularis* L i n n. и др.; 5) комплекс терригенных и вулканических пород, лежащий на известняках трансгрессивно и несогласно; 6) плагиоклазовые и рогово-обманковые порфириды; 7) альбитофиры; 8) чередование весьма различных по составу вулканогенных пород. По аналогии с разрезом Нижнего Тагила две нижние толщи отнесены к уинлоку, третья толща к нижнему лудлоу, а известняки с окаменелостями — к среднему. Комплекс пород, трансгрессивно залегающий на известняках вплоть до альбитофиров, по Н. А. Штрейсу является верхнелудловским, следующая же толща вулканических пород — нижнедевонской.

В 1947 г. вышло монографическое описание Березовского рудного поля, составленное М. Б. и Н. И. Бородаевскими. В этой работе, помимо разрешения специфических вопросов, связанных с петрографией и структурой дайковой формации, детально описана геология окрестностей Березовска. Впервые была установлена синклинальная структура Березовского рудного поля, выявлена стратиграфическая последовательность толщ, выполняющих синклиналь (снизу): 1) диабазы, 2) плагиоклазовые порфириды, 3) туфо-брекчии, туффиты и кремнистые сланцы. Условно возраст этих толщ был определен как девон — нижний карбон.

Изучив характер метаморфизма в пределах западного контакта Мурзинского гранитного массива, авторы пришли к выводу, что разлом, ограничивающий этот гранитный массив, является доинтрузивным.

В работе В. М. Сергиевского (1947) подробно разобраны вопросы вулканизма Урала. Им выделены докембрийский, кембро-протерозойский, нижнесилурийский, средне- и верхнепалеозойские вулканические циклы подробно охарактеризованы образовавшиеся в течение этих циклов породы и закономерности их распределения.

Другим крупным обобщением, охватившим, в частности, и район наших исследований, является сводка Б. М. Романова (1947). В ней изложены представления автора о региональной структуре района и форме гранитных массивов.

Вслед за И. И. Горским, Б. М. Романов рассматривает пояс гранитных интрузий восточного склона Урала как крупный герцинский антиклинорий, осложненный серией кулисообразно расположенных антиклиналей, к которым приурочены гранитные интрузии. Все гранитные интрузии Романов считает согласными сквозными интрузиями — акмолитами (в понимании Эсмандорфена). При этом Мурзинский массив является акмолитом, падающим к востоку, а Верхне-Исетский — к западу. Серия же небольших гранитных массивов — Благодатного, Шарташского и Шабровского, по мнению автора, представляет купола Сысертского акмолита, который в общем кулисообразно подставляет Верхне-Исетский. В качестве единственного доказательства, подкрепляющего это построение, Романов приводит факт широкого распространения даек гранит-порфиров в Березовском рудном поле, которые, по его мнению, связывают отдельные массивы.

Однако детальные исследования Н. И. Бородаевского и М. Б. Бородаевской (1947) показали, что дайковая формация Березовска не имеет генетической связи с Шарташским массивом и, следовательно, этот аргумент нельзя использовать в качестве доказательства внутренней связи массивов.

В течение последнего этапа исследований большая работа была проделана И. Д. Соболевым. На основании изучения кировградского разреза этот исследователь пришел в общем к таким же выводам, какие сделал и описавший ранее этот разрез Н. А. Штрейс (1943). При сведении отдельных геологических карт на площади между Мурзинским и Верхне-Исетскими массивами И. Д. Соболев принял за основу кировградский разрез; с ним параллелизовались все развитые здесь толщи, возраст которых, таким образом, определялся как верхнесилурийский. Необходимо также отметить ценный вклад в дело освоения рассматриваемой территории, сделанной П. И. Аладинским, О. В. Бурдиной, Т. В. Диановой, Н. И. Кудриной, Е. М. Ненаховым, А. П. Нечаевой, П. Н. Нечаевым и Н. А. Спаским и др.

В результате всех проведенных исследований весьма детально были изучены массивы изверженных пород, слагающие не менее половины интересующей нас территории; появилось много прекрасных петрографических описаний богатого комплекса эффузивных, осадочных и метаморфических пород. Но выяснение региональной структуры тормозилось недостаточно разработанной стратиграфией. Располагая громадным материалом предшественников, автор наметил ряд новых вопросов по взаимоотношению между различными комплексами пород и пытался разрешить их путем детального целенаправленного картирования в наиболее перспективных участках. Изложению результатов этих исследований, проводившихся с 1950 по 1952 год включительно, и посвящена настоящая работа.

Очень большую помощь как в полевых работах, особенно в петрографических определениях, так и в подготовке статьи автору оказала М. Б. Бородаевская. В проведении полевых исследований вместе с автором принимали участие А. Ф. Степаненко и Ч. А. Халилбейли. Многим обязан автор Т. Г. Павловой, возглавлявшей отряд, который проводил детальные исследования, а также С. Г. Заводчикову, В. А. Захваткину и Н. Ф. Сидоренко, во многом способствовавшим выполнению работ.

Очень признателен автор Н. И. Бородаевскому, С. А. Кашину, Б. М. Келлеру, В. В. Меннеру, Н. А. Штрейсу и Н. П. Хераскову, ознакомившимся с содержанием работы и давшим ценные советы и указания. Всем этим лицам автор выражает глубокую благодарность.

СТРАТИГРАФИЯ

Слабо обоснованная стратиграфия является основной причиной, тормозящей выяснение геологического строения описываемого района восточного склона Урала. Трудности, возникающие здесь перед стратиграфом, общеизвестны. Они заключаются в исключительно плохой обнаженности, необычайно скудной палеонтологической охарактеризованности толщ, и почти в полном отсутствии маркирующих горизонтов. Только широкое применение бурения при съемках 1 : 50 000 масштаба смогло бы резко повысить эффективность работы в этом направлении.

Тем не менее, основываясь на отдельных палеонтологических находках и анализируя взаимоотношения свит и толщ как между собой, так и с интрузивными породами, в пределах исследуемой территории удастся выделить четыре разновозрастных комплекса пород (рис. 1), из которых каждый, в свою очередь, подразделяется на несколько свит (снизу вверх):

1. Комплекс мурзинских гнейсов

Гнейсы, окружающие Мурзинский гранитный массив: орто- и парагнейсы с прослоями и пачками мраморов, амфиболитов и биотитовых сланцев. Возраст этих пород условно определяется нами как докембрийский.

2. Нижнепалеозойский (?) комплекс:

а) агафуровская свита — зеленокаменные породы, образовавшиеся главным образом за счет пироксеновых порфиритов, диабазов, туфов и туффилов этих пород;

б) исетская свита представлена разнообразными сланцами, главным образом осадочного происхождения. Среди сланцев известны также прослой мраморизованных известняков, алевролитовых песчаников и брекчий. Возраст этих пород — самые низы палеозоя и, возможно, верхи протерозоя.

3. Среднепалеозойский комплекс¹:

а) нейвинская свита — уралитовые и плагиоклаз-уралитовые порфириты, превращенные местами в амфиболовые сланцы и амфиболиты;

б) невьянская свита — известняки, которым подчинены отдельные пачки филлитовых и углистых сланцев, а также эффузивных пород основного состава; к востоку свита фациально замещается эффузивами;

¹ Для обозначения свит среднего комплекса используются названия, впервые предложенные И. Д. Соболевым для Кировградского района. Однако объем отдельных свит и их возрастные взаимоотношения нами понимаются несколько differently.

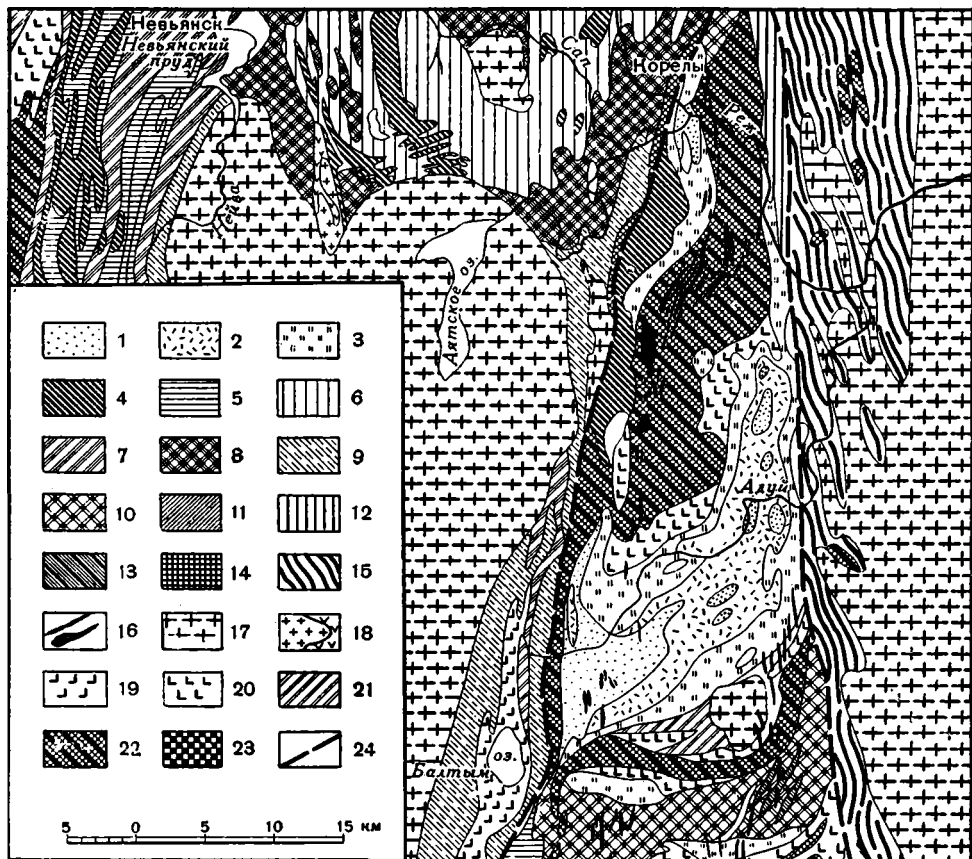


Рис. 1. Схематическая геологическая карта.

1 — березовская свита (S_1) — туфиты, переслаивающиеся с туфо-брекчиями, конгломератами, диабазами и их туфами; редкие прослои известняков; 2+3 адыгская свита D_1 — C_1 ; 2 — верхняя толща адыгской свиты — плагинклавовые порфириты, их туфы и туфо-брекчии с прослоями диабазов; 3 — нижняя толща адыгской свиты — диабазы и диабазовые порфириты, их туфы, переслаивающиеся с развитыми в подчиненном количестве габбро-диабазами и плагинклавовыми порфиритами; 4 — верхняя толща кирвоградской свиты (S_2^1) альбитофиры и их туфы, нередко превращенные в порфиритоиды и кварцево-серпичитовые сланцы; 5 — нижняя толща кирвоградской свиты (S_2^2) — андезитовые порфириты их туфы и туфо-брекчии, сильно измененные процессами зеленонаменного метаморфизма; 6 — нерасчлененная кирвоградская и невьянская свиты — пироксеново-плагинклавовые и плагинклавовые порфириты дацитового и базальтового состава, переслаивающиеся с туфами и агломератами; все эти породы часто превращены в порфиритоиды и хлоритовые сланцы; 7 — невьянская свита (S_2^{1+2}) — известняки с подчиненными прослоями различных сланцев и эффузивов, на востоке целиком замещающиеся пироксеново-плагинклавовыми и плагинклавовыми порфиритами, туфами и туфо-агломератами; 8 — нерасчлененная невьянская и нейвинская свиты — пироксеново-плагинклавовые порфириты, переслаивающиеся с пироксеновыми порфиритами, туфами и туфо-агломератами; 9 — нейвинская свита S_2^W . Пироксеновые порфириты и их туфы, в значительной степени превращенные в порфиритоиды, хлоритовые сланцы и амфиболиты; 10—13 — исетская свита; 10 — толща кварцитовых, кремнистых и филлитовых сланцев; 11 — туфо-брекчии алевроитовые арчовые песчаники и туфо-песчаники; 12 — углисто-хлоритово-кварцевые; серпичито-хлоритовые и хлоритовые сланцы с пачками мраморизованных известняков; 13 — актинолитово-хлоритовые и хлоритовые сланцы; 14 — агафуровская свита — пироксеновые, реже пироксеново-широклавовые порфириты, в значительной степени превращенные в эпидот-актинолитовые породы, хлорито-актинолитовые породы и амфиболиты; 15 — мурзинские гнейсы; 16 — малые интрузии и дайны гранитоид-порфиров; 17 — нормальные граниты; 18 — кварцевые диориты, сменяющиеся в краевых частях массива контаминированным габбро; 19 — габбро и габбро-диориты Балгынского массива; 20 — габбро; 21 — плагинграниты; 22 — змеиники; 23 — серпичитинизированные дуниты; 24 — разломы.

в) кировградская свита начинается уралит-плагиоклазовыми и плагиоклазовыми порфиритами, их туфами и туфо-брекчиями, выше в больших количествах появляются альбитофиры.

Образование пород этого комплекса происходило в течение уинлокского и лудловского веков верхнего силура.

4. Верхний комплекс

а) адуйская свита — диабазы, диабазовые порфириты, габбро-диабазы и туфы диабазов; выше по разрезу — плагиоклазовые порфириты, их туфы и прослойки диабазов;

б) березовская свита сложна по составу, состоит из перемежающихся между собой туффитов, диабазов, агломератов, брекчий и известняков; возраст свиты определяется нами как верхи девона и нижний карбон.

КОМПЛЕКС МУРЗИНСКИХ ГНЕЙСОВ

Совершенно особое и далеко не определенное положение в стратиграфическом разрезе исследованного района занимают гнейсы Мурзинского массива. Постепенно расширяющаяся на север полоса этих пород ограничена с запада крупным Мурзинским разломом, а с востока гранитами.



Рис. 2. Слабо актинолитизированный змеевик из области развития мурзинских гнейсов

На юге, у дер. Становлянки, ширина выходов гнейсов не превышает нескольких сот метров, а по р. Реж достигает 7—8 км. Состав гнейсовой толщи весьма разнообразен. Резко преобладают биотитовые и двуслюдяные гнейсы, меньшим распространением пользуются биотитовые и амфиболовые сланцы, амфиболиты и мраморы, окремненные и актинолитизированные серпентиниты и кварцитовидные породы. Для основной массы гнейсов характерна тонкая полосчатость, обусловленная чередованием светлых кварцево-полевошпатовых и темных, существенно биотитовых микропрослоев. Мощность их варьирует от 1 до 20 см. Изредка светлые прослойки резко сокращаются в мощности и порода превращается в черный

биотитовый сланец. Карбонатные породы образуют маломощные прослои среди гнейсов. Одна из таких пачек была обнаружена нами в обрыве правого берега Режа, в 1,5 км выше устья р. Адуй. Южнее картируется целая серия маломощных прослоев мраморов. В обоих случаях простирающие их северо-западное под углом $320-330^\circ$ и совпадает с полосчатостью в гнейсах. Падение, как это видно в обрыве по Режу, крутое на северо-восток. Амфиболиты и амфиболовые сланцы образуют также прослои, протягивающиеся в общем для всей толщи в северо-западном направлении. Такие же условия залегания характерны и для актинолитизированных серпентинитов. К северу от станции Ключевской картируются две сравнительно маломощные пачки этих пород. Поражает то, что при мощности пачки 150—200 м серпентиниты оказываются весьма слабо измененными. Порода сохраняет петельчатую с просечками серпофита структуру, почти вся состоит из серпентина и лишь очень слабо актинолитизирована (рис. 2).

Непосредственных данных о возрасте мурзинских гнейсов нет. Однако все изучавшие их исследователи признают, что гнейсы эти образовались за счет мощной толщи пород главным образом осадочного происхождения. Как будет показано ниже, возраст этих пород не моложе нижнего палеозоя. Кроме того, мурзинские гнейсы очень похожи на древнейшие метаморфические толщи, описанные на Южном Урале Н. П. Херасковым (1952) и А. А. Петренко (1949). По данным первого из названных авторов, эти метаморфические породы прослеживаются вплоть до южного окончания Кочкарского гранитного массива. На юге эти гнейсы перекрываются мощными свитами протерозоя, на основании чего возраст гнейсов определяют как архейский.

Гнейсы, окаймляющие Мурзинский массив, отнесены нами по аналогии к докембрию.

НИЖНЕПАЛЕЗОЙСКИЙ (?) КОМПЛЕКС

а) Агафуровская свита¹ является самой древней в пределах исследованной территории. Выходы участвующих в ее строении пород приурочены к ядрам антиклинальных структур, находящихся в южной части заснятой площади, в районе к востоку и юго-востоку от Свердловска.

Агафуровская свита в основном представлена мелкозернистыми диабазами темно-серого или темного зеленовато-серого цвета, иногда содержащими мелкие вкрапленники темноцветного минерала. Изредка количество вкрапленников резко возрастает и размеры их увеличиваются до 5—7 мм.

Среди диабазов присутствуют прослои афанитовых тонкополосчатых туффилов, окраска которых широко варьирует от салатно-зеленой до черной.

К востоку от пос. Чапаевского на значительном протяжении вскрыты верхние горизонты описываемой свиты, благодаря чему удается наблюдать взаимоотношения между отдельными разностями слагающих ее пород. Все слои в этом месте полого, под углом $25-30^\circ$, падают на юго-восток.

В основании разреза преобладают диабазы с характерной пластообразной отдельностью, разбивающей породу на плиты мощностью от 0,2 до 0,7 м. Среди них изредка встречается прослой с крупными вкрапленниками темноцветного минерала. Выше по разрезу появляются отдельные пачки полосчатых туффилов, которые еще выше начинают преобладать.

¹ Лучшие разрезы этой свиты можно наблюдать в выемках железной дороги, у пос. Агафуровские дачи (восточная окраина Свердловска).

Микроскопическое изучение пород агафуровской свиты показало, что все они благодаря интенсивным зеленокаменным преобразованиям имеют примерно одинаковый состав: актинолит, хлорит, минералы группы эпидота, иногда небольшие зернышки альбита, изредка отдельные ксеноморфные зернышки кварца. Общими являются также количественные соотношения минералов. Всюду преобладает актинолит, который образует вытянутые шестоватые кристаллы, расположенные без всякой ориентировки. В диабазовых разностях размеры отдельных зерен колеблются от 0,1 до 0,2 мм, в афанитовых туффитах они сокращаются до сотых и тысячных долей миллиметра. Порфириновые разности отличаются тем, что среди основной массы, аналогичной только что описанному порфириту, располагаются вкрапленники пироксена, ныне нацело замещенные роговой обманкой.

Со значительной степенью условности к агафуровской свите нами отнесены рассланцованные пироксеновые порфириды, обнажающиеся вдоль северо-западной окраины Уктусского габбро-перидотитового массива. По-видимому, они залегают под сланцами более молодой исетской свиты, но структура этого района довольно сложна и недостаточно изучена.

Вблизи гранитов и вдоль отдельных инъекционных зон породы агафуровской свиты превращаются в амфиболиты, состоящие из кварца и интенсивно плеохроирующего амфибола.

Следует указать, что эффузивы агафуровской свиты метаморфизованы гораздо сильнее по сравнению с прочими породами, наблюдавшимися нами в пределах исследованной территории. Кроме обычного замещения первичных минералов новообразованиями, свойственного зеленокаменному метаморфизму часто полностью стирается первичная структура породы. В то же время образование амфиболитов происходит лишь в пределах узких зон и отчетливо связано с контактным воздействием интрузий.

Видимая мощность агафуровской свиты весьма грубо может быть определена в 500 м. Нижнепалеозойский возраст ее определяется залеганием под свитой исетских сланцев.

б) Исетская свита исключительно широко развита в пределах исследованной территории. Наиболее значительные поля ее распространения находятся между Шабровским и Мурзинским гранитными массивами и севернее, в виде полосы, протягивающейся в восточно-северо-восточном направлении между Благодатским и Пышмино-Ключевским ультраосновными массивами. Узкая прерывистая полоса выходов пород исетской свиты прослеживается также почти на всем протяжении восточного контакта мурзинских гранитов. В составе свиты участвуют преимущественно осадочные образования.

Соотношения эффузивов агафуровской свиты со сланцами исетской свиты удается наблюдать в разрезах по левым притокам р. Исети в пределах западного крыла Бобровской антиклинали. Здесь афанитовые туффи агафуровской свиты сменяются вверх по разрезу микрослоистыми актинолит-хлоритовыми и хлоритовыми сланцами с прослоями туффилов. Еще выше следуют микрослоистые актинолит-хлоритово-кварцевые, кварцево-хлоритовые и углисто-кварцево-хлоритовые сланцы.

Лучший и единственно доступный для наблюдения разрез свиты можно наблюдать по правому берегу Исети, там, где она пересекает Полетаевскую синклинали (рис. 4). Здесь на туффитах агафуровской свиты залегают следующие толщи (снизу):

1. Хлорито-актинолитовые и хлоритовые сланцы.
2. Сложное чередование углисто-кварцево-хлоритовых, кварцево-хлорито-серицитовых, хлоритовых, кварцево-серицитовых, углисто-кварцевых и других сланцев.

3. Туфо-брекчии, аркозовые и полимиктовые песчаники, чередующиеся с углисто-хлоритовыми и кварцитовыми сланцами.

4. Кремнисто-серицитовые и кварцитовые, серицито-хлоритовые сланцы.

Хлоритово-актинолитовые и кварцево-хлоритово-актинолитовые сланцы нижней толщи внешне представляют собой серовато-зеленые, часто микрополосчатые, плитчатые породы. Под микроскопом они состоят из тончайшего агрегата хлорита, актинолита, кварца, землистого эпидота и полевого шпата. Микрослоистая текстура обусловлена тем, что отдельные прослой шириной от 0,1 до 0,8 мм состоят целиком из хлорита, актинолита и эпидота, другие же обогащены зернышками кварца и полевого шпата. Первоначально эти породы скорее всего были плотными туффитами. Прекрасные обнажения сланцев второй толщи можно наблюдать по правому притоку Исети, впадающему немного ниже пос. Арамиля. Здесь хорошо видно тонкое переслаивание черных углисто-кварцевых, углисто-хлоритово-серицито-кварцевых сланцев с темно-зелеными углисто-хлоритовыми и хлоритово-серицито-кварцевыми сланцами и маломощными пачками обломочных пород более верхней толщи. Собственно углисто-кварцевые сланцы состоят из зернышек кварца размерами до 0,01 мм, среди которых в виде более или менее темных пятен концентрируется тонкодисперсное углистое вещество.

Углисто-кварцево-хлоритово-серицитовые сланцы состоят из кварца, серицита и хлорита, находящихся в примерно равных количествах. Под микроскопом обнаруживается сланцеватое линзовидно-слоистое сложение породы. Кварц обычно собран в удлиненные линзочки, заключенные в серицито-хлоритовом материале, отдельные прослой в котором обогащены пылевидным углистым веществом. При увеличении или уменьшении отдельных компонентов происходит постепенный переход одних разновидностей сланцев этой толщи в другие.

Обломочные породы третьей толщи, как уже отмечалось, связаны с нижней толщей постепенными переходами. Среди них особенно характерны мелкозернистые алевритовые зеленовато-серые песчаники, в которых часто заключены крупные, до 2—3 см в поперечнике, обломки различных сланцев нижней толщи.

Изучение шлифов показало, что крупные обломки в брекчиях представлены хлоритовыми и хлоритово-серицитовыми сланцами. Форма обломков пластинчатая; как правило, они очень хорошо ориентированы по слоистости.

Состав цемента брекчии тождественен составу песчаников. В зернах цемента размером 0,05—0,4 мм преобладают кварц и полевой шпат—олигоклаз и олигоклаз-андезин. Форма зерен полуокатанная. Эти зерна и более крупные обломки заключены в микрoзернистой сланцеватой массе хлорита, серицита и кварца.

Отличную разновидность представляют песчаники и мелко-галечные конгломераты, в которых кроме кварца и полевого шпата заключены обильные обломки кислых эффузивов и своеобразных гранофигов.

Часто среди грубозернистых пород в большом количестве появляются зерна новообразованного карбоната-кальцита и анкерита. Вблизи небольших тел гранодиоритов и вдоль некоторых зон грубообломочные породы и сланцы оказываются интенсивно метаморфизованными: хлорит и серицит замещаются мусковитом и биотитом, в больших количествах появляются гранат и турмалин. Подобные кристаллические сланцы образуются в виде отдельных узких зон, полную мощность которых иногда удается наблюдать в шлифе.

В ядре синклинали, выполненной сланцами исетской свиты, появляются отдельные прослой и пачки кварцитовых и кварцево-серицитовых сланцев. Севернее они резко расширяются и в районе сибирской железно-

дорожной магистрали ими сложено обширное поле. Здесь породы этой толщи приходят в соприкосновение с углисто-кварцево-хлоритовыми, а также с хлоритовыми и хлорит-актинолитовыми сланцами, как бы замечаемая по простиранию весь вскрывающийся по Исети разрез: среди сплошного поля выходов этой толщи прослеживаются лишь отдельные линзочки хлоритовых и углисто-хлоритовых сланцев и песчаников. Описанные взаимоотношения как будто свидетельствуют о трансгрессивном залегании верхней толщи на подстилающих породах, но полностью этот вопрос нельзя считать выясненным.

Микроскопическое исследование пород этой толщи показало, что преобладающим развитием пользуются кварцево-серицитовые и кварцитовые сланцы — породы светло-желтовато-серого цвета, почти целиком состоящие из мельчайших полигональных зернышек кварца, обычно слегка вытянутых в направлении сланцеватости; кроме кварца в незначительных количествах присутствуют серицит, хлорит и рудный минерал. Значительно меньшим распространением пользуются углисто-кремнистые и кремнисто-серицитовые сланцы, а также железистые джеспиллитовидные породы.

Севернее описанного участка обширные выходы исетской свиты наблюдаются к северу от долины р. Пышмы, между Благодатским и Пышмино-Ключевским габбро-перидотовыми массивами и на крайнем северо-востоке исследованной территории вдоль западной границы Мурзинского контакта.

Свита повсеместно крайне скудно обнажена, и лишь, пользуясь аналогией с разрезом по р. Исети, местами удается выделить толщи хлоритовых и углисто-хлоритовых сланцев и кварцитовых сланцев. Среди сланцев нижней толщи в ряде мест заключены пачки мраморизованных известняков. Последние образуют отдельные линзы, крупнейшие из которых обнажаются к югу от дер. Становой и в береговых обнажениях р. Реж в окрестностях дер. Колташи. В обоих случаях известняки круто попадают на запад, имея мощность не менее 200—300 м. Гораздо менее мощные пачки известняков известны к востоку от станции Монетной и к северу от Березовска и Свердловска.

Своеобразные породы обнажаются севернее дер. Колташи. Внешне это серые сланцы с характерным шелковистым блеском на плоскостях сланцеватости. В поляризованном свете порода кажется мало прозрачной; лишь при больших увеличениях удается различить зернышки кварца, мельчайшие чешуйки серицита и хлорита, а также сростки гематита, количество которого составляет 30% породы.

Грубо ориентировочно, с учетом резкой складчатости, общая мощность свиты может быть определена в 2500—3000 м.

Для определения возраста всего нижнего комплекса в пределах исследованной территории слишком мало данных. На исетских сланцах залегают самые различные свиты среднепалеозойского комплекса. Севернее дер. Корелы на толщу кварцево-серицитовых и кварцитовых сланцев ложатся эффузивы нерасчлененной невяньско-нейвинской свиты. У Исетского озера в контакте с гранитами Верхне-Исетского массива И. Д. Соболевым были описаны гнейсы, образовавшиеся главным образом за счет пород осадочного происхождения, которые падают под пироксеновые порфириды. Эти гнейсы осмотрены нами в отдельном маршруте к озеру; они имеют явное петрографическое сходство (здесь отмечаются как кварцево-хлоритово-актинолитовые, так и углисто-кварцево-хлоритовые сланцы) с породами исетской свиты и скорее всего образовались за счет них.

Таким образом, свита во всяком случае древнее уинлоксских пироксеновых порфиридов. Сложная складчатость и плохая обнаженность не

позволяют здесь окончательно установить характер контакта между нижним и среднепалеозойскими комплексами. Но тот факт, что с исетскими сланцами в контакт приходят самые различные свиты среднего палеозоя, как будто свидетельствует о разрыве между нижним и средним комплексами.

Интересно сопоставить описанный нами разрез с данными стратиграфии более южных областей Урала. Работами Н. П. Хераскова (1948, 1952) и А. А. Петренко (1949) доказано, что в пределах Восточно-уральского антиклинория (зона гранитных интрузий) эффузивы верхнего силура трансгрессивно и несогласно залегают на мощной толще метаморфизованных пород осадочного происхождения. Н.П. Херасков (1952) приводит следующий разрез верхнего (уйского) комплекса этих пород (снизу):

1. Сильно метаморфизованные эффузивы основного и среднего состава.
2. Углистые и серицитовые сланцы и кварциты.
3. Тонкозернистые метаморфизованные песчано-глинистые отложения, превращенные в разнообразные сланцы.

Н. П. Херасков считает, что все три свиты уйского комплекса «несомненно древнее голландских и, вероятно, ниже нижнеордовикских отложений. Наиболее вероятным их возрастом являются верхи докембрия и низы палеозоя» (1952, стр. 14).

Судя по карте А. А. Петренко (1949), нижнепалеозойские толщи прослежены почти до южной окраины исследованной нами территории и выходят как раз на простирание описанного выше разреза по р. Исети.

Все приведенные данные позволяют отнести породы рассмотренного комплекса к самым низам палеозоя и к верхнему протерозою.

СРЕДНЕПАЛЕЗОЙСКИЙ КОМПЛЕКС

В пределах исследованной территории полный разрез этого комплекса развит только в Кировградском районе. Среди эффузивов здесь вскрываются пачки известняков с окаменелостями, характеризующими возраст вмещающих пород. Восточнее известняки и прочие маркирующие горизонты пропадают, мощности сокращаются и выделение отдельных свит удается производить только по аналогии с кировградским разрезом.

В интерпретации данного эталонного разреза, описанного ранее Е. А. Кузнецовым, А. Н. Штрейсом и др., имеется ряд неясностей. Мы попытаемся возможно полнее разобрать стратиграфию собственно Кировградского района и проследить распространение и фациальные изменения отдельных свит в остальных частях исследованной территории.

а) **Нейвинская свита** распространена в виде почти непрерывной полосы шириною 0,7—1,5 км, прослеженной, за исключением окрестностей дер. Кунара, на всем протяжении исследованной части контакта с Верхне-Исетским гранитным массивом. Несмотря на то, что свитой сложены преимущественно положительные формы рельефа, обнаженность ее весьма скудная.

Западнее Верхне-Исетского массива нейвинская свита сложена главным образом пироксеновыми, уралитизированными порфиритами основного состава. В нижних горизонтах отмечается сложное чередование пироксеновых порфиритов и туфов того же состава. Внешне пироксеновые порфириты представляют собой темные грязно-зеленые массивные породы с прекрасно выраженной порфириковой структурой. Вкрапленники, количество которых иногда составляет 50% объема породы, представлены кристаллами пироксена зеленовато-черного цвета. Размеры их колеблются от 1 до 8 мм. Под микроскопом видно, что пироксен вкрапленников почти нацело замещен амфиболитом. Лишь в нескольких случаях удается наблюдать среди зерен амфибола реликты пироксена. Основная масса

состоит главным образом из войлокообразных или чешуйчатых кристаллов бледно-зеленого амфибола, промежутки между которыми заполнены бесструктурным агрегатом минералов эпидот-доизитовой группы. Разновидности с вкрапленниками плагиоклаза встречаются крайне редко. Номер плагиоклаза, определенный методом симметричного угасания, соответствует лабрадору 68.

Огибая северный выступ Верхне-Исетского массива, свита претерпевает некоторые фациальные изменения. К юго-востоку от Невьянского пруда, примерно в равных количествах с пироксеновыми порфиритами, развиты пироксен-плагиоклазовые и даже плагиоклазовые порфириты и туфы этих пород. Внешне они похожи на ранее описанные породы, но вкрапленники размером до 2—3 мм в поперечнике представлены главным образом плагиоклазом.

При микроскопическом изучении выяснилось, что основная масса в тех и других порфиритах абсолютно одинакова и, в отличие от порфиритов всех вышележащих свит, состоит из сплошного агрегата войлокообразного и чешуйчатого бледно-зеленого амфибола. Плагиоклаз вкрапленников, определенный методом симметричного угасания как лабрадор 68, свидетельствует об основном составе эффузивов.

Однако в этом месте стирается различие между нейвинской и вышележащей невянской свитами и, быть может, фации пироксеново-плагиоклазовых порфиритов соответствуют лишь верхним горизонтам нейвинской свиты.

Вдоль северной части Верхне-Исетского массива в контакт с гранитами приходят вышележащие свиты; нейвинская же свита появляется вновь только у восточной окраины массива. Интересно, что в пределах этой полосы, как и вдоль западной окраины массива, свита сложена исключительно пироксеновыми порфиритами. Лишь к юго-западу от оз. Ельничного среди них выработками вскрыты пачки туфов.

Породы нейвинской свиты в контакте с Верхне-Исетской интрузией сильно метаморфизованы. Наиболее обычным продуктом изменения пироксеновых порфиритов являются амфиболиты. Это темно-серые, часто с голубоватым оттенком, породы, сохраняющие иногда слабо выраженную порфирированную структуру.

Под микроскопом видно, что амфиболиты состоят из более или менее изометричных зерен плагиоклаза, темно-зеленого амфибола и кварца. Иногда порфирированная структура полностью замещается гранобластической; характерно полосчатое расположение участков, обогащенных амфиболом.

Степень амфиболитизации в общем возрастает по направлению к контакту с гранитами. Однако при общем увеличении количества амфиболитов наблюдается несомненная связь их с определенными инъекционными зонами, в результате чего толщи, находящиеся ближе к интрузии, нередко метаморфизованы гораздо слабее.

Нижние горизонты свиты в пределах рассматриваемой территории не обнажаются, истинная мощность поэтому не может быть вычислена. Видимая мощность свиты с достаточной степенью условности принята нами в 500—700 м. Возраст свиты определяется залеганием ее под известняками, в которых были собраны окаменелости среднего лудлоу и верхов уинлока, что позволяет отнести нейвинские порфириты к уинлоку. Однако очень может быть, что породы, относимые к нейвинской свите вдоль южной окраины Верхне-Исетского массива окажутся гораздо более древними, возможно даже будут аналогом агафуровской свиты. Во всяком случае ничего нельзя возразить против такого варианта.

б) Н е в ь я н с к а я с в и т а в основном развита в пределах северо-западной части исследованной территории, где ею окаймляются выходы

нейвинской свиты. Состав свиты характеризуется сильной изменчивостью. На западе нейвинская свита состоит исключительно из одних известняков; на востоке же, наоборот, почти вся она сложена эффузивами, которые лишь с большим трудом удается отделить от подстилающих и вышележащих пород. Но в разрезе Кировградского района, где свита в значительной степени представлена известняками, положение ее вполне определено. Поэтому мы вначале дадим описание невянской свиты именно в этом месте и, проследив ряд фациальных изменений, попытаемся доказать, что свита развита и в более восточных районах.

Полностью известняками невянская свита представлена в пределах наиболее западной полосы ее выходов, которая протягивается, постепенно сужаясь от Невьянска к Нейво-Рудянке. Ширина выходов у Невьянска достигает 6 км; южнее, при пересечении с железной дорогой Шурала — Кировград, она сужается до 2 км, а еще южнее, несколько западнее Нейво-Рудянки, не превосходит 500 м.

Внешне обнажающиеся здесь известняки весьма изменчивы, что обусловлено как первичными литологическими и структурными признаками (белые, черные битуминозные, криноидные и амфипоровые известняки), так и метаморфизмом, в результате которого облик породы может изменяться до неузнаваемости.

Не имея четких представлений о последовательности залегания тех или иных разновидностей известняков, ниже мы приводим описание наиболее типичных из них.

К западу от Нейво-Рудянки в заброшенном известняковом карьере вскрываются черные битуминозные известняки, переполненные остатками кораллов. Окаменелости почти нацело перекристаллизованы и представляют собой белые, часто одинаково ориентированные стерженьки из белого кальцита, прекрасно выделяющегося на черном фоне породы. Но в некоторых случаях сохраняются отдельные реликты внутреннего строения организма, позволяющие с несомненностью говорить о том, что большинство кораллов относится к роду *Poryphera* из подкласса *Tabulata*. Часто остатки кораллов приобретают породообразующее значение.

Второй разновидностью известняков являются серые и черные битуминозные известняки, лишенные видимых органических остатков.

Битуминозные известняки обычно массивные, среднезернистые, цвет их колеблется в весьма широких пределах, но от других известняков они отличаются характерным сероводородным запахом при ударе.

Не меньшим распространением пользуются светло-серые и белые известняки. Часто они переполнены члениками криноидей, нередко слагающими главную массу породы. Известняки метаморфизованы настолько, что различить окаменелости на свежем изломе крайне трудно, но на выветрелых поверхностях часто обнаруживается, что они сплошь состоят из остатков различных организмов.

В настоящее время нет достоверных данных, чтобы судить о том, являются ли битуминозные и светлые известняки различными фациями или они разновозрастны.

Тем не менее нужно отметить, что к западу от Нейво-Рудянки развиты почти одни черные известняки; севернее же, у Невьянска, где площадь выходов свиты очень сильно расширяется, наряду с битуминозными известняками много криноидных. Так как известняки в пределах западной полосы их выходов в общем слагают ядро антиклинальной структуры (фиг. 1), то весьма вероятно, что битуминозные разности их более молоды.

Список окаменелостей, найденных различными исследователями среди описанных известняков, будет приведен ниже при обосновании возраста свиты.

Среди известняков в ряде мест было обнаружено несколько маломощ-

ных прослоев сланцев. Несколько линзовидных палочек филлитовых сланцев откартировано к югу от Невьянска и в районе Нейво-Рудянки. Эти сланцы в такой степени замещены вторичными глинистыми минералами, что даже при помощи микроскопа не удаётся выяснить их первичную природу.

Восточнее, в полосе выходов, протягивающейся вдоль железной дороги, роль эффузивных и терригенных пород в составе свиты резко возрастает. Известняки образуют здесь несколько крупных линз, заключенных в порфиритах и различных сланцах.

Прекрасный разрез свиты вскрывается рядом больших карьеров к юго-востоку от Нейво-Рудянки.

Здесь можно наблюдать следующий разрез (снизу вверх):

1. Белые крупнозернистые мраморизованные известняки. В верхней части пачки появляются прослой темно-серых известняков. Видимая мощность всей пачки — 8 м.

2. Тонкое переслаивание зеленых сланцев и известняков. В основании пачки мощность прослоев известняков достигает 20 см, в верхних же частях падает до 1 см. Сланцы имеют микрослойную текстуру и состоят из амфибола, хлорита, кварца и кальцита. Мощность 4 м.

3. Зеленовато-серые амфиболовые сланцы, тождественные описанным выше. Мощность 3 м.

4. Задернованный промежуток, отвечающий по мощности 5 м.

5. Белые массивные кристаллические известняки. В верхней части пачки прослеживается серия линзовидных прослоев уралитовых порфиров. Мощность прослоев не превышает 0,5 м. Видимая мощность всей пачки 16 м.

6. Рассланцованные змеевики, превращенные в тальково-хлоритовые сланцы.

7. Задернованный промежуток, соответствующий по мощности 50 м.

8. Черные углисто-кварцевые сланцы аспидного типа. Видимая мощность 10 м.

9. Отделяясь от углистых сланцев необнаженным промежуток, отвечающим 5—7 м мощности, вскрываются белые крупнозернистые известняки. Видимая мощность 10 м.

Особенно сложное строение невянская свита имеет в окрестностях станции Шурала, где очень широко развиты самые разнообразные сланцы, главным образом хлоритовые и серицито-хлоритовые, реже маломощные пачки филлитовых и углисто-кварцевых сланцев. Значительная часть этих сланцев, судя по тому, что они переслаиваются с невянскими известняками, несомненно относится к невянской свите. С другой стороны, при тщательном изучении кварцево-серицитовых и хлоритовых сланцев часто удается наблюдать, что эти породы образовались за счет альбитофиоров и плагиоклазовых порфиров, характерных для вышележащей Кировградской свиты, т. е. часть сланцев, возможно, относится уже к этой свите.

Сложность увеличивается и тем, что именно здесь проходит зона интенсивного дробления и рассланцевания пород. Близость состава пород, сильный метаморфизм и целый ряд разрывных нарушений сильно затрудняют в этом месте возможность точного разделения названных свит.

Различие западного и восточного разрезов подчеркивается интенсивным контактовым воздействием Верхне-Исетских гранитов. Особенно резко это воздействие отражается на известняках. У контакта с нейвинскими эффузивами известняки превращаются в белые крупнокристаллические мраморы, но западнее степень метаморфизма убывает.

Лучше всего это наблюдается в многочисленных искусственных обнажениях несколько севернее Нейво-Рудянки: на востоке выходят белые крупнокристаллические мраморы; западнее наблюдаются белые средне-

зернистые мраморы, а еще западнее встречаются уже глыбки светло-серых известняков, при ударе слегка пахнущих сероводородом.

Постепенные изменения пород от мраморов до слегка мраморизованных известняков западного разреза можно наблюдать между Невьянском и Шуралами. Как и в нейвинской свите, здесь отчетливо проявляется и иньекционный метаморфизм, в связи с которым более сильно измененные разности нередко обнаруживаются далее от контакта.

Обе полосы выходов почти на всем протяжении разделены толщей эффузивов, выполняющих проходящую в этом месте синклиналь. Но к северу от пос. Шуралы ось синклинали резко воздымается и оба крыла ее, сложенные породами нейвинской свиты, сходятся, образуя четко выраженное центроклинальное окончание.

Этот фактический материал иначе интерпретировался другими исследователями. Считалось, что западные и восточные выходы соприкасаются благодаря проходящему в этом месте сбросу. Возражения против подобной трактовки будут приведены при описании структуры данного района. Другим доказательством одновозрастности тех и других известняков является тот факт, что на полуострове Невьянского пруда в самых восточных выходах свиты вскрываются серые битуминозные известняки с кораллами из рода *Poryphera*, не отличимые от подобных же пород к юго-западу от Чигирского озера. Степень перекристаллизации известняков как в том, так и в другом случае не позволяет сделать вывод, что они имеют различный возраст.

К востоку от северного выступа Верхне-Исетского массива разрез свиты претерпевает дальнейшие изменения. Здесь свита в основном сложена пироксен-плаггиоклазовыми порфиритами основного состава и туфами этих пород. Выше отмечалось, что в этом пункте не удается провести четкую границу между невянской свитой и залегающей ниже нейвинской.

Лишь благодаря отдельным маломощным пачкам углисто-хлоритовых и филлитовых сланцев и прослоям мраморизованных известняков можно как-то проследить дальнейшее распространение свиты. Переход невянской свиты, сложенной на западе в значительной степени известняками, в эти породы доказывается путем прослеживания отдельных маркирующих горизонтов. У восточной окраины Невьянска мраморизованные известняки и заключенные среди них маломощные пачки углистых сланцев имеют северо-восточное простираение. Несколько к северо-востоку, между Невьянском и пос. Середовина, известняки, намечая периклинальное окончание структуры, имеют простираение, близкое к широтному.

Самые восточные выходы известняков отмечаются в районе Невьянской Середовины. Разрезы по скважинам показывают, что известняки образуют здесь ряд прослоев среди порфиритов. Мощность их не превышает 2—3 м. Интересно, что все прослои объединяются в три горизонта, расстояние между которыми более или менее выдержано. Простираение известняков в восточной части этого района уже СЗ 320°. Таким образом удается проследить огибание породами невянской свиты северного выступа Верхне-Исетского массива.

Нерасчлененные эффузивы невянской и нейвинской свит, неотличимые в петрографическом отношении от вулканических пород, развитых вдоль восточного контакта северного выступа Верхне-Исетского массива, широко распространены в пределах Саповского прогиба. Менее ясен вопрос с невянской свитой вдоль восточного контакта Верхне-Исетского массива. Здесь среди пироксеновых порфиритов нейвинской свиты картируется ряд синклинальных складок, сложенных пироксеново-плаггиоклазовыми порфиритами. Западнее с. Верхняя Пышма среди пироксеново-плаггиоклазовых порфиритов откартированы пачки мраморизованных из-

вестняков. С известной степенью условности эти породы были отнесены нами к невьянской свите.

Фациальные изменения невьянской свиты, как видно из приведенных описаний, подчинены определенной закономерности, которая сводится к тому, что с запада на восток происходит постепенное замещение известняков эффузивами. К юго-западу от Невьянска известняки имеют видимую мощность не менее 500—600 м; восточнее, в разрезах между Шуралами и Нейво-Рудянкой, мощность их сокращается до 300 м, к востоку же от Невьянска она падает до 100—150 м; на Середовине, удаленной к юго-востоку еще на 2 км, суммарная мощность известняков не превышает двух десятков метров.

Как уже отмечалось выше, на основании исследования окаменелостей, найденных в невьянских известняках, делаются выводы о возрасте всего остального разреза. В то же время даже при попытке определить собственно возраст известняков мы сталкиваемся со многими затруднениями. Дело в том, что в пределах обширного поля выходов известняков в окрестностях Невьянска обнажаются не только силурийские, собственно невьянские известняки, но и девонские. Взаимоотношения между теми и другими не вполне выяснены, фактические же данные по этому вопросу сводятся к следующему.

В известняках к югу и северу от Невьянска исследователями были собраны и определены окаменелости. О находке *Favosites polymorpha* и *Amplexus fortuneus* упоминает еще Мурчисон (Мурчисон и др., 1849). Более полный список ископаемых остатков приводит А. А. Краснопольский (1906): *Spirifer cicer* E i c h w., *Pentamerus* sp., *Conocardium* sp., *Platyceras* cf. *billingsii* H a l l. На основании этих данных Краснопольский сделал вывод о девонском возрасте невьянских известняков.

В последнее время Н. А. Штрейсом (1943) были найдены и определены брахиоподы — *Protathyris didyma* D a l m., *Atrypa reticularis* L., *Lissatrypa* sp., в результате чего известняки были им отнесены к среднему лудлоу.

Подтверждение выводов Н. А. Штрейса мы находим в работах И. Д. Соболева, которым к югу от Невьянска были найдены определенные Е. Д. Сошкиной следующие верхнесилурийские кораллы: *Tenuiphyllum flexuosum* S o s h k., *Zelophyllum intermedium* W d k d., *Stortophyllum concavum* W d k d.; кроме того, Г. В. Николаевой были определены *Pholidophyllum* cf. *hedströmi* W d k d.

Наконец, наиболее полные сборы в описываемых известняках были сделаны М. В. Поярковым в 1948 г. несколько севернее Невьянска. В коренных выходах по левому берегу р. Б. Быньги, у пересечения ее трактом Невьянск — Нижний Тагил (в 200 м к западу от тракта), по определению А. Н. Ходаевича, встречены следующие формы: *Comarotoechia* sp., *Gypidula* sp., *Clorindina vijaica* K h o d., *Spirifer ignobilis* K h o d., *S. (Eospirifer) togatus* V a r r.; в соседнем обнажении — *Spirifer (Delthyris) tiro* V a r r. и *Comarotoechia tarda* V a r r.

По другую сторону тракта, в 150—200 м к востоку, были обнаружены: *Gypidula* cf. *ivdelensis* K h o d., *Atrypa* sp., *Spirifer (Delthyris)* aff. *tiro* V a r r., *Hercynella bohémica* V a r r. Из сборов в выходах серых известняков, расположенных еще восточнее, Б. С. Соколовым дополнительно определены *Thamnopora* sp. nov., *Amphipora* ex gr. *socialis* R o m. и *Stortopora* ex gr. *carteri* Nich. Кроме того, Е. Д. Сошкина определила *Star-topphyllum concavum* W d k d., *Pholidophyllum cilindricum* W d k d., *Zelophyllum lindströmi* W d k d., *Fasciophyllum halliaforme* S o s h k.

В приведенном списке имеются, с одной стороны, среднелудловские, нижнелудловские и даже верхнеуинлокские формы, а с другой — девонские: жединские и, возможно, даже эйфельские. При этом на сравни-

тельно небольшом участке известняки с девонскими и силурийскими формами несколько раз чередуются между собой. Поскольку падение слоев здесь повсеместно крутое на запад, приходится вслед за Поярковым считать, что известняки смяты в резкие складки изоклинального типа.

Гораздо труднее объяснить, в каких стратиграфических взаимоотношениях между собой находятся те и другие известняки. Полученные данные как будто говорят о постепенном переходе от силура к девону. Однако южнее, на широте пос. Шуралы, на известняки с окаменелостями среднего лудлоу трансгрессивно и несогласно налегает так называемая кировградская свита, имеющая значительную мощность, представленная сложным комплексом эффузивов; в базальном конгломерате свиты Н. А. Штрейсом (1943) были обнаружены гальки известняка с кораллами и брахиоподами (*Discina aff. rugata* Dal m.). Возраст кировградской свиты — верхний лудлоу-даунтон, по данным Н. А. Штрейса, точно определяется в более северных районах и не вызывает сомнений. Таким образом, в 5 км к югу от Бынговского разреза на среднелудловские известняки ложится толща эффузивов мощностью в несколько сот метров, возраст которой верхнелудловский и, следовательно, девонские породы могут залегать лишь на этих эффузивах. В то же время в более северных районах зеленокаменного синклиория Штрейсом (1951) неоднократно наблюдалось трансгрессивное наложение нижнедевонских известняков на различных горизонтах верхнего лудлоу. Очевидно, в пределах исследованной территории имеют место подобного же рода соотношения.

в) Кировградская свита несомненно самая распространенная из свит среднего палеозоя. Она, как правило, слагает ядра синклинальных структур в северо-западной части исследованной территории. Благодаря такому положению выходы свиты группируются в несколько обширных изолированных полей, которые вследствие некоторой фациальной изменчивости не так-то просто бывает сопоставить друг с другом.

Основное поле распространения свиты (кировградское), в пределах которого собран наиболее полный эталонный разрез, протягивается в виде широкой полосы меридионального простирания через Кировград. Западнее, к югу от пос. Шуралы, протягивается следующая, уже упоминавшаяся толща кировградских эффузивов, разделяющая выходы невянской свиты.

Очень широкое, но, к сожалению, мало изученное поле распространения кировградской свиты располагается в пределах Саповского прогиба и, наконец, сравнительно неширокая полоса кировградских пород протягивается параллельно от дер. Корелы на севере, почти непрерывно до южной рамки исследованной территории.

Как уже отмечалось, кировградская свита сложена эффузивами кислого и среднего состава, а также туфами и туфо-брекчиями этих пород, взаимоотношения которых весьма сложны. На западе свита залегает на подстилающих ее породах резко трансгрессивно и, возможно, несогласно. Во всяком случае в базальном конгломерате ее отмечаются обломки всех более древних пород вплоть до известняков невянской свиты, в которых Н. А. Штрейсом были обнаружены окаменелости среднелудловского возраста.

Ниже мы даем более подробную характеристику разреза кировградской свиты в пределах главного поля ее распространения к югу и северу от Кировграда; остальные поля распространения свиты будут описаны более бегло, главным образом с целью сравнения их с основным разрезом.

Кировградское поле распространения кировградской свиты. Наиболее полное представление о строении кировградской свиты нам удалось составить при пересечении ее на широте

горы Мендачной. Здесь при движении с востока на запад нами были отмечены следующие толщи вулканогенных пород.

1. К северо-востоку от места пересечения р. Хмелевки с дорогой на пос. Белоречку шурфом вскрыта под наносами седиментационная брекчия, щебенка которой представлена главным образом обломками черных углистых сланцев. Обломки лишены каких-либо следов окатывания; величина их колеблется от долей миллиметра до 20 см. Несколько реже встречаются светло-серые афанитовые обломки. Количество обломков сильно варьирует, достигая нередко 40—50% объема породы.

В других случаях обломки, видимые простым глазом, отсутствуют и порода может быть названа грубозернистым туфом порфирита.

Микроскопическое изучение показывает, что светлые афанитовые обломки представляют собой плагиоклазовый порфирит, почти целиком замещенный эпидотом, хлоритом и отчасти серицитом. Обломки цементируются плагиоклазовым порфиритом. В других случаях цементом являются туфы этих же порфиритов.

Ширина выхода этой пачки около 250 м.

2. Западнее, на склонах, наблюдаются многочисленные глыбы разнообразных порфиритов и реже туфов. Состав этих пород варьирует от кварцсодержащих плагиоклазовых до пироксен-плагиоклазовых и диабазовых; преобладают пироксен-плагиоклазовые, плагиоклазовые порфириты и туфы этих пород. Все эти образования прослеживаются примерно на 600 м. Вдоль западной границы своего распространения описанные породы в результате интенсивного рассланцевания превращаются в зеленые хлоритовые сланцы.

3. На западном склоне горы Мендачной развиты породы более кислого состава, главным образом альбитофиры и их туфы. Альбитофиры имеют зеленовато-серую окраску и в большинстве случаев хорошо выраженную порфировую структуру. Вкрапленники представлены кварцем; реже встречается плагиоклаз, который обычно замещен землистым агрегатом вторичных минералов. Основная масса представляет собой тонкозернистый кварцево-плагиоклазовый агрегат, проросший зернышками минералов эпидот-доизитовой группы. Туфы кварцевых альбитофиров довольно разнообразны по своим структурным и текстурным особенностям. Наиболее характерны тонкозернистые туфы с резко выраженной микрослоистостью. Зернистые туфы кварцевых альбитофиров макроскопически однородны. Однако под микроскопом отчетливо видна обломочная текстура, обусловленная беспорядочно расположенными обломками вкрапленников кварца, полевого шпата и кусочками эпидотизированных и хлоритизированных ближе неопределимых порфиритов.

Цементирующая обломки масса представлена тонко, но явно зернистым агрегатом мельчайших зернышек кварца и полевого шпата. Иногда она сильно эпидотизирована.

Более грубозернистые туфы и туфо-брекчии альбитофиров напоминают описанные выше туфы, отличаясь от них большим числом обломков, количество которых местами превышает 50% объема породы. В обломках, кроме того, присутствуют пироксеновые порфириты, ближе неопределимые порфириты, лишённые вкрапленников и светлые, существенно полевошпатовые порфириты, возможно бескварцевые альбитофиры.

Цемент играет подчиненную роль и представлен тонкозернистым кварцево-полевошпатовым агрегатом.

Альбитофиры и их туфы, подобно другим породам района, сильно изменены процессами зеленокаменного метаморфизма. В шлифах часто можно наблюдать постепенный переход массивных альбитофиров в порфиroidы и далее в серицитовые и серицитово-хлоритовые сланцы.

4. На вершине горы Мендачной большим, заброшенным в настоящее

время карьером вскрываются темные грязно-зеленовато-серой окраски диабазы, сильно переработанные процессами зеленокаменного метаморфизма.

5. На западном склоне горы Мендачной мы вновь наблюдаем альбитофиры, подобные слою 3. Среди этой пачки выделяются очень своеобразные тонкозернистые туфы.

6. В 700 м к востоку следует заболоченное понижение, в пределах которого нам удалось найти лишь несколько глыбок голубовато-серого плагиоклазового порфирита, внешне напоминающего подобные разновидности из слоя 2.

7. Широкая (600—800 м) полоса светлых альбитофиров с очень крупными фенокристаллами кварца.

Изменяясь в деталях, кировградское поле сохраняет подобное строение и далее к северу. Особенно выдержан горизонт туфо-брекчий. Среди заключенных в нем обломков Н. А. Штрейсом (1943) описаны известняки с амфипорами, кораллами и брахиоподами (*Discina aff. rugata* D a l m.).

На широте горы Липовой разрез отличается от описанного лишь тем, что диабазы (сл. 4) здесь отсутствуют, а окружающие их альбитофиры резко расширяются как за счет диабазов, так и за счет порфиритов слоев 2 и 6 и, кроме того, появлением альбитофиров среди поля выходов пачки 2.

Далее к северу, по данным И. Д. Соболева, полоса этих альбитофиров расширяется, а у западной окраины Чигирского озера они залегают уже на туфо-брекчиях пачки 1.

Подобно описанному, прочие изменения контуров различных пород в плане по простиранию кировградского поля сводятся главным образом к резким увеличениям или уменьшениям количества альбитофиров и к различной степени сланцеватости всего комплекса пород.

Известная симметрия в расположении толщ в плане и углы падения, западные в восточной половине кировградского поля и восточные в западной, говорят о том, что в целом мы имеем здесь дело с синклинальной структурой.

Возрастная последовательность отложений, выполняющих эту сложную синклинальную складку, следующая (снизу):

1. Туфо-брекчии и грубозернистые туфы.

2. Плагиоклазовые и пироксеново-плагиоклазовые порфириты с прослоями туфов.

3. Альбитофиры, их туфы, туффиты и конгломератовые разности.

4. Диабазы.

Подобная последовательность отложений ранее была установлена также работами Н. А. Штрейса.

Мощность кировградской свиты в этом разрезе не менее 1000 м.

Необходимо остановиться на особенностях положения альбитофиров в разрезе кировградской свиты. Как известно, альбитофиры контактируют с самыми различными подстилающими толщами. Нам кажется, что описанные переходы альбитофиров по простиранию с одних толщ на другие и тот факт, что в туфах и туфо-агломератах альбитофиров обычны обломки порфиритов нижележащих свит и, наоборот, обломки альбитофиров в этих породах не встречены, можно объяснить лишь трансгрессивным залеганием альбитофировой толщи.

Особое положение занимают альбитофиры слоя 7 описанного разреза. Они характеризуются крупными вкрапленниками кварца, до 8—10 мм в диаметре, часто правильной октаэдрической формы, и гранофировой структурой основной массы. Эти породы контактируют с нормальными альбитофирами, различными сланцами и эффузивами нижних толщ кировградской свиты, а также с плагиогранитами и змеевиками.

Любопытен тот факт, что контакт змеевиков с эффузивами кировградской свиты на протяжении всего планшета прямолинейный, причем вдоль него протягивается целая гирлянда вытянутых в меридиональном направлении интрузий плагιοгранитов. Рассматриваемые же альбитофиры с фенокристаллами кварца также образуют узкую цепочку в экзоконтакте змеевиков и плагιοгранитов, изредка отделяемые от них неширокими выходами зеленых сланцев.

Петрографические особенности описываемых альбитофиров и характер их контакта с вмещающими породами позволяют целиком согласиться с заключением И. Д. Соболева о гипабиссальном происхождении этих пород. По всей видимости они связаны с крупным тектоническим нарушением, проходящим вдоль восточного края Верхне-Тагильского массива.

Шуралинская полоса выходов кировградской свиты, совершенно изолированное от только что описанного, протягивается в виде полосы шириной 2—3 км на юг от пос. Шуралы.

С запада, севера и востока эта полоса ограничена осадочными породами пельянской свиты. Несмотря на плохую обнаженность, удастся подметить некоторые закономерности в распределении развитых здесь разнообразных туфов и порфиритов преимущественно андезитового состава. По периферии этой так называемой шуралинской полосы почти повсеместно распространены туфы пироксеново-плагιοклазовых порфиритов, представляющие собой породы грязного зеленовато-серого цвета, среднезернистые, на 70% состоящие из разнообразных мелких обломочков, среди которых распознаются:

1. Плагιοклазово-пироксеновые и роговообманковые порфириты.

2. Вкрапленники плагιοклаза.

3. Обломки темногоцветного минерала, представленного в настоящее время бесцветными амфиболитами.

Вблизи западного края шуралинской полосы, к югу от озера Чигирского и к юго-западу от пос. Шуралы, обнажаются туфо-брекчии, тождественные подстилающим кировградскую свиту в пределах основной полосы ее распространения. Обломки, величина которых нередко достигает 20—30 см, представлены главным образом плитками аспидных сланцев и полуокатанной галькой мраморизованных известняков. Цементом служит грубозернистый туф порфирита андезитового состава.

Другая разновидность грубообломочных пород распространена шире и представлена туфом плагιοклазово-пироксенового порфирита, содержащим большое количество обломков подобного же состава.

Необходимо отметить некоторую асимметрию в ширине каймы туфов, окружающей шуралинскую полосу распространения кировградской свиты; вдоль восточного контакта она гораздо уже, чем у северного и западного.

Несколько меньшим распространением пользуются порфириты, образующие среди туфов прослой и целые пачки. Особенно характерны две пачки роговообманковых порфиритов, протягивающиеся к северу от Нейво-Рудянки более чем на 4 км. Эти порфириты отличаются крупными, до 15 мм, вкрапленниками роговой обманки, включенными в светлую тонкозернистую основную массу.

Роговообманковые порфириты легко распознаются даже в условиях сильного метаморфизма и являются до некоторой степени маркирующим горизонтом. В центральных частях Шуралинской синклинали, о которой речь будет ниже, преобладают разнообразные порфириты. Среди них особенно характерны плагιοклазовые и уралит-плагιοклазовые разновидности. В петрографическом отношении эти порфириты очень похожи на соответствующие породы основного поля распространения кировградской свиты.

Особый интерес среди разнообразных пород шуралинской полосы представляют альбитофиры, развитые вдоль западного ее края между Верх-Невинским прудом и Чигирским озером. Анализируя карту, нетрудно сделать вывод, что альбитофиры здесь залегают на подстилающих толщах трансгрессивно и, очевидно, с несогласием.

На юго-западе альбитофиры залегают непосредственно на известняках невянской свиты; севернее же, между альбитофирами и известняками, вклинивается полоска базальных туфо-брекчий. На севере и северо-западе альбитофиры контактируют уже с туфами порфиритов, а на западе перекрывают пачку роговообманковых порфиритов.

Кроме этого участка породы, образовавшиеся за счет альбитофиров, известны в центральной части шуралинской полосы, где они прослеживаются в виде нескольких пачек кварцево-серицитовых сланцев.

Залегание на породах невянской свиты, повсеместно окружающих описанное поле, и известная симметрия в выходах отдельных толщ позволили сделать вывод, что общая структура полосы синклинальная; последовательность напластования слагающих ее пород в общих чертах такова (снизу вверх):

1. Базальная туфо-брекчия, грубозернистые туфы и агломератовые разности порфиритов, переслаивающиеся с роговообманковыми и плагиоклазовыми порфиритами.

2. Плагиоклазовые и пироксеново-плагиоклазовые порфириты с прослоями туфов того же состава.

3. Альбитофиры.

Близость петрографического состава, последовательность залегания и взаимоотношения отдельных пачек описываемой территории позволили нам отнести вулканогенные породы шуралинской полосы к кировградской свиты.

Характерной особенностью рассмотренного поля распространения свиты является незначительное распространение альбитофировой толщи. С нашей точки зрения это объясняется исключительно глубиной эрозионного среза, поскольку здесь, как и на западе, альбитофиры залегают на подстилающих породах резко трансгрессивно.

Саповское поле распространения кировградской свиты. Одно из наиболее крупных полей распространения свиты картируется в пределах пологого заболоченного водораздела рек Сап и Аят; западная граница его проходит примерно вдоль восточной границы пановского грано-диоритового массива и далее к Невьянской Середовине, южная — вдоль северного края Верхне-Исетского массива, а восточная — несколько к западу от с. Аятское.

Обнаженность и изученность кировградской свиты здесь неизмеримо хуже, чем на западе. Лишь благодаря старым горным выработкам и данным поисково-разведочных партий есть возможность получить некоторое представление о развитых здесь породах, их взаимоотношениях и образуемой ими структуре.

Как и на западе, здесь распространены две толщи: порфиритовая и альбитофировая. Но вся трудность состоит в том, что из-за интенсивной альбитизации не удается сделать массовые замеры номеров плагиоклазов и тем самым точно отделить друг от друга весьма сходные между собой пироксеново-плагиоклазовые порфириты и туфы кировградской и невянской свит. Поэтому при картировании здесь приходится опираться на отдельные, единичные замеры плагиоклазов, на появления пироксеновых порфиритов и на более интенсивную сосюритизацию плагиоклазов, не свойственную андезитовым по составу излияниям кировградской свиты. Но все эти данные позволяют произвести разделение лишь условно; значительно больше для стратиграфии и особенно для выяснения структуры дает картирование верхней альбитофировой толщи.

В пределах обширной площади выходов кировградской свиты, находящейся к северо-востоку и северо-западу от дер. Кунары, выделяются две антиклинальные складки, в сводах которых обнажается невянская свита. Ядра же синклиналей выполнены альбитофирами. Л. Г. Сошиной, изучавшей центральную, или Кунарскую, синклиналь, был составлен сводный разрез, насчитывающий более 30 слоев, при этом правая часть его представляет зеркальное отражение левой, что еще раз подтверждает синклинальную природу структуры.

При прослеживании по простиранию выяснилось, что отдельные слои чрезвычайно невыдержаны по мощности. Резкие изменения удаётся наблюдать даже на расстоянии нескольких сотен метров, но в целом строение толщи на всем протяжении синклинали сохраняется.

Альбитофиры, залегающие в ядре Кунарской синклинали, прослеживаются вплоть до контакта с Верхне-Исетским массивом. Вблизи контакта все эти породы оказываются весьма сильно измененными: порфириды амфиболитизированы и окварцованы; альбитофиры превращены в кремнисто-серицитовые сланцы, а в пределах отдельных инъекционных зон — в гнейсовидные слюдистые сланцы.

Геологическое строение Западной, или Гореловской, синклинали весьма напоминает Кунарскую. Здесь также отмечается чередование кварцевых альбитофиров, в значительной степени превращенных в кварцево-серицитовые сланцы, с хлоритовыми сланцами, образовавшимися за счет метаморфизма плагиоклазовых и уралит-плагиоклазовых порфиритов. Некоторое отличие заключается в еще более резкой фациальной изменчивости толщи и в относительно меньшем количестве залегающих среди нее альбитофиров.

Пласты в пределах всего рассматриваемого участка имеют выдержанное северо-западное простирание по азимуту СЗ 335°.

При прослеживании альбитофиров Гореловской синклинали к югу, в направлении к контакту с Пановским и Верхне-Исетским массивами гранитов, нами наблюдалось постепенное возрастание их метаморфизма.

В ядре восточной, самой обширной и наименее изученной синклинали вскрывается несколько изолированных, округлой формы выходов альбитофиров и их туфов.

Значительная полоса выходов кировградской свиты протягивается от оз. Ельничного на юге до дер. Корелы на севере. В пределах этого участка свита представлена лишь верхней альбитофировой толщей. На западе она соприкасается по тектоническому нарушению непосредственно с пироксеновыми порфиритами нейвинской свиты, а также со змеевиками и гранитами, приуроченными к этому разлому. На широте дер. Первомайки, благодаря серии канав, удалось наблюдать следующий разрез этой толщи (снизу):

1. Брекчия, щебенка которой состоит из обломков кремнистых пород, относящихся предположительно к исетской свите. Цементом служит зернистый туф альбитофиров.

2. Серые, белые, розоватые и зеленоватые тонкозернистые микрослоистые туффиты.

3. В кровле толщи преобладают кварцевые и кварцево-полевошпатовые альбитофиры и пирокластические разности их.

Последний обширный участок распространения пород кировградской свиты протягивается к югу от с. Верхняя Пышма. С запада эта полоса контактирует по разлому с нейвинской свитой, на востоке же она соприкасается непосредственно с исетскими сланцами. Представление о породах, слагающих этот участок, получено на основании сделанного нами пересечения, проходящего севернее оз. Шувакиш. В пределах этого пересе-

чения толща сложена преимущественно хлоритовыми и серицито-хлоритовыми сланцами, реже кварцево-серицитовыми сланцами.

Возраст кировградской свиты определяется залеганием ее на невьянских известняках, в которых, как известно, собраны окаменелости нижне- и среднелудловского времени. Кроме того, характерная литология свиты и залегание на известняках среднего лудлоу позволяет параллелизовать ее с рудоносной свитой Н. А. Штрейса (1943, 1951), возраст которой севернее точно определяется как верхний лудлоу и, возможно, самые низы нижнего девона.

Наша трактовка кировградского разреза, как видно, несколько отличается от стратиграфической схемы, принятой Н. А. Штрейсом (1943) а вслед за ним и И. Д. Соболевым (см. Сергиевский, 1947). Отличия в общем сводятся к тому, что известняки лудловского яруса нами были объединены с известняками, условно относившимися этими исследователями к уинлоку, а разделяющая их толща вулканогенных пород сопоставляется с кировградской свитой (рис. 3). Данные в пользу такого объединения приводились при описании свиты. Они сводятся в общем к следующему.

1. Известняки, выделявшиеся названными авторами как среднелудловские и уинлокские, приходят в непосредственное соприкосновение между пос. Шуралы и Невьянском.

2. Различие тех и других известняков объясняется метаморфизующим воздействием Верхне-Исетской гранитной интрузии. По мере удаления от контакта с гранитами невьянские известняки делаются неотличимыми от среднелудловских (например, в месте погружения гранитного массива в одном из самых восточных выходов невьянских известняков на Каменном мысу Невьянского пруда).

3. Тенденция к замещению известняков в восточном направлении различными сланцами и эффузивами подтверждается также изучением свиты в пределах следующего к востоку места, где известняки в конце концов пропадают из разреза совершенно.

4. К северу и югу в пределах кировградской зеленокаменной полосы нигде не наблюдается повторения в разрезе двух пачек известняков. В то же время фациальные изменения по простиранию в условиях Урала менее вероятны, чем вкрест него.

5. Несмотря на плохую обнаженность, в пределах шуралинской полосы в контакте ее с известняками среднего лудлоу (к югу от Чигирского озера) была обнаружена брекчия с обломками аспидных сланцев и известняков, тождественная базальному слою кировградской свиты.

6. Близость петрографического состава, последовательность залегания и характер взаимоотношений между отдельными толщами в шуралинской и кировградской полосах распространения свиты.

7. В соответствующей главе на основании анализа структуры будет показано, что представления предшественников о сбросе, разделяющем известняки невьянской и шуралинской свит, вряд ли верны.

Нужно отметить, что основные доказательства в пользу отстаиваемой нами точки зрения собраны в северной части Кировградского района, не охваченной исследованиями Н. А. Штрейса.

ВЕРХНИЙ КОМПЛЕКС

Породы верхнего комплекса, в отличие от силурийских пород, распространены в области развития выходов нижнепалеозойских образований. В пределах этой полосы известны три крупных поля распространения пород верхнего комплекса, соответствующих трем мульдам. В плане они имеют неправильные, прихотливые очертания и располагаются в следующем порядке: на юге, в окрестностях Березовска—Березовская мульда,

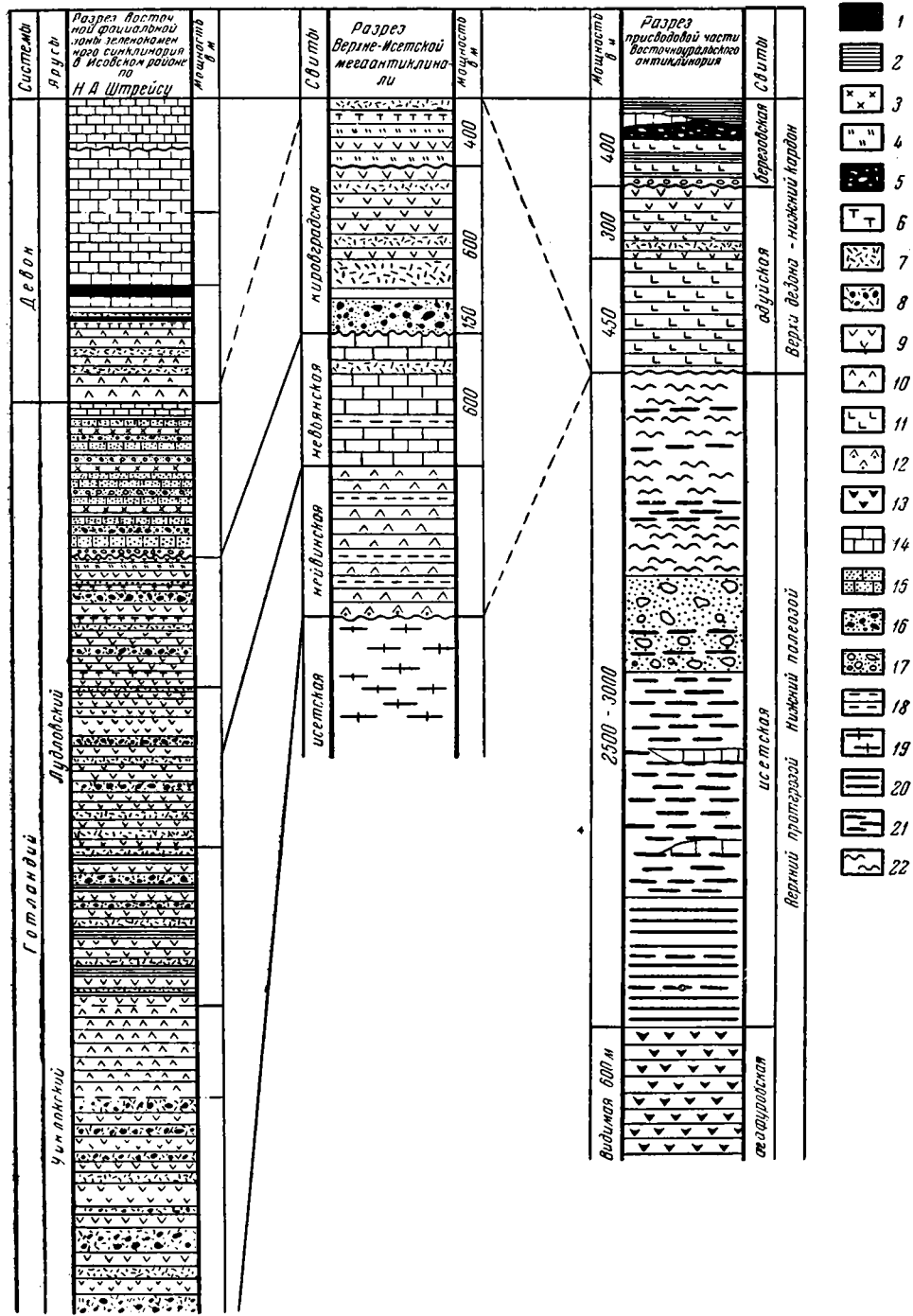


Рис. 3. Сводные стратиграфические колонки Восточноуральского антиклинория и Зеленокаменного синклинория

1 — яшмы; 2 — туффыты; 3 — туфы ортофиоров; 4 — туфы альбитофиоров; 5 — вулканические брекчи; 6 — альбитофиоры; 7 — туфы порфиритов; 8 — вулканические брекчи порфиритов; 9 — порфириты; 10 — диабазовые и пироксеновые порфириты; 11 — диабазы; 12 — спилиты; 13 — пироксеновые порфириты, превращенные в эпидот-актинолитовые, хлорито-актинолитовые породы и амфиболиты; 14 — известняки; 15 — песчаники; 16 — конгломераты; 17 — осадочные брекчи и алевроитистые песчаники; 18 — сланцы хлоритовые и серицитовые; 19 — парасланцы и гнейсы; 20 — актинолитовые, хлорито-актинолитовые и хлоритовые сланцы; 21 — углисто-кварцево-хлоритовые, кварцево-хлоритово-серицитовые, кварцево-серицитовые сланцы; 22 — кремнисто-серицитовые, кварцитовые и кварцево-хлоритовые сланцы

в верховьях р. Адуй—Адуйская и в самой северной части исследованной площади — Корельская.

Березовская мульда располагается южнее долины р. Пышмы к востоку от Свердловска. Последовательность напластования толщ и распространение их в пределах этой структуры впервые были выяснены М. Б. и Н. И. Бородаевскими (1947). Стратиграфический разрез, составленный названными исследователями, несколько уточненный последующими наблюдениями, таков (снизу):

1. Диабазы, плотные и зернистые, диабазовые порфириты, их туфы и мандельштейны. К основанию свиты приурочена не выдержанная в своем распространении толща габбро-диабазов. Общая мощность — 300—500 м.

2. Плагноклазовые порфириты, пузырчатые, плотные и зернистые туфы этих пород с прослоями диабазов и туфогенных сланцев. Мощность около 200 м.

3. Туфогенно-осадочные породы, в которых в свою очередь наблюдается такая последовательность:

а) туфо-песчаники, туфо-брекчии, вулканические брекчии, пузыристые туфы, переслаивающиеся с кремнисто-хлоритовыми туффитами;

б) плотные туфы с прослоями афанитовых диабазов, переслаивающиеся с вулканическими брекчиями и туфопесчаниками;

в) туфо-конгломераты,

г) хлоритовые туффиты с прослоями кремнисто-хлоритовых туффитов, туфо-песчаников, вулканических брекчий, пузыристых туфов и туфо-конгломератов;

д) кремнисто-хлоритовые туффиты с прослоями кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев;

е) кремнистые, кремнисто-глинистые сланцы и кремнистые туффиты.

Общая мощность этой толщи 400 м.

На севере описываемые породы контактируют со змеевиками Березовско-Ключевского массива гипербазитов, на юге—непосредственно с породами исетской свиты.

Нижняя диабазовая толща слагает всю восточную часть мульды; плагноклазовые порфириты картируются здесь в виде ряда небольших линзочек, залегающих среди диабазов.

В западной части мульды вдоль контакта с серпентинитами наблюдается последовательность толщ, свойственная синклиналильной структуре — по периферии располагаются диабазы, начинающиеся пачкой своеобразных крупнокристаллических пород типа габбро-диабазов, по направлению к югу породы диабазовой толщи сменяются туфами плагноклазовых порфиритов, туфо-агломератами и, наконец, туфогенно-осадочными сланцами. Серией глубоких скважин подобная последовательность толщ прослеживается вплоть до широты Александровского пруда.

Южнее толща плагноклазовых порфиритов трансгрессивно перекрывает диабазы и приходит в соприкосновение со змеевиками и сланцами исетской свиты. Подобным же образом ведут себя и туфогенно-осадочные породы. К юго-востоку от Александровского пруда они контактируют непосредственно с нижнепалеозойскими толщами.

Необычайно плохая обнаженность в районе южного окончания Березовской мульды не дает возможности изучить взаимоотношения между нижнепалеозойским комплексом и описываемыми породами. Однако у северной части Шарташского озера агафуровская свита отделяется от крайних выходов диабазовой толщи расстоянием не более 500—600 м., а залегание нижнепалеозойских пород здесь весьма пологое. Следовательно, диабазы здесь соприкасаются с самыми низами исетской свиты. У Шиловского болота диабазы залегают на самой верхней пачке этой сви-

ты. Кроме того, часть скважин в районе Березовска, проходя диабазы, попадает в пироксеновые порфириды, возможно относящиеся к агафуровской свите. Приведенные факты как будто свидетельствуют о несогласном залегании пород верхнего комплекса на нижележащих отложениях.

Внутренняя структура Березовской синклинали характеризуется весьма пологим залеганием всех толщ верхнего комплекса, собранных в крайне пологие складки с падением крыльев от 5 до 15—20°.

По границе распространения пород верхнего и нижнего комплекса залегает пластообразное тело серпентинов Березовско-Пышминского массива, постепенно выклинивающееся в южном направлении.

Глубина залегания серпентинов и морфология их подземной поверхности точно установлена структурным бурением.

Детали строения Березовской синклинали можно видеть на прилагаемых карте и схеме тектонического строения (рис. 1 и 4).

В пределах исследованной территории А д у й с к а я м у л ь д а характеризуется наиболее широким распространением пород верхнего комплекса. Южная, наиболее значительная ее часть, располагается в верховьях р. Адуй, северная же отклоняется от долины этой реки и, постепенно сужаясь, вытягивается вдоль контакта с Мурзинским массивом. С запада, юга и севера Адуйская мульда окружена изверженными породами Первомайского и Благодатского габбро-перидотитовых массивов. Здесь, как и в Березовской мульде, разрез имеет трехчленное деление (снизу):

1. Диабазы, диабазовые порфириды и туфы этих пород.

2. Плагноклазовые порфириды с подчиненными прослоями и пачками диабазов.

3. Разнообразные туффиты, брекчии и агломераты с отдельными прослоями диабазов и их туфов.

Выходы диабазовой толщи окаймляют Адуйскую мульду почти со всех сторон. Лишь на юго-западе, вблизи узкоколейки, кольцо выходов толщи разрывается вследствие трансгрессивного налегания вышележащих пород и проходящего здесь тектонического нарушения. Как и в Березовской мульде, разрез отложений начинается весьма невыдержанной по простиранию пачкой крупнокристаллических пород с габбро-диабазовой структурой. Нами были отмечены два участка особенно широкого распространения этих пород: 1) по контакту с Первомайским габбро-змеевиковым массивом на водоразделе рек Мостовка — Адуй; 2) вдоль северо-западного контакта Благодатского габбро-перидотитового массива.

Внешне габбро-диабазы весьма изменчивы. Одни из них напоминают микрозернистое габбро, другие очень близки к зернистым диабазам. Есть, наконец, разновидности с крупными, до одного сантиметра в длину, стрелчатыми кристаллами плагноклаза. Порода всегда имеет более или менее четко выраженную офитовую структуру. Темноцветный минерал представлен зернами роговой обманки, иногда нацело замещенной хлопчатом.

Взаимоотношения габбро-диабазов с прочими породами недостаточно ясны и не однотипны. С одной стороны они образуют мощные пласты, приуроченные к основанию покровов диабазов, а с другой — габбро-диабазы в виде отдельных пластов картируются даже в самых верхах рассматриваемых образований. В обрывах правого берега р. Адуй, метрах в 700 ниже впадения в него р. Мостовки, где габбро-диабазы особенно широко распространены, наблюдается выход лейкократового габбро, которое сплошь рассечено дайками габбро-диабазов. Внешне и под микроскопом породы этих даек не отличимы от габбро-диабазов, являющихся фацией основных эффузивов нижней диабазовой толщи. В случае полной уверенности в одновозрастности тех и других пород мы имели бы здесь хорошее

доказательство соотношений диабазовой свиты с породами Первомайского габбро-змеевикowego массива.

Толща плагиоклазовых порфиритов и их туфов особенно широко распространена в пределах Адуйского поля. Обычно это мелкозернистые породы серого цвета с голубоватым или зеленоватым оттенком. Реже встречаются светло-серые или, напротив, почти черные разности. Количество вкрапленников плагиоклаза сильно варьирует. В виде редкого исключения встречаются вкрапленники темноцветного минерала. Особенно характерны порфириты с обильными миндалинами.

Выходы туффитов и агломератов образуют отдельные островки среди толщи плагиоклазовых порфиритов, но в юго-западной части Адуйского поля полоса этих островков резко расширяется и так же, как в Березовском поле, эти туффиты и агломераты трансгрессивно перекрывают в начале плагиоклазовые порфириты, а потом и диабазы, и приходят в непосредственное соприкосновение с серпентинитами.

По составу и условиям образования грубообломочные породы, участвующие в строении верхней толщи описываемого комплекса, весьма разнообразны. В большинстве случаев это серые породы с различными оттенками зеленоватого, голубоватого и даже вишневого цвета. По составу обломков среди них могут быть выделены две группы.

Первая из них характеризуется крайне однообразным составом обломков. Это главным образом кусочки вкрапленников плагиоклаза, обломки плагиоклазового и диабазового порфирита или основной массы этих пород. Цементом обычно служит грубозернистый туф, и вся порода в целом, очевидно, является пирокластическим образованием.

Другую группу представляют туффиты с обломками того же состава. Часто можно наблюдать, что обломки образуются вследствие дробления какого-нибудь пласта или пачки, т. е. образование обломков происходило в результате дробления породы в процессе ее образования. Однако наиболее распространены породы с обломками самого разнообразного состава. Обычно преобладают обломки разнообразных туффитов, диабазовых и плагиоклазовых порфиритов нижележащих толщ, а также вкрапленников основной массы этих пород. Обломки развиты повсюду. Местами, кроме них, в больших количествах появляются также обломки известняка, альбитофириров и кремнистых пород, возможно за счет образований исетской свиты. К северу от пос. Красного в этих породах были встречены обломки хлоритизированного серпентинита. Обломки обычно угловаты; размеры их колеблются от 0,5 до 10 см в поперечнике. Цементом служит кластический материал состоящий из мельчайших обломков того же состава. В других случаях цементом является мелкозернистая порода типа кремнистого туффита.

Пачки диабазов и различных туфов, перемежающиеся с этими породами, неотличимы от развитых в подстилающих толщах.

Сравнивая Березовское и Адуйское поля распространения пород верхнего комплекса, не трудно прийти к выводу, что оба они сложены одинаковыми в петрографическом отношении толщами, залегающими в одной и той же последовательности. Даже характер взаимоотношений между толщами в обоих случаях удивительно похож.

Описанный разрез естественно подразделяется на две свиты: нижнюю — эффузивную и верхнюю — туфогенно-осадочную. Нижняя свита состоит из двух толщ:

- а) диабазовые порфириты, диабазы и их туфы;
- б) плагиоклазовые порфириты, их туфы и подчиненные этим породам пачки диабазов.

Прекрасные выходы этих пород можно наблюдать в обрывах р. Адуй, в связи с чем и всю свиту мы в дальнейшем будем называть адуйской.

Верхняя туфогенно-осадочная свита по составу слагающих ее пород и, как это будет показано ниже, в возрастном отношении может быть с известной степенью вероятности сопоставлена с березовской свитой, описанной Л. С. Либровичем (1936) в Нижне-Уртазымском районе Южного Урала.

Корельское поле протягивается в виде узкой полосы меридионального простирания вдоль западного края северной части Первомайского змеевикового массива. Здесь могут быть выделены те же толщи, что и в описанных ранее районах, но в составе их имеются некоторые характерные только для них особенности. Во-первых, в нижней свите почти полностью отсутствуют плагиоклазовые порфириты, так что разделить ее здесь на две толщи не удастся. Во-вторых, среди эффузивов адуйской свиты к югу от р. Реж картируется целая серия маломощных линзочек известняков. На юге же в пределах Адуйского поля среди диабазовой толщи была встречена всего лишь одна пачка карбонатных пород, а в Березовском поле они до сих пор вообще не обнаружены.

Разрез березовской свиты можно наблюдать в прекрасных обнажениях террасы р. Реж. Как и на юге, свита сложена главным образом туффитами, чередующимися с туфами, туфо-песчаниками, брекчиями и конгломератами, а также подчиненными пачками известняков и залежами диабазов.

Своеобразной местной особенностью является то, что среди туффитов и грубообломочных пород гораздо большим распространением пользуются разности, окрашенные хлопьевидными выделениями окислов железа в вишнево-красный цвет.

На подстилающих породах березовская свита залегает резко трансгрессивно, часто с диабазов она переходит непосредственно на альбитофиры и пироксеновые порфириты верхнего силура или на змеевики Первомайского массива. Состав обломков кластических пород резко меняется при приближении к тому или иному контакту. Вблизи Первомайского массива в составе обломков преобладают хлоритизированные серпентиниты, изредка встречается мелкозернистое габбро. К югу от дер. Корелы, где березовская свита залегает на пироксеново-плагиоклазовых порфиритах, кроме обломков пород адуйской и собственно березовской свиты, которые развиты повсеместно, появляются кусочки пироксеново-плагиоклазовых порфиритов и вкрапленников пироксена. Наконец, на западе отмечено много обломков альбитофиров и кремнистых пород.

Особого внимания заслуживает изучение пачки известняков, обнажающихся среди пород березовской свиты у южной окраины дер. Корелы.

Дело в том, что в известняках у южной окраины дер. Корелы еще А. А. Краснопольским (1906) была собрана и описана большая коллекция окаменелостей и среди них такие формы, как *Productus gigantus* Mart. и *Pr. scabriculus* Mart., точно определяющие возраст известняков как визейский. Несколько хороших экземпляров *Gigantoproductus giganteus* (Mart.) были собраны и нами. Начиная с работы А. А. Краснопольского, прочно укоренился взгляд на эти известняки как на остатки мощной толщи визея, несогласно залегавшей на эффузивных породах и в настоящее время полностью размытой. Каковы же фактические взаимоотношения известняков с прочими породами? Известняки у южной окраины дер. Корелы имеют ширину выхода около 70 м. Они прослежены по простиранию (СЗ 340°) на расстоянии около 350 м. При этом на юге они скрываются под отложениями долины р. Рек, имея ширину не менее 50 м.

В заброшенном карьере, на юго-западной окраине дер. Корелы, хорошо видно падение известняков на ЮЗ 255° под углом 65°. Канава, вскрывшая западный контакт известняков с агломератами, показала, что, несмотря на отмеченное в каменоломне крутое падение,

известняки не уходят под туфо-агломераты, а наоборот залегают на них. По данным предшественников было известно, что среди галек, заключенных в туфо-агломеративной толще, встречены известняки с визейскими окаменелостями. Нам, кроме того, удалось обнаружить в известняках гальку диабазов.

В окрестностях дер. Корелы в туфо-песчаниках в изобилии встречается совершенно не окатанная щебенка таких же известняков. В обломках нередко удается распознать окаменелости очень плохой сохранности. А. А. Ивановым из этих известняковых галек была описана микрофауна визейского возраста.

Все эти данные, с нашей точки зрения, убедительно доказывают одно-возрастность известняков и туфо-агломеративной толщи. Об этом же говорит съемка в масштабе 1 : 5000, проведенная нами к югу от дер. Корелы. Несмотря на очень плохую обнаженность, удалось выяснить, что известняки образуют здесь ряд узких, часто сложной конфигурации прослоев, в общем вытянутых в ССВ направлении, согласном с простиранием эффузивов.

Менее определены данные о возрасте адуйской свиты. Для решения этого вопроса необходимо выяснить характер взаимоотношений адуйской свиты с березовской и более древними. Рассматривая карту, можно заметить, что березовская свита повсеместно приурочена к осевым частям синклиналей, выполненных адуйскими эффузивами.

Пачки диабазов и туфов в березовской свите неотличимы от пород адуйской свиты. Близость рассматриваемых свит подчеркивается хотя бы тем, что многие исследователи представляли себе весь описываемый комплекс пород как единую свиту эффузивов, заключающих в себе отдельные пачки карбонатных и грубообломочных отложений. Не противоречит выводу об общности свит и наблюдаемое трансгрессивное залегание березовской свиты. Во-первых, в Березовской мульде, где березовская свита залегает трансгрессивно, подобные соотношения констатируются и между толщами адуйской свиты. Во-вторых, конгломераты, брекчии и агломераты, как это четко устанавливается в прекрасных обнажениях по рр. Адуй и Реж, не образуют базального слоя, а представляют собой целую серию прослоев среди туффитов. Основная масса повсеместно распространенных обломков, как уже говорилось, образуется за счет пород, непосредственно слагающих свиту. Обломки отличного состава появляются в больших количествах на ограниченном пространстве; здесь они, как правило, представлены обнажающимися поблизости более древними породами. Таким образом, трансгрессивные перекрытия и пачки обломочных пород внутри верхнего комплекса связаны скорее всего с небольшими подвижками, происходившими в момент его формирования.

Далее, верхний комплекс в целом трансгрессивно и несогласно залегает на всех подстилающих свитах.

Следовательно, адуйская свита непосредственно связана с березовской и отделяется от среднего комплекса пород большим перерывом; верхний возрастной предел березовской свиты определяется как визей. Поскольку формирование кировградской свиты, завершающей средний комплекс, закончилось в нижнем девоне, с известной степенью условности мы относим адуйскую свиту к самым верхам девона и турнейскому ярусу.

Упомянем попутно, что эффузивные породы, близкие по составу и возрасту к адуйской свите, были описаны А. А. Прониным (1947) из Каменского района, где толща диабазов более 200 м мощности заключена между палеонтологически хорошо охарактеризованными толщами верхов франского яруса и низов визейского яруса. Скорее всего образование эффузивов адуйской свиты происходило в течение этого же интервала времени.

ИНТРУЗИИ ГАББРО-ПЕРИДОТИТОВОГО СОСТАВА

Как мы уже отмечали, интрузии габбро-перидотитового состава образуют самостоятельный интрузивный цикл, начавшийся извержением ультраосновных пород и закончившийся плагиигранитами и своеобразной жильной серией. Внешне описываемый комплекс очень напоминает габбро-перидотитовую формацию Урала (Высоцкий, 1931; Заварицкий, 1937, 1940; Кузнецов, 1939, 1940; Романов, 1947). Но взаимоотношения между различными членами рассматриваемого интрузивного комплекса свидетельствуют о существенных различиях между ним и габбро-перидотитовой формацией.

За исключением Уктусского массива, расположенного в южной части исследованной территории, мы не наблюдаем дунитовых ядер, окруженных последовательно все менее основными породами. Большая часть массивов сложена змеевиками, первичную природу которых далеко не всегда удастся выяснить, габбро же образует небольшие вытянутые массивы, примыкающие к змеевикам по резким, обычно прямолинейным границам. Может быть, в некоторых случаях ультраосновные породы, давшие змеевики и габбро, связаны между собой постепенными переходами, но, как правило, контакт между ними интрузивный. Плагииграниты являются еще более обособленным членом комплекса. Нередко они образуют самостоятельные массивы, но в большинстве случаев они все же тесно примыкают к габбро-змеевиковым массивам; но в этом случае отмечается явное метаморфизующее воздействие плагиигранитов на более основные породы (как в Благодатском массиве).

Эти взаимоотношения свидетельствуют (судя по данным Штрейса, 1951) о большом сходстве описанного комплекса с габбро-змеевиковыми интрузиями, окаймляющими с востока Зеленокаменный синклиниорий в пределах Северного и северной части Среднего Урала. Сходство между ними еще более усиливается благодаря одинаковому положению в структуре. Форма большинства габбро-гнейсовых массивов исследованной площади, как будет показано ниже, обусловлена приуроченностью их к разломам.

Определение возраста габбро-змеевиковых интрузий является очень важной, но для данной части Урала еще не решенной проблемой. Верхняя граница возраста определяется тем, что обломки змеевиков и габбро были найдены в конгломератах и брекчиях березовской свиты, возраст которой, как известно, нижнекаменноугольный. О нижнем возрастном пределе данные менее определены. Змеевики прорывают все верхнесилурийские толщи вплоть до альбитофиров Кировградской свиты, но каково их

взаимоотношение с адуйской свитой верхнего палеозоя, не ясно. М. Б. и Н. И. Бородаевскими (1947) среди массивов габбро-диабазов, залегающих в основании верхнепалеозойского комплекса к северу от Березовска, описаны глыбы змеевиков; однако, как уже отмечалось, природа габбро-диабазов не вполне выяснена, они могут быть пластовой интрузией более молодого возраста. Мы не решаемся делать какие-либо заключения о возрасте змеевиков на основании сопоставления со смежными районами, так как очевидно имеются габбро-змеевиковые интрузии различных возрастов.

КОМПЛЕКС ГРАНИТОИДНЫХ ИНТРУЗИЙ

К этому комплексу относятся крупнейшие на Урале Мурзинский и Верхне-Исетский гранитные массивы, ограничивающие с востока и запада исследованную территорию. Кроме того, известно довольно много мелких гранитных и гранодиоритовых массивов, таких, как Пановский, Середовинский и Старо-Коневский на севере, Шарташский и Шабровский на юге и упоминавшиеся уже граниты в пределах Благодатской зоны. Значительным распространением пользуются также малые интрузии и дайки гранитоид-порфиритов.

Внедрение всех этих интрузий протекало весьма длительно и произошло по крайней мере в три этапа.

К первому этапу относятся гранодиориты Пановского и, быть может, Старо-Коневского массива. Второй ознаменовался внедрением наиболее распространенных нормальных гранитов. Третий же представлен малыми интрузиями и дайками гранитоид-порфиритов. По-видимому, самыми древними являются гранитоидные интрузии, благодаря которым образовались мурзинские гнейсы, но отделить их от более молодых нормальных гранитов мы пока не можем.

ГРАНИТО-ДИОРИТОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Начиная описание этих интрузий, мы еще раз должны оговориться, что изучение гранитной формации вообще не входило в поставленные перед нами задачи. Но при решении некоторых конкретных вопросов нам пришлось детально познакомиться с геологией Пановского массива, на примере которого и удалось доказать существование в пределах исследованного района особой фазы интрузий. Однако по имеющимся в литературе данным не удается составить определенное представление о том, как широко эти интрузии распространены.

Пановский массив (рис. 1) располагается в пределах узкого промежутка между восточным и западными выступами северного окончания Верхне-Исетского гранитного массива. В общем он имеет форму сильно вытянутую в направлении СЗ 340—350°. Южная широкая часть массива вдается между выступами верхнеисетских гранитов, а постепенно суживающаяся северная часть заключена в основных порфиритах невянской и нейвинской свит. Собственно Пановский массив сложен кварцевыми диоритами и гранодиоритами.

Изучение контактового ореола интрузии показало, что в экзоконтакте основные эффузивы сильно метаморфизованы, пронизаны обильными кварцево-полевошпатовыми жилками и местами напоминают мелкозернистые меланократовые габбро. К внутренним частям массива эти

породы весьма резко сменяются зеленовато-черными крупнокристаллическими разностями, типа мезо- или лейкократового габбро. В основном они состоят из крупных (до 10 мм) кристаллов роговой обманки и плагиоклаза.

При удалении от контакта с порфиридами наблюдается постепенное изменение габбро: они становятся светлее, при этом во все возрастающих количествах появляются видимые глазом зернышки кварца и порода принимает облик кварцевых диоритов. Замечательно, что характерная крупнокристаллическая структура породы сохраняется в пределах всей гаммы переходов от габбро до диоритов.

В габброидных разностях, наряду с крупными вкрапленниками темноцветного минерала, встречаются обломки порфиритов. Местами вкрапленники отсутствуют и порода представлена крупными угловатыми обломками серых порфиритов, сцементированных белой среднезернистой полевошпатовой массой.

Приведенный фактический материал свидетельствует о том, что «габбровая» оторочка Пановского массива представляет собой типичный пример контаминации диоритов у контакта с основными эффузивами.

Рассматривая карту, можно видеть, что полоса контаминированных диоритов, довольно узкая на юге, в северной части массива сильно расширяется, достигая почти километра, а нормальные диориты совершенно исчезают из разреза. Подобные изменения нельзя объяснить только медленным погружением массива в северном направлении, так как горные выработки и буровые скважины рч. Рассошки не вскрыли нормальных диоритов на глубине.

Очевидно, вместе с погружением массива действуют еще какие-то дополнительные факторы, приводящие к резкому расширению контаминированной зоны. С этой точки зрения интересен ряд змеевиковых линз, встреченных как вдоль восточного контакта, так и внутри самого массива, в частности в 200—300 м к востоку от Рассошки.

Изменение диоритов по направлению к контакту с Верхне-Исетскими гранитами заключается в некотором увеличении лейкократовой составляющей части породы и, в частности, в увеличении количества кварца. Но крупнокристаллическая структура диоритов, с большими кристаллами биотизированного темноцветного минерала позволяет сравнительно просто отличать одни гранитоиды от других.

Непосредственно вблизи контакта диориты сильно расщеплены и пронизаны множеством мелких кварцевых и полевошпатовых жил, типичных для Исетского массива, даек аплита и аляскитовых гранитов. Более точно о взаимоотношениях между Верхне-Исетским и Пановским массивами можно судить по таким фактам, как интенсивное окварцевание габброидных диоритов у контакта с Верхне-Исетскими гранитами и сильный метаморфизм специфической даечной серии Пановского массива.

К сожалению, нам почти ничего неизвестно о том, как широко распространены гранитоиды этой фазы. Некоторый интерес в этом отношении представляет Балтымский габбровый массив, протягивающийся вдоль восточного края Верхне-Исетского массива. М. Е. Ненахов пришел к выводу, что слагающие этот массив роговообманковые габбро и габбродиориты постепенно переходят в кварцевые диориты, представляющие связующее звено между породами габбро-перидотитовой формации и нормальными гранитами. Как и в Пановском массиве, кварцевые диориты слагают центральную часть массива, а по периферии его развиты метаморфизованные габбро. Нам удалось ознакомиться с породами, слагающими Балтымский массив при его пересечении на широте оз. Шувакиш. В ямах здесь удалось наблюдать в коренном залегании довольно свежие породы. В большинстве случаев это весьма сильно метаморфизованные,

превращенные в амфиболиты эффузивы нейвинской свиты. Габбро довольно своеобразные; полевые шпаты в них, как правило, нацело сосюритизированы. Широко развиты свойственные контаминированным породам сетевидные структуры.

Мы не располагаем достаточными данными для того, чтобы с уверенностью параллелизовать породы Батымского и Пановского массивов, но они весьма сходны между собой.

Возможно, что породы типа Пановских гранодиоритов широко распространены в пределах Мурзинского и Верхне-Исетского массивов. В этом отношении кажется особенно благоприятным южное окончание Верхне-Исетского массива, где широко развиты габбро и диориты; находящиеся между собой в сложных взаимоотношениях.

НОРМАЛЬНЫЕ (МИКРОКЛИНОВЫЕ) ГРАНИТЫ

Этими породами сложены почти все обнажающиеся в пределах исследованной территории интрузии комплекса гранитоидов, в частности неоднократно упоминавшиеся Мурзинская, Верхне-Исетская, Шарташская, Шабровская, а также небольшие тела гранитов у пос. Середовины (в пределах Благодатской зоны) и, возможно, Север-Коновский массив.

Прекрасные описания этих интрузий неоднократно давались крупнейшими исследователями Урала, поэтому мы остановимся на них очень кратко.

Мурзинский гранитно-гнейсовый массив — один из крупнейших на Урале. Общая длина его 160 км, а ширина несколько меньше 30 км. Массив построен сложно и, по-видимому, имеет длительную историю развития. Строение массива еще далеко не выяснено.

В пределы исследованной территории входит лишь западный край южной и средней частей массива. Здесь широко развиты характерные для Мурзинского массива гнейсы, среди которых преобладают мезократовые, среднезернистые, биотитовые орто-гнейсы гранитного состава. Ближе к периферии массива все в большем количестве начинают встречаться несомненные парагнейсы, в частности биотито-графитовые с прослоями амфиболитов и мраморов.

В настоящее время почти все исследователи, изучавшие Мурзинский гранитный массив, — М. Б. Романов (1947), Б. М. Куплетский (1947) и другие — приходят к согласованному выводу об образовании Мурзинского массива в несколько фаз, разделенных интенсивными тектоническими движениями. Всеми признается, что первоначально образовались инъекционные гнейсы, затем произошло внедрение основной массы гранитов, и, наконец, с третьей фазой связано образование даек и пегматитовых жил.

Но в вопросе о том, каковы интервалы между этими фазами, единогласия отнюдь не достигнуто из-за отсутствия объективных данных.

Одни исследователи считают, что все три фазы проявились в течение герцинского цикла; другие, вслед за Е. А. Кузнецовым, находят, что образование гнейсов происходило в гораздо более раннее время. Мы не располагаем материалом, достаточным для доказательства какой-либо из этих точек зрения, но некоторые косвенные данные, как нам кажется, скорее говорят в пользу второй. В числе этих данных следует упомянуть массивы ультраосновных пород. Они отлично согласуются с направлением гнейсовидности, сами же серпентиниты зачастую оказываются лишь несколько окремненными и актинолитизированными, прекрасно сохраняют свойственную первичной породе петельчатую структуру (микрофото, фиг. 2). Эти данные как будто говорят о внедрении ультраосновных пород в гнейсы до образования главной массы нормальных гранитов.

Верхне-Исетский массив, в отличие от Мурзинского, имеет овальную форму, несколько суженную в направлении к югу. Характерно отсутствие гнейсов. Почти весь массив сложен нормальными гранитами; лишь в пределах южной части массива развиты такие породы как плагиограниты, диориты и габбро.

Характер изменения боковых пород в контакте с Верхне-Исетскими гранитами совершенно отличен от того, что мы наблюдали в пределах Мурзинского массива. Здесь почти полностью отсутствуют инъекционные гнейсы. Наиболее характерным изменением вмещающих эффузивов является образование амфиболитов и амфиболитовых сланцев, которые образуют кайму, достигающую порой ширины 2—2,5 км. С отдельными апофизами гранитов связаны и более интенсивные преобразования — возникновение гранатовых и гранатово-магнетитовых скарнов.

Как и Мурзинский массив, Верхне-Исетский является сложным образованием. По данным Е. А. Кузнецова, диориты и габбро в южной части массива образовались ранее основной массы гранитов.

Шарташский и Шабровский гранитные массивы. Первый из них располагается между Свердловском и Березовском и имеет в плане эллиптическую форму, близкую к кругу. Площадь, занятая Шарташским массивом, не превышает 17 км². Шабровский массив начинается в нескольких километрах к югу от Шарташского; размеры его значительно превосходят Шарташский, но по характеру слагающих пород, внутреннему строению и положению в структуре оба массива имеют много общего. По составу слагающих пород и взаимоотношениям с вмещающими породами они напоминают Верхне-Исетский массив.

Все интрузии, относящиеся к фазе нормальных гранитов, сопровождаются определенной свитой жильных пород, среди которых преобладают аплиты, пегматит-аплиты, пегматиты и аляскитовые граниты. Для серии этих пород в целом характерна приуроченность к краевым частям самих массивов. Изредка эти дайки встречаются на расстоянии 2—3 км от контакта с интрузией.

Из того, что было сказано об интрузиях комплекса гранитоидов, ясно, что проблема установления возраста далеко еще не решена. С наиболее древними гранитами связано образование мурзинских гнейсов. Приведенный выше факт взаимоотношения змеевиков с гнейсами как будто свидетельствует о том, что эти граниты являются более древними, чем герцинские. Не исключено, что некоторая часть мурзинских гранитов принадлежит докембрию.

Столь же мало данных о возрасте гранодиоритов и кварцевых диоритов типа пановских. Они, несомненно, метаморфизуют силурийские толщи, но отделены значительным интервалом времени от нормальных герцинских гранитов. Они, как известно, имеют свою собственную серию даек, которая также оказывается метаморфизованной микроклиновыми гранитами. Наконец, нормальные граниты метаморфизуют все приходящие в соприкосновение с ними породы вплоть до верхнепалеозойских. По аналогии с гранитами других районов восточного склона Урала, внедрение их следует связывать с наиболее интенсивными тектоническими движениями герцинского этапа.

МАЛЫЕ ИНТРУЗИИ И ДАЙКИ ГРАНИТОИД-ПОРФИРОВ

О широком распространении интрузий гранитоид-порфиров в районе, разделяющем Мурзинский и Верхне-Исетский гранитные массивы, мы находим упоминание еще в работах Шуровского (1841).

В последнее время (в 1937—1953 гг.) детальное изучение малых интрузий

зий и даек производилось М. Б. Бородаевской. Результат этих многолетних исследований по району Березовска сведен в работе «Березовское рудное поле» (1947), а более полно — в докладе на Петрографической конференции, состоявшейся в Москве в 1952 г. Вкратце формация гранитоид-порфиров характеризуется следующими особенностями:

1. На всей территории дайки гранитоид-порфиров сходны между собой по составу и структуре слагающих их пород.

2. Для всех районов возрастная последовательность внедрения различных типов гранитоид-порфиров одинаковая.

3. Дайки гранитоид-порфиров рассматриваемого типа секут все жильные породы, для которых удается доказать непосредственную генетическую связь с гранитами герцинского цикла, в том числе пегматиты, аплиты, лампрофиры и кварцевые жилы. После возникновения жильных пород начинается внедрение гранитоид-порфиров, которые, по сравнению с перечисленными высококодифференцированными продуктами, представляют собой слабо расщепленные образования дифференциации.

4. Интрузии гранитоид-порфиров образуют вытянутый на многие десятки километров пояс, разветвляющийся к северу от Березовского рудного поля на две ветви, из которых одна прослеживается до района Теплового Ключа, а другая, пересекая Пышмино-Ключевский, Благодатский и Адуйский массивы, а также разделяющие их эффузивно-осадочные толщи, протягивается до дер. Колташи и даже еще севернее, не изменяя своего простирания. Дайковый пояс пересекает массивы гранитов, гипербазитов, габбро и почти вкрест простирания разрезает складчатые структуры. Однако распределение даек и малых интрузий в пределах этих поясов весьма неравномерно, благодаря чему до самого последнего времени господствовало представление о том, что гранитоид-порфиры образуют несколько изолированных полей развития даек (Березовское, Первомайско-Зверевское), связанных с отдельными крупными интрузиями гранитов. Естественно, что в условиях плохой обнаженности в пределах описанной территории на гранитоид-порфиры первоначально обратили внимание в районах месторождения, где они были вскрыты горными выработками и где число их особенно велико. Лишь в результате работ, возглавляемых М. Б. Бородаевской в 1950—1952 гг., в которых принимал участие и автор, удалось закартировать и промежуточные звенья, связывающие отдельные поля.

Региональная протяженность пояса малых интрузий, отсутствие пространственной связи их с отдельными массивами гранитов, выдержанность состава, строго определенная последовательность внедрения отдельных серий даек на всем протяжении пояса и, наконец, резкое отличие состава гранитоид-порфиров от жильных пород, связанных с гранитами и более молодой возраст их, позволили М. Б. Бородаевской сделать вывод, что малые интрузии гранитоид-порфиров образуют самостоятельную формацию интрузивных пород.

В настоящее время мы не располагаем данными для точного определения верхнего возрастного предела внедрения гранитоид-порфиров. Однако не вызывает сомнения то, что от момента образования интрузий нормальных гранитов они отделены большим промежутком времени. Об этом говорит, во-первых, пересечение гранитоид-порфирами даек, связанных с нормальными гранитами, и, во-вторых, то, что распределение их обусловлено другим планом деформаций; скорее всего их внедрение произошло в самом конце палеозоя (или может быть даже в мезозое).

ТЕКТОНИКА

Исследованная территория находится в пределах зоны крупных гранитных интрузий, протягивающейся вдоль восточного склона Южного и Среднего Урала. И. И. Горский (1943), рассматривая региональную структуру Урала, выделял эту зону в качестве крупного герцинского антиклинория. Позднее исследованиями Н. П. Хераскова (1948), а вслед за ним А. А. Петренко (1949) было доказано, что в пределах Урала зона гранитных интрузий действительно представляет геантиклинальное сооружение, сформировавшееся еще в докембрии.

Это сооружение получило название геантиклинали Урало-Тобольского водораздела или Восточно-Уральского антиклинория. С востока и запада это поднятие ограничивается геосинклинальными образованиями: Верхне-Тобольским и Магнитогорским синклинориями (Петренко, 1949).

К подобным выводам пришли А. В. Пейве (1947) и Н. А. Штрейс (1951), производившие региональные исследования в пределах восточного склона Северного и северной части Среднего Урала. Этими исследованиями было убедительно доказано, что развитые здесь зеленокаменные породы слагают крупный синклинорий, заложившийся в самом начале верхнего силура и ограниченный с востока Исетско-Салдинским антиклинорием.

Ранее работами Е. А. Кузнецова (1939) было установлено, что структура, получившая на юге название Магнитогорского, а на севере Зеленокаменного синклинория, непрерывно протягивается вдоль всего Среднего Урала. Названным исследователям таким образом удалось доказать, что на всем протяжении восточного склона Урала проходит крупная геантиклинальная структура, ограниченная по крайней мере с запада палеозойской геосинклиналью. Но на широте исследованной территории, вследствие плохой обнаженности, отсутствия надежных маркирующих горизонтов и широкого распространения весьма однообразных эффузивных пород, до последнего времени основное районирование производилось не по структурному, а скорее по петрографическому признаку. Здесь выделялись зеленокаменные полосы (с запада на восток 1-я, 2-я и 3-я) и разделяющие их Верхне-Исетский и Мурзинский гранитные массивы. При этом подразумевалось, что зеленокаменные полосы соответствуют синклинальным структурам, а гранитные массивы приурочены к разделяющим их антиклиналям.

Проведенные полевые исследования и анализ работ предшественников привели нас к заключению, что исследованный район в структурном отношении является сложным антиклинорием, представляющим часть крупной геантиклинали, выделенной в только что названных работах (рис. 4).

Переходя к конкретному описанию тектоники района наших исследований, следует сразу же выделить три основные, легко различимые на

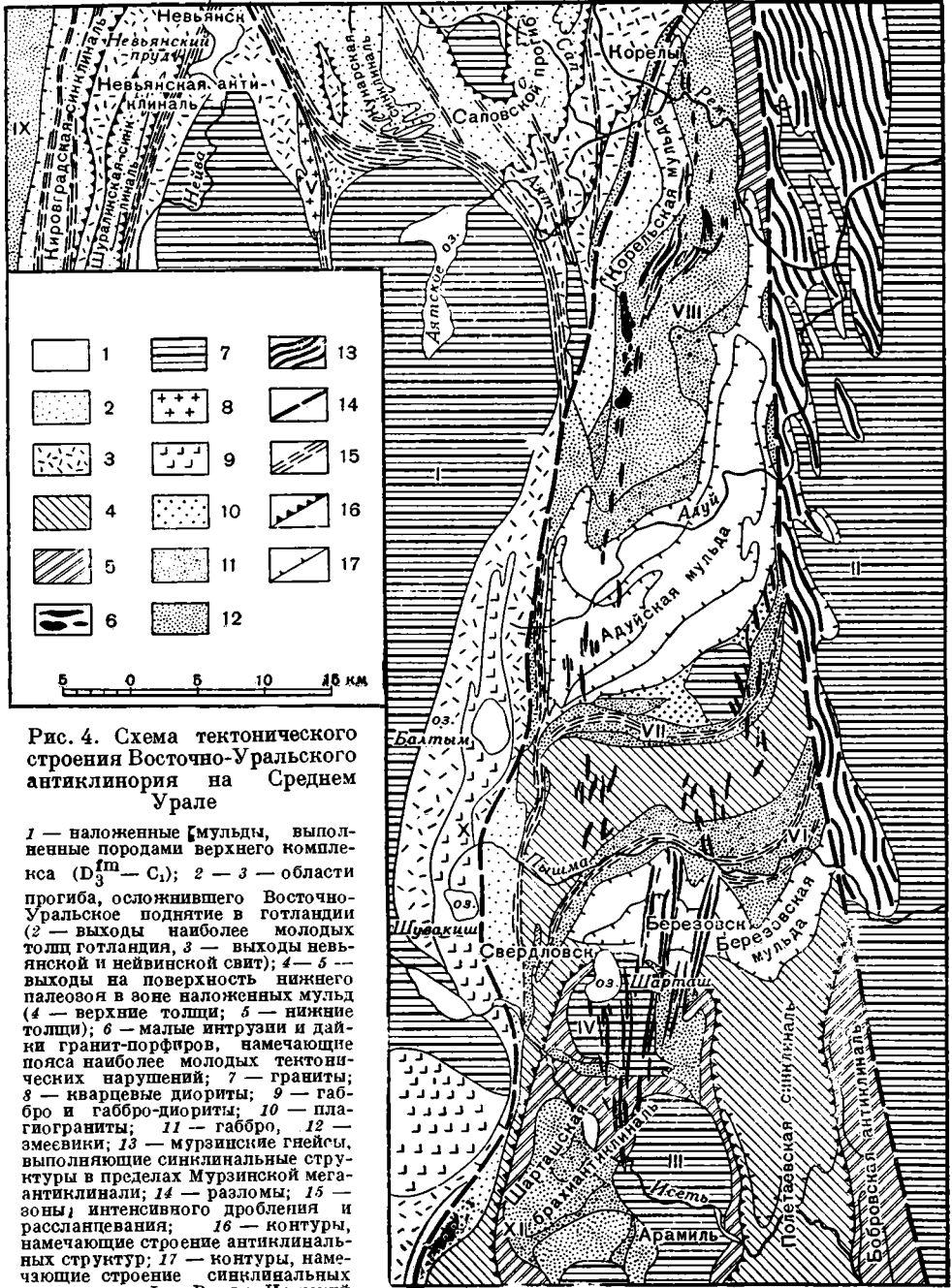


Рис. 4. Схема тектонического строения Восточно-Уральского антиклинория на Среднем Урале

1 — наложенные [мульды, выполненные породами верхнего комплекса ($D_3^{fm} - C_1$); 2 — 3 — области прогиба, осложнившего Восточно-Уральское поднятие в готландии (2 — выходы наиболее молодых толщ готландии, 3 — выходы невьянской и нейвинской свит); 4 — 5 — выходы на поверхность нижнего палеозоя в зоне наложенных мульд (4 — верхние толщ; 5 — нижние толщ); 6 — малые интрузии и дайны гранит-порфиров, намечающие пояса наиболее молодых тектонических нарушений; 7 — граниты; 8 — кварцевые диориты; 9 — габро и габро-диориты; 10 — плагиограниты; 11 — габро, 12 — змеевики; 13 — мурзинские гнейсы, выполняющие синклиналильные структуры в пределах Мурзинской мегаантиклинали; 14 — разломы; 15 — зоны интенсивного дробления и раслапцевания; 16 — контуры, намечающие строение антиклинальных структур; 17 — контуры, намечающие строение синклиналильных структур. I — Верхне-Исетский массив; II — Мурзинский массив; III — Шарташский массив; IV — Шарташский массив, V — Павловский массив; VI — Пышмино-Ключевской массив; VII — Благодатский массив; VIII — Первомайский массив; IX — Верхне-Тагильский массив; X — Балтымский массив; XI — Унтусский массив.

любой мелкомасштабной карте Урала, структурные единицы: Верхне-Исетский гранитный массив, Мурзинский гранитно-гнейсовый массив и разделяющую их полосу распространения эффузивных и осадочных пород.

Исследованиями Е. А. Кузнецова и И. Д. Соболева в настоящее время доказано, что Верхне-Исетский массив расположен в своде крупной антиклинальной структуры, резко погружающейся в северном направлении на широте г. Невьянска. Учитывая сложность строения и антиклинальную природу этой структуры, мы будем называть ее в дальнейшем Верхне-Исетской мегаантиклиналью.

Данных о Мурзинском гранитно-гнейсовом массиве гораздо меньше. Однако с востока и запада к контакту с массивом тяготеют наиболее древние породы, а парагнейсы мурзинского комплекса, как мы уже говорили, образовались скорее всего за счет нижнепалеозойских, а может быть и более древних пород. Все это говорит о том, что Мурзинский массив также представляет собой своеобразную мегаантиклинальную структуру.

Полоса эффузивных и осадочных пород, разделяющая обе названные мегаантиклиналии имеет весьма сложное строение. Она находится, это будет показано ниже, в присводовой части всего антиклинория. Естественными ограничениями ее с востока и запада являются Мурзинский и Верхне-Исетский разломы.

Мурзинский разлом изображается на всех мелкомасштабных картах Урала. Существование этого тектонического нарушения доказывается следующими данными:

1. Необычайно резким различием по степени метаморфизма пород к западу и востоку от него. Особенно хорошо это наблюдалось нами в серии канав, вскрывших мурзинский контакт к югу от дер. Становлянки. Здесь в 10 км от лейкократовых гнейсов обнажены черные углисто-кремнистые сланцы с маломощными прослоями слюдисто-кремнистых сланцев.

2. Срезанием контактом Мурзинского гранитно-гнейсового массива самых различных свит, толщ и горизонтов, подходящих к нему с запада.

3. Резким несогласием в простирании самых различных элементов структуры в гранитно-гнейсовом и эффузивно-осадочном комплексах. В самом деле, если простирание контакта в среднем СЗ 350°, то простирание основной массы структур второго порядка, расположенных к западу от него, в среднем колеблется в пределах СВ 20—70°; а преобладающее количество замеров простирания линз серпентинитов и известняков, заключенных в мурзинских гнейсах, так же как и гнейсовидности и полосчатости последних, соответствует направлению СЗ 330—350°.

4. Интенсивным динамометаморфизмом толщ прилегающих к Мурзинскому контакту с запада. Это прежде всего проявляется в интенсивнейшей сланцеватости всех пород около контакта вплоть до визейских агломератов (угловатые обломки сплющиваются и оказываются прекрасно ориентированными по сланцеватости).

Простирание сланцеватости совпадает с направлением контакта. Характер деформации тесно связан с физическими свойствами пород. Массивные породы испытывают сильное дробление, более пластичные текут и сминаются в сложные пloyчатые складки. В заброшенных каменоломнях к югу от дер. Колташи черные кремнистые известняки вследствие очень сильно развитой трещиноватости (ЮЗ 255°, $\angle 65^\circ$, СЗ 350°, $\angle 80^\circ$, ЮВ 160—170°, $\angle 25-30^\circ$) разбираются на кубики с высотой граней порядка 3—7 см; наоборот, в серых полосчатых менее плотных известняках вместо столь сильно развитой трещиноватости деформации приводят к образованию сложной пloyчатой складчатости, простирание которой (СЗ 350°) совпадает с направлением разлома. Одновременность

деформаций скальвания с движением по Мурзинскому разлому в смежных с ним частях Благодатного и Пышминского массивов отмечалось Д. С. Штейнбергом и М. Б. и Н. И. Бородаевскими (1947).

Вследствие сильной нарушенности пород около Мурзинского контакта вдоль него протягивается узкая сильно заболоченная или задернованная полоса, не дающая возможности непосредственно наблюдать шов этого крупного нарушения. К югу от широты пос. Сарапулка граниты приходят непосредственно в соприкосновение с толщами нижнего палеозоя и контакт постепенно теряет свойственную ему на севере прямолинейность. Весьма возможно, что это связано с затуханием в южном направлении Мурзинского разлома.

С запада сводовая часть антиклинория ограничивается Верхне-Исетским разломом, который очень напоминает Мурзинский, хотя может быть несколько уступает ему по размерам.

Этот разлом прослеживается вдоль восточного контакта Верхне-Исетской интрузии от дер. Корелы на севере до южной части исследованной территории.

В отличие от Мурзинского, поднятое крыло Верхне-Исетского разлома представлено пироксеновыми порфиритами нейвинской свиты, а не гнейсами.

Как на севере, так и на юге вдоль разлома породы нейвинской свиты приходят в непосредственное соприкосновение с различными толщами Кировградской свиты, а на отрезке от дер. Мостовая до Балтыма — со свитами верхнепалеозойского комплекса. Характерной особенностью данного разлома является приуроченность к нему целого ряда длинных и узких массивов серпентинитов. Первый из них протягивается с севера на юг от дер. Киприно до широты пос. Первомайки почти на 20 км и имеет ширину порядка 500—700 м. Другой массив подобного рода имеет местами ширину более 1 км. Он протягивается от дер. Мостовка на юг более чем на 35 км.

На юге Верхне-Исетский разлом разделяется на несколько параллельных ветвей и затухает. Серпентиниты, в виде узких кулисообразных линз, прослеживаются вдоль каждой из его намечающихся ветвей.

Некоторые детали строения описываемого тектонического нарушения удается наблюдать в искусственных обнажениях вдоль узкоколейной железной дороги, соединяющей пос. Исетск и Красный. Оказывается, что пироксеновые порфириты уже на расстоянии 500—300 м от разлома очень сильно рассланцованы; в них удается распознать только реликты вкрапленников пироксена. В большинстве случаев сланцеватость круто (под углом 75—90°) падает на запад. Массивные пироксеновые порфириты образуют лишь узкие линзы, вытянутые по сланцеватости. Особенный интерес представляют собой серпентиниты, приуроченные к разлому. Они сложно перемежаются с обрывками различных сланцев невьянской свиты и линзами пироксеновых порфиритов. Неизменные серпентиниты здесь встречаются крайне редко. Обычно это типичные тальковые сланцы или своеобразные черные графитизированные породы, местами интенсивно карбонатизированные. Среди продуктов изменения серпентинитов часто заключены пачки углисто-кремнистых и хлоритовых сланцев, мощностью от 5—10 до 15 м.

Таким образом, Исетский разлом представляет собой сложную тектоническую зону, возникшую до внедрения ультраосновных интрузий и возрождающуюся после их внедрения.

Природа разломов, ограничивающих зеленокаменную полосу, недостаточно выяснена. Большинство исследователей, изучавших Мурзинский разлом, считало, что в основном перемещения вдоль него происходили в горизонтальном направлении, т. е. что это нарушение в общем

является сдвигом. Существование сдвиговых деформаций вдоль обоих разломов не вызывает никакого сомнения; о них свидетельствует ориентировка всех крупных структурных элементов зеленокаменной полосы: синклиналей, антиклиналей и ультраосновных массивов. Все они вытянуты в северо-восточном диагональном по отношению к разломам направлении, причем восточные окончания всех этих структур при приближении к Мурзинскому разлому, отгибаются на север; западные же, наоборот, смещаются на юг, приближаясь к направлению Верхне-Исетского разлома. Сдвиговые деформации по этим разломам, таким образом, запечатлелись на всей структуре области, разделяющей Мурзинский и Верхне-Исетский массивы.

Вертикальные перемещения по Верхне-Исетскому и Мурзинскому разломам также не маловажны.

По Верхне-Исетскому разлому в контакт с нейвинскими пироксеновыми порфиритами приходят непосредственно породы кировградской и даже верхнепалеозойских свит. Несмотря на то, что мощности свит среднепалеозойского возраста явно уменьшаются в восточном направлении, величина вертикального перемещения должна быть не менее нескольких сот метров. Мурзинский же разлом, как известно, приводит гранито-гнейсы в соприкосновение с различными толщами нижнего палеозоя и явно срезает даже верхнепалеозойские свиты. Это явно показывает, что западное крыло разлома опущено.

Как видно, центральная часть антиклинория по ограничивающим ее разломам опущена по отношению к смежным мегаантиклиналям. Однако в пределах ее широким распространением пользуются нижнепалеозойские толщи, почти совершенно отсутствующие в разрезе Верхне-Исетской мегаантиклинали. Породы же верхнепалеозойского комплекса, как будет показано выше, образуют мульды, простирающие которых обычно не совпадает с направлением самой полосы. Таким образом, нет сомнения в том, что центральная часть представляет собой очень сложный структурный блок, строение которого мы попытаемся выяснить после анализа конкретных структур. В дальнейшем мы будем называть ее зоной наложенных мульд.

ВЕРХНЕ-ИСЕТСКАЯ МЕГААНТИКЛИНАЛЬ

Судя по очертаниям (см. геологическую карту Урала), Верхне-Исетская мегаантиклиналь представляет собой сложную складку брахиантиклинального типа. Вся южная и центральная часть этой антиклинали заняты Верхне-Исетским гранитным массивом.

Различными исследователями были высказаны многочисленные гипотезы о форме и структуре интрузий. В частности В. В. Никитин (1907) считал, что гранитами заполнен крупный грабен. А. Н. Заварицкий (1940) рассматривал Верхне-Исетскую интрузию как батолит, поднимавшийся вдоль ограниченного разломами блока. Б. М. Романов (1947) доказывает, что Верхне-Исетский массив является акмолитом, крутонаклоненным к западу. Другой точки зрения придерживается И. Д. Соболев, считающий Верхне-Исетский массив конформным, конкордантным и гармоничным со структурой кровли.

Наши исследования охватили лишь северную и северо-восточную, сравнительно небольшие части массива. Во многих случаях мы наблюдали удивительную согласованность строения массива и структуры кровли. У контакта углы падения некоторых структурных элементов массива (сланцеватости, пластовой отдельности, линий течения), как правило, крутые, порядка 50—70°, к центральным же частям массива они становятся все более пологими, благодаря чему создается представление о по-

лого-волнистой кровле массива. В этом отношении интересен тот факт, что громадный Верхне-Исетский массив почти со всех сторон окружен сравнительно маломощной толщей эффузивов нейвинской свиты.

Однако форма массива определяется не только складчатыми, но в значительной мере и разрывными структурами. Ранее в работах А. П. Аладинского и Е. А. Кузнецова (1939) отмечалось, что с юга выступ гранита у Свердловска ограничен тектоническим нарушением. Несогласный характер контакта отмечается к западу от деревень Мостовая, Мостовка и Верхотурка. В районе дер. Кунары граниты приходят в соприкосновение непосредственно с самыми верхними толщами кировградской свиты. Синусообразный изгиб северного контура Верхне-Исетского массива также обусловлен зоной дробления, к которой приурочен Пановский диоритовый массив. На основании всего этого фактического материала ничего нельзя сказать о том, в каком виде массив продолжается на глубину, т. е. является ли он акмолитом или чем-либо другим; но создается впечатление, что масса гранитов, обнаженная в настоящее время эрозией, формировалась в результате заполнения магмой пространства, возникшего в процессе куполообразного вздымания пород нейвинской свиты. Это вздымание, по-видимому, в конце концов привело к образованию современной антиклинальной структуры, к которой приурочен массив. Формирование камеры могло происходить не только за счет изгиба слоев, но и вследствие смещения всей кровли по тектоническим нарушениям, которые, подобно Верхне-Исетскому разлому, могут быть несколько в стороне от интрузии.

Во всяком случае, в настоящее время что-либо сказать о внутренней структуре Верхне-Исетской мегаантиклинали можно лишь на основании изучения ее периклинальных окончаний. Анализируя прилагаемую карту, нетрудно выделить в пределах этой периклинали три следующие структуры второго порядка (с запада на восток): Кировградская синклинали, сложная Невьянская антиклиналь и Саповский синклиналийный пригиб.

Кировградская синклинали сложена породами кировградской свиты. В ее ядре обнажаются альбитофиры и диабазовые порфириты — самые молодые толщи, крылья же сложены порфиритами, туфами и зелеными сланцами.

С востока синклинали оконтуривается известняками невянской свиты, образующими западное крыло сопряженной складки. Не столь ясна структура западного крыла синклинали, соприкасающегося со змеевиками Верхне-Тагильского массива. Контакт осложняется тем, что вдоль него протягивается выдержанная полоса интрузий плагиогранитов и гиабиссальных альбитофиров. Местами, правда, со змеевиками непосредственно контактируют зеленые хлоритовые сланцы. Такие факты, как контактирование змеевиков с самыми разнообразными породами кировградской свиты, отсутствие нижней толщи, приуроченность к контакту разнообразных изверженных пород свидетельствует о тектонической природе его. Ранее к такому же выводу пришел Н. А. Штрейс (1943).

При описании стратиграфии Кировградской полосы, мы уже обратили внимание на своеобразный характер распространения альбитофировой толщи. На карте видно, что контуры распространения выходов альбитофиров вытянуты, достигая по простиранию 5—6 км при ширине в 1—2 км, т. е. альбитофиры образуют широкие синклиналильные складки; интересно, что они не тянутся строго вдоль оси Кировградской структуры, а кулисообразно подставляют друг друга, часто значительно смещаясь. Интенсивная складчатость более высоких порядков, как правило, имеет близкое к меридиональному простирание и в ряде случаев не вполне согласуется с контурами описанных структур. Судя по тому, что в западной части Кировградской синклинали резко преобладают крутые восточные падения, а в восточной — соответственно западные, мы имеем в данном

случае пример развития веерообразной, расходящейся от оси синклинали изоклиальной складчатости. Нередко, вдоль узких, вытянутых зон, эффузивы оказываются столь сильно расслабленными, что совершенно утрачивают первоначальную структуру. Сланцеватость, подобно мелкой складчатости, имеет восточное падение на западе и, наоборот, западное — на востоке.

Таким образом, Кировградская синклиналь представляет собой сильно сжатую синклинальную складку, западное крыло которой срезано Верхне-Тагильским серпентинитовым массивом.

Невьянская антиклиналь — главный структурный элемент Верхне-Исетской мегаантиклинали. Крылья ее сложены породами наиболее древних свит нижнего палеозоя, в своде же залегают граниты северного выступа Верхне-Исетского и незначительного по размерам Середовинского массивов.

Западное крыло антиклинали, сопряженное с Кировградской синклиналью, достигает 5—8 км ширины. Все породы на этой территории падают в западном направлении, под углами порядка 40—70°. На юге, вплоть до Кировградской железной дороги, простирание близко к меридиональному, севернее же, в связи с периклинальным замыканием всей структуры, оно сменяется на северо-восточное. Приблизительно в средней части это крыло осложнено крупной синклинальной складкой, совпадающей с так называемой шуралинской полосой распространения кировградской свиты.

Восточное крыло Невьянской антиклинали сложено исключительно эффузивами нерасчлененной невьянской и нейвинской свит. Оно сравнительно узкое (2—3 км) и, судя по единичным замерам элементов залегания, слои здесь круто падают на запад. С востока это подвернутое крыло срезается своеобразной тектонической зоной, к которой приурочен Пановский гранодиоритовый массив. Подробно это тектоническое нарушение будет описано несколько ниже, здесь следует отметить лишь то, что протягивающееся вдоль него крыло антиклинали у южной рамки исследованной территории срезается резко расширяющимся в этом месте Верхне-Исетским массивом.

Контуры гранитов северного выступа, расположенного в своде антиклинали, совершенно согласно обрамляются вмещающими его эффузивно-осадочными толщами. Наблюдается полное соответствие в простирании шпиров, пластообразной отдельности и полосчатости в гранитах, в направлении сланцеватости и даже в положении слоистости боковых пород. В общем виде Невьянская антиклиналь представляет собой сложную складку, запрокинутую в восточном направлении, с восточным крылом, ограниченным осложненной своеобразной системой тектонических нарушений.

Строение Невьянской антиклинали осложняется целой системой складок более высоких порядков, выявить которые из-за плохой обнаженности и однообразия развитых здесь пород не всегда представляется возможным. Крупнейшая из таких осложняющих структур — упоминавшаяся уже Шуралинская синклиналь. Это запрокинутая на восток изоклиальная складка, ось которой резко воздымается к северу от пос. Шуралы, благодаря чему эффузивы кировградской свиты по простиранию сменяются невьянскими известняками. Форма этого центриклинального окончания свидетельствует о сложности внутреннего строения складки. На карте видно, что вулканогенные породы образуют по крайней мере три острых выступа в известняки.

О наличии резких изоклиальных складок свидетельствуют также значительные изменения в углах падения (от 70 до 40°) в пределах широкого поля известняков в районе г. Невьянска. Азимуты же падения колеблются от 3—270 до СЗ 330°, что можно объяснить лишь повсеместным запрокидыванием складок на восток.

В полосчатых туфах кировградской свиты в пределах западного крыла синклинали наряду с западными были отмечены также крутые восточные падения.

Следующим, весьма характерным элементом строения Невьянской антиклинали являются зоны интенсивного дробления и рассланцевания. Первые упоминания о них мы находим в работах Е. А. Кузнецова (1939) и Н. А. Штрейса (1943). Мы уже упоминали о подобной зоне, осложняющей восточное крыло Невьянской антиклинали. В дальнейшем мы будем называть эту зону рассланцевания Середовинской. Она протягивается в направлении СЗ 320° и прослежена от Невьянской Середовины вдоль Пановского гранодиоритового массива вплоть до Верхне-Исетского массива, контур которого в этом месте глубоко вдается внутрь. Интенсивное рассланцевание и обилие ксенолитов в гранитах на продолжении Середовинской зоны позволяет думать, что она продолжается далее вглубь массива. Ширина зоны колеблется от 1,5 до 2 км. В пределах этой зоны породы утрачивают первоначальную структуру, в сильнейшей степени рассланцованы и сменяют одна другую в виде небольших линз, протягивающихся по направлению сланцеватости. Характерна приуроченность к Середовинской зоне различных изверженных пород. На севере к ней примыкает Середовинский гранитный массив, на юге, в пределах ее более чем на 9 км, тянется узкий Пановский гранодиоритовый массив. Кроме того, здесь картируются линзовидные тела змеевиков, достигающих в длину 1—2 км при ширине 200—300 м.

Своеобразной особенностью строения Пановского гранодиоритового массива является обилие ксенолитов. Количество ксенолитов возрастает к периферии массива. Кое-где они преобладают над заключающей их массой магматической породы. Какая бы то ни была ориентировка в расположении ксенолитов отсутствует и нередко порода напоминает своеобразную брекчию. Характерно также отсутствие структуры свода и повсеместная вертикальная ориентировка кристаллов роговой обманки. Все это заставляет предполагать внедрение Пановской интрузии в какую-то зону дробления.

Середовинская зона дробления и рассланцевания сопровождается очевидно целой серией более молодых разрывных нарушений. В районе Невьянской Середовины существование двух таких нарушений подчеркивается кварцевыми жилами, протягивающимися в направлении СЗ 330° более чем на 1,5 км. Обе они приурочены к плоскостям смещения небольших разломов.

Вторая зона интенсивного рассланцевания и дробления протягивается вдоль восточного борта Шуралинской синклинали. Простирание зоны примерно СВ 10—15°, ширина ее колеблется от 1,5 до 2 км. Как и в Середовинской зоне, породы здесь превращены в сланцы, среди которых местами сохраняются незначительные линзочки менее деформированных пород.

В экскаваторных канавах на северном склоне горы, расположенной у восточной окраины Невьянска, ясно видно, что породы в пределах описываемой зоны интенсивно смяты. Здесь на фоне общей изоклиальной складчатости выделяются мелкие складки, в свою очередь осложненные резкой пloyчатостью.

Сланцеватость и осевые поверхности складок повсеместно падают в западном направлении. В этой зоне также удается наблюдать небольшие тектонические нарушения. Кроме того, наблюдается некоторое несоответствие в простирании мраморизованных известняков и различных сланцев, контактирующих с этими породами.

Некоторые исследователи, считавшие, что известняки вдоль восточного и западного крыла Шуралинской синклинали разновозрастны, вынуждены

были проводить на широте Невьянска крупный сброс с опущенным западным крылом. Однако резкая изоклинальная складчатость, с запрокидыванием слоев на восток, наличие зоны интенсивного смятия и рассланцевания, согласующейся со складчатостью, исключает возможность существования в этом месте нарушения типа сброса. Скорее всего мы имеем здесь ряд мелких нарушений взбросового характера.

Для этой нарушенной зоны характерны небольшие, сильно вытянутые массивы змеевиков, длиной порядка 1—2 км и шириной—200—300 м. Как правило, они кулисообразно, подставляя один другого, группируются в цепочки, простирающие которых соответствует сланцеватости. Отсутствие какой бы то ни было связи контуров массивов с напряженной складчатостью вмещающих эффузивов свидетельствует о рвущем характере этих интрузий, приуроченных, очевидно, к тектоническим нарушениям.

Саповской синклинали прогиб располагается между Середовинской рассланцованной зоной, осложняющей восточное крыло Невьянской антиклинали, и Верхне-Исетским разломом. Естественной границей прогиба на юге является северный край Верхне-Исетского массива. Восточное и западное крыло прогиба сложены породами нейвинской и нерасчлененной невяянско-нейвинской свит. В центральных частях его обнажаются, кроме того, более молодые толщи, вплоть до альбитофиров верхнего лудлоу. В отличие от ранее описанных структур, Саповской прогиб не производит впечатления резкой линейно-вытянутой складки. Однако наши сведения о внутреннем строении этой сложной структуры весьма скудны. Плохая обнаженность, удивительное однообразие зеленокаменных пород, отсутствие каких бы то ни было маркирующих горизонтов здесь чувствуются особенно остро и в работе приходится базироваться главным образом на искусственных обнажениях и горных выработках.

Середовинская рассланцованная зона захватывает как восточное окончание Невьянской складки, так и значительную часть западного крыла Саповского прогиба. Описание рассланцованной зоны было дано выше. К нему можно добавить лишь то, что среди порфиритоидов и зеленых сланцев картируются узкие, вытянутые в направлении СЗ 330° линзы кварцево-серицитовых сланцев и порфиритов. Все эти породы падают под углом 60—70° по азимуту ЮЗ 240°. Структура же западной части крыла прогиба, входящая в пределы зоны рассланцевания, в целом представляет собой сильно сжатую синклиналиную складку, запрокинутую на восток.

Следующая крупная синклиналиная складка, осложняющая прогиб, протягивается от водораздела Саповского и Таволжанского болот на севере до дер. Кунары на юге. Крылья этой складки сложены кварцевыми альбитофирами, а в ядре ее залегает сложная по составу толща альбитофиров, порфиритов и туфов этих пород. По данным бурения устанавливается, что повсеместно в пределах данной структуры пласты наклонены под углом порядка 60° в направлении ЮЗ 245°. Таким образом и эта Кунарская, как мы будем называть ее, синклинали запрокинута в восточном направлении. Судя по контурам складки в плане и гораздо меньшему динамометаморфизму пород, эта синклинали имеет значительно менее напряженную внутреннюю структуру по сравнению с ранее описанными. Об антиклиналиной складке, разделяющей Кунарскую и более западную синклинали, мы имеем весьма мало данных. Известно только, что в сводовой части ее выходят основные эффузивы нерасчлененной невянской и нейвинской свит и что к этим выходам приурочены небольшие массивы габбро.

Столь же немногочисленны наши сведения о строении обширной части Саповского прогиба, расположенной к востоку от Кунарской синклинали. Здесь, на площади более 250 км², обнажаются удивительно однообразные

пироксеново-плаггиоклазовые порфириды, выполняющие обширную и необычайно пологую депрессию. На востоке у Исетского разлома выходят на поверхность основные эффузивы невьянской и нейвинской свит, намечая восточное крыло Саповского прогиба. Эти породы вдоль восточного края Верхне-Исетского массива прослеживаются до южной рамки исследованной территории. В центральной части прогиба по выходам пироксеново-плаггиоклазовых порфиритов основного состава намечается пологий антиклинальный перегиб, к которому приурочен небольшой, округлый в плане массив гранодиоритов. Между антиклинальными структурами в этом районе картируется несколько небольших, слегка вытянутых в меридиональном направлении выходов альбитофиров верхней толщи кировградской свиты. Эти данные свидетельствуют о том, что мы имеем здесь широкую синклиналиную складку.

В пределах Саповского прогиба весьма четко выделяется несколько зон интенсивного расланцевания пород, в расположении которых намечается определенная закономерность. Все они образуют как бы развернутый в северо-западном направлении пучок, сходящийся к югу от дер. Пьянково, в месте отхода Исетского разлома от гранитного массива. Особенного внимания заслуживают две крайние ветви этого пучка. Одна из них протягивается в строго меридиональном направлении через с. Аятское. Другая, особенно мощная зона смятия и расланцевания, опоясывает северное окончание Верхне-Исетского массива. На юго-востоке эта зона, подобно прочим, смыкается с Исетским разломом, а на северо-западе вновь изгибается и примыкает к Середовинской системе тектонических нарушений. Эта тектоническая зона оказывает определенное влияние на отдельные структуры Саповского прогиба. Кунарская синклиналь к югу от вершины с отметкой 291,6 осложняется резким поперечным изгибом. Простираение пластов с СЗ 320° изменяется сначала на юго-западное, порядка 190—210°, а потом резко на северо-восточное 20—40°. Ширина этой поперечной складки не превосходит 700—800 м. Далее, к югу от вершины с отметкой 312,7 начинается новый изгиб слоев, подобный только что описанному. Однако проследить дальнейшее изменение структуры к югу непосредственно не удастся, так как коренные породы здесь скрыты под мощной толщей озерно-болотных отложений Кунарского болота.

Следующие выходы альбитофиров появляются к югу от этого болота. Они образуют здесь четыре линзовидных тела длиной до 3 км и шириной 400—700 м. Все они вытянуты в широтном направлении и параллельны друг другу. Преобладающее падение слоев в этом месте северное под углом около 50°. Аналогично ведет себя и более западная синклиналиная складка на протяжении до Жирновского болота: простираение ее северо-западное, к югу же от болота оно резко сменяется на восточно-северо-восточное. Таким образом, в пределах этой расланцованной зоны меридиональное простираение синклинали осложняется очень резкой складчатостью широтного направления, причем у края Верхне-Исетского массива синклиналь разбивается на серию мелких широтных складок. Кроме интенсивной сланцеватости, свойственной прочим зонам, здесь происходит также ороговикование и фельдшпатизация пород, в результате чего они местами напоминают кристаллические сланцы. Характерно также широкое развитие аплитовых и аляскитовых даек и пегматитовых жил. Те и другие образуют целые полосы, протягивающиеся на значительное расстояние вдоль расланцованной зоны. Все эти особенности очевидно обусловлены тем, что Саповской прогиб как бы срезается Верхне-Исетским массивом гранитов. В этом месте граниты резко дискордантны по отношению к вмещающим толщам.

В заключение необходимо отметить, что структура Верхне-Исетской мегаантиклинали закономерно изменяется в направлении с запада на

восток. Действительно, если Невьянская антиклиналь представляет собой напряженную запрокинутую на восток складку, то Саповской прогиб в общем является необычайно широкой и пологой синклинальной депрессией. В пределах него также заметно ослабление напряженности складчатости в восточном направлении. Наличие указанных структурных форм подчеркивается взаимоотношениями гранитов с вмещающими толщами. Северный выступ Верхне-Исетского массива конформен и конкордантен с Невьянской антиклиналью, восточная же часть массива резко дискордантна.

Описанная ранее Кировградская синклиналь и находящаяся еще западнее Левихинская синклиналь имеют наиболее сложную и напряженную внутреннюю структуру, они как бы завершают ряд возрастания сложности, начинающийся Саповским прогибом. По данным Н. А. Штрейса, последняя синклиналь является непосредственным продолжением к югу Зеленокаменного синклинория. Невьянская же складка является уже передовым элементом Исетско-Салдинского или Урало-Тобольской геоантиклинали. Резкость перехода между этими главнейшими структурными элементами здесь затушевывается тем, что фации верхнего силура остаются неизменными для обеих структур. Однако, анализируя мощности, мы можем уже отметить некоторое различие. Общая мощность готландия в пределах Зеленокаменного синклинория, по данным Штрейса, не менее 4000 м. На западном же склоне Верхне-Исетской мегаантиклинали мощность достигает 2500 м. Еще восточнее, в пределах полосы, разделяющей Мурзинскую и Исетскую структуры, она сокращается до нескольких сот метров.

МУРЗИНСКАЯ МЕГААНТИКЛИНАЛЬ

Об антиклинальной природе Мурзинского гранитного массива свидетельствуют следующие факты: как с востока, так и с запада он окружен толщами эффузивных и осадочных пород, в большинстве случаев падающих в стороны от массива. Кроме того, с ним обычно контактируют более древние толщи.

Структура и происхождение Мурзинского гранитно-гнейсового массива до настоящего времени не выяснены, и наши исследования, в пределах западной окраины его, мало что дали в этом отношении. Необычайная сложность структуры и очень плохая обнаженность, особенно в пределах выходов парагнейсов, требует слишком большого объема горных работ для успешного проведения работы.

Полученные нами данные в значительной степени согласуются с выводами Б. М. Романова, В. М. Матвеева, Н. И. и М. Б. Бородаевских и сводятся к следующему: на западе Мурзинский массив ограничивается крупным разломом; выше отмечалось, что этот разлом имеет северо-северо-западное простирание и крутое, близкое к вертикальному, падение. Гнейсы сосредоточены в западной части массива; к востоку среди них появляется все больше гранитов и в конце концов они совершенно вытесняют гнейсы. Ширина гнейсового ореола на севере достигает 10 км, на юге же он полностью выклинивается.

Взаимоотношения между гранитами и гнейсами очень сложны, но в общих чертах контуры тех и других в плане напоминают вытянутые в северо-северо-западном направлении складчатые структуры. Данные о залегании гнейсов не согласуются с довольно простой формой этих крупных складок. Как правило, в гнейсах прекрасно выражена полосчатость, обусловленная чередованием прослоев, обогащенных биотитом и состоящих преимущественно из кварца и полевого шпата. Эта полосчатость всегда совпадает со сланцеватостью и ориентировкой слюды и кварца. Более того, в ряде случаев удалось убедиться, что простирание, а иногда и падение полосчатости довольно строго соответствует элементам залегания пачек слоев,

не утративших признаков первично осадочных пород — главным образом мраморов и кристаллических сланцев. Все это позволяет считать, что полосчатость дает некоторое представление об истинном залегании гнейсов. Простирание полосчатости почти всегда $320-345^\circ$; оно несколько не согласуется с направлением Мурзинского разлома, протягивающегося в среднем в направлении СЗ 350° .

Падение полосчатости гнейсов и залегающих среди них пачек известняков можно наблюдать в обрывах цокольной террасы р. Реж. Здесь, при движении от устья р. Адуя вверх по течению, нами были сделаны следующие замеры: В 90° , $<60^\circ$; СВ 65° , $<60^\circ$; З 270° , $<50^\circ$; СВ 35° , $<70^\circ$. Согласуется с этим направлением также простирание шпиров и основной массы пегматитовых жил в гранитах. Особенно хорошо это можно наблюдать в громадных обрывах Шайтанового Камня, где без труда можно измерить простирание мощных обогащенных биотитом пластообразных шпиров. Почти всегда они имеют близкое к меридиональному простирание и почти вертикальное падение.

Природа Мурзинского массива еще не выяснена, мы хотим лишь отметить две особенности его строения, которые, с нашей точки зрения, необходимо учитывать при выяснении его формы: во-первых, конформность кровли массива со структурой вмещающих пород (синклиналильные структуры сложены парагнейсами, а антиклинали гранитами) и, во-вторых, определенную связь формы массива с разломными нарушениями. Во всяком случае Мурзинский разлом по данным М. Б. и Н. И. Бородаевских (1947), детально изучивших характер метаморфизма вдоль контакта гранитного массива, является доинтрузивным.

ЗОНА НАЛОЖЕННЫХ МУЛЬД

Территория, заключенная между Верхне-Исетским и Мурзинским гранитными массивами имеет очень сложную и до сих пор недостаточно расшифрованную геологическую структуру. С востока и запада она ограничена соответственно Мурзинским и Верхне-Исетским разломами, причем центральный блок опущен по сравнению со смежными, но в его пределах преобладают нижнепалеозойские толщи, совершенно не известные в Верхне-Исетской мегаантиклинали.

У северного края исследованной территории, где Верхне-Исетский разлом затухает, разбиваясь на ряд зон интенсивного расслаивания, взаимоотношения между сводовой частью и западным крылом более простые. Здесь наблюдается правильная и почти полная последовательность свит от исетской до кировградской включительно, что отчетливо намечает крупную сводовую структуру.

Внутреннее строение свода изучено слабо, плохая обнаженность, отсутствие маркирующих горизонтов, интенсивная мелкая складчатость и сланцеватость чрезвычайно затрудняют выявление отдельных структурных форм. Образование современной структуры несомненно происходило в несколько этапов, при этом вновь возникающие структуры все более усложняли древние, выявить которые поэтому далеко не всегда удается. Забегая вперед, следует отметить, что выделяются по крайней мере два структурных яруса: нижне- и верхнепалеозойский. Для первого из них характерны линейно-вытянутые складки меридионального простирания, большая резкость структурного рельефа и гораздо больший динамометаморфизм пород. Особенно характерна в этом отношении Верхне-Пышминская синклиналильная зона, протягивающаяся восточнее Верхне-Исетского разлома почти на всем его протяжении. Кроме того, к востоку от этой зоны в пределах южной части исследованной территории выделяются следующие структуры: Шарташская антиклиналь, Полетаевская синклиналиль и Бобровская антиклиналь.

Верхнепалеозойские породы, наоборот, выполняют широкие, неправильной формы мульды, осложняющие центральную часть свода. По направлению с юга на север выделяются три подобного рода структуры — Березовская, Адуйская и Корельская. Кроме крайне слабого структурного рельефа, для них характерно развитие резкой складчатости высших порядков лишь вдоль отдельных узких тектонических зон и сравнительно пологое залегание пластов на прочей территории.

Верхне-Пышминская синклинали зона протягивается узкой (1,5—3 км) полосой вдоль Верхне-Исетского разлома почти через всю исследованную площадь. С запада она повсеместно ограничена тектоническими нарушениями, с востока же контактирует с различными, главным образом, нижнепалеозойскими породами. По простираанию синклинали зона разделяется массивом змеевиков на две части — южную, или собственно Верхне-Пышминскую, и северную, или Ельничную.

Северная Ельничная синклинали выполнена альбитофирами, туфами и туфо-брекчиями верхней толщи кировградской свиты. На западе вблизи разлома преобладают крупнозернистые гипабисального типа альбитофиры, как и в районе западного крыла Кировградской синклинали. Судя по сделанному замерам залегания, пласты повсеместно довольно круто падают в западном направлении. В ряде случаев в полосчатых туффитах альбитофиров отмечена также пloyчатая изоклинали типа складчатость, запрокинутая в восточном направлении. Почти на всем протяжении восточного крыла синклинали альбитофиры контактируют с эффузивами верхнего палеозоя, слагающими Корельскую мульду, но отсюда отнюдь не следует, что осевая часть Ельничной синклинали находится где-то восточнее, за пределами выходов на земную поверхность кировградской свиты. К юго-востоку от Корел, в ядре небольшой антиклинальной складки обнажаются пироксеновые порфиры нейвинской свиты, на которые непосредственно налегают эффузивы верхнего палеозоя. Осевые части Ельничной синклинали и Корельской мульды таким образом не совпадают одна с другой. В целом же Ельничная складка представляет сложную, запрокинутую на восток синклинали, западное крыло которой срезано круто падающим к западу разломом, а восточное перекрыто западным крылом корельской мульды.

Южная часть Верхне-Пышминской синклинали или собственно Верхне-Пышминская синклинали сложена породами нижней толщи кировградской свиты. В отличие от Ельничной синклинали эффузивы здесь весьма сильно рассланцованы, а в пределах некоторых зон превращены в хлоритовые сланцы. Сланцеватость повсеместно падает к западу под углом в среднем около 60°. Лишь на юге, в соответствии с изгибом восточного крыла синклинали, простираение плитчатой сланцеватости, вероятно и слоистости, резко изменяется с близмеридионального на близширотное. В северной части складки к западу от Свердловска восточное крыло синклинали ограничено зоной интенсивного рассланцевания, к которой приурочена целая серия узких вытянутых вдоль зоны массивов серпентинитов. Южнее выяснить природу восточного контакта синклинали не удастся. Здесь эффузивы нижней толщи кировградской свиты контактируют с различными толщами исетской свиты. Так как довольно сложно изменяющиеся элементы залегания обеих этих свит согласуются между собой, то вполне возможно, что в данном случае мы имеем дело с трансгрессивным залеганием, а не с тектоническим контактом.

В целом Верхне-Пышминская синклинали зона по размерам и своему положению в общей структуре представляет синклинали, отделяющую зону наложенных мульд антиклинория от Верхне-Исетской мегаантиклинали. Особенности строения ее обусловлены надвиганием мегаантиклинали

к востоку в сторону главного свода антиклинория. Разлом, как известно, срезает западное, запрокинутое крыло синклинали; смещение по нему видимо обуславливает запрокинутую к востоку изоклинальную складчатость и сланцеватость.

Несмотря на вполне определенную симметрию в строении антиклинория вдоль Мурзинского разлома синклиальной зоны, подобной Верхне-Пышминской, мы не наблюдаем. Напротив, исключая те места, где с мурзинскими гранито-гнейсами контактируют верхнепалеозойские мульды, к разлому, как правило, подходят наиболее древние толщи нижнего палеозоя. Углы падения в пределах этой полосы обычно очень крутые, порядка 70—85°, как западные, так и восточные, а складки, где их удастся наблюдать, имеют чрезвычайно сложное строение. Все это характеризует приконтактовую полосу как зону очень сильного сжатия.

Как уже говорилось, представление о структуре нижнепалеозойских толщ можно составить лишь в южной части исследованной территории, где они не перекрыты верхнепалеозойскими породами. Развитые здесь нижнепалеозойские сланцы и эффузивы собраны в несколько крупных и весьма своеобразных складок. С востока на запад здесь выделяются: Бобровская антиклиналь, Полетаевская синклиаль и широкая Шарташская брахиантиклиналь.

Бобровская антиклиналь представляет собой узкую линейно-вытянутую складку, протягивающуюся в северо-северо-западном направлении вдоль Мурзинского разлома. В ядре этой складки обнажаются эффузивы агафуровской свиты, крылья же сложены породами нижней пачки исетских сланцев. Шарнир складки в направлении ее простирания испытывает ряд ундуляций, в результате чего она разбивается как бы на несколько брахиантиклиналей. Первое такое погружение шарнира происходит на широте дер. Косулино, а второе еще севернее. Многочисленные замеры элементов залегания в полосчатых актинолитовых сланцах западного крыла показывают, что породы падают к востоку под углом порядка 80°. Таким образом, западное крыло подвернуто и в целом антиклиналь несколько запрокинута к западу. Это согласуется с сильным динамометаморфизмом эффузивов и падением сланцеватости к западу. При рассмотрении карты, обращает на себя внимание тот факт, что Бобровская антиклиналь подходит к Мурзинскому разлому под очень острым углом и в пределах северного погружения им срезается.

Полетаевская синклиаль — крупная и сложная складка, выполненная сланцами исетской свиты.

К югу и северу от широты дер. Косулино наблюдаются довольно резкие различия в строении синклинали. На юге развиты различные толщи нижней части свиты, северная же часть наоборот почти исключительно сложена самой верхней толщей. Внутреннее строение южной части Полетаевской синклинали весьма сложное. Она состоит из нескольких крупных и резких антиклинальных и синклиальных складок второго порядка с амплитудой порядка 1 км. Среди них более резко выделяются антиклиналь, сложенная актинолитовыми сланцами, расположенная вблизи восточного крыла, описываемой складки, и синклиаль, выполненная терригенно-обломочными породами. Восточная часть Полетаевской синклинали более поднятая, осевая часть ее смещена ближе к западному крылу. Благодаря хорошим обнажениям по р. Исети и в железнодорожных выемках сибирской железной дороги удается сделать большое число замеров мелких складок, элементов залегания пород и сланцеватости. Почти повсеместно слоистость и сланцеватость падают под довольно крутым углом к востоку. Это свидетельствует о том, что Полетаевская синклиаль запрокинута к западу, подобно Бобровской антиклинали. Интенсивность деформации заметно возрастает по направлению к востоку. Здесь получают сильное

развитие скальвания и явления, связанные со значительными смещениями породы по сланцеватости.

Непосредственно в обнажениях удается наблюдать лишь складки с амплитудой не более 10 м, но морфология их весьма своеобразна (рис. 5). Как правило, преобладают сильно сжатые формы. Иногда это слабо запрокинутые изоклинальные складки, реже, как у разьезда Вьюхино, форма их приближается к веерообразной, но особенно характерна очень сложная мелкая складчатость с амплитудой порядка 10—30 см. Складки очень резкие и крутые, почти вертикальные или очень слабо запрокинутые к западу. Они, в свою очередь, осложнены мельчайшими пloyчатými складочками, по форме напоминающими основные. Часто целые пакеты этих складок по разрывам, примерно совпадающим с направлением осевых частей складок, оказываются заметно смещенными относительно один другого. Несмотря на «запутанный» характер складчатости, часто в этой сложной структуре удается протянуть отдельные маркирующие пласты, которые, оказывается, залегают в общем весьма полого.

Многочисленные наблюдения над взаимоотношениями полосчатости и слоистости с сланцеватостью показали, что они как правило не совпадают друг с другом. Отмечены случаи, когда полосчатость сечется сланцеватостью почти под углом 90°. Во многих обнажениях по оврагу, открывающемся к долине р. Исети против восточного окончания пос. Арамилы, и в других местах можно наблюдать своеобразные структуры, связанные с течением вещества по сланцеватости.

Тончайшие прослои, элементы залегания которых первоначально не совпадали со сланцеватостью, благодаря интенсивным дифференциальным смещениям становятся по отношению к ней почти параллельными. Прослои грубых туфов «раздвигаются» по сланцеватости на отдельные ромбовидные линзы и образуют своеобразные складки скальвания. В местах, где течение вещества достигало особенной силы, микрослоистость пропадает вообще и порода превращается в однородный сланец.

Полетаевская синклиналь расширяется и погружается к югу за пределами исследованной территории. В обрывах р. Исети и даже в железнодорожных выемках Сибирской магистрали удается наблюдать, что шарниры складок, осложняющих синклиналь под углом до 10—15°, наклонены к югу.

В связи с этим не вполне ясно строение северной части синклинали, сложенной почти целиком самой верхней толщей исетской свиты. Лишь по периферии, у контакта с Шабровским массивом и вдоль Мурзинского разлома, обнажаются сланцы нижней толщи, благодаря чему все же удается наблюдать продолжение синклинали к северу. Плохая обнаженность не позволяет выяснить в этом месте внутреннюю структуру синклинали.

Ш а р т а ш с к о - Ш а б р о в с к а я б р а х и а н т и к л и н а л ь является самой крупной из складок второго порядка в южной части исследованной территории. В меридиональном направлении по длинной оси она протягивается более чем на 30 км, достигая при этом максимальной ширины 16 км. Сводовая часть Шарташской структуры сложена изверженными породами основного и кислого состава, а по периферии она со всех сторон окаймляется эффузивами агафуровской толщи. Отдельные замеры элементов залегания свидетельствуют о том, что восточное крутое крыло под углом порядка 50—60° падает на восток, а западное, судя по некоторым замерам в смежном крыле Верхне-Пышминской синклинали, столь же круто наклонено к западу.

В пределах периклинального окончания по окраине Шарташского массива, по данным М. Б. и Н. И. Бородаевских (1947), пласты сравнительно полого падают к северу. О строении внутренних частей брахантиклинали известно мало; лишь между Шабровским и Шарташским массивами

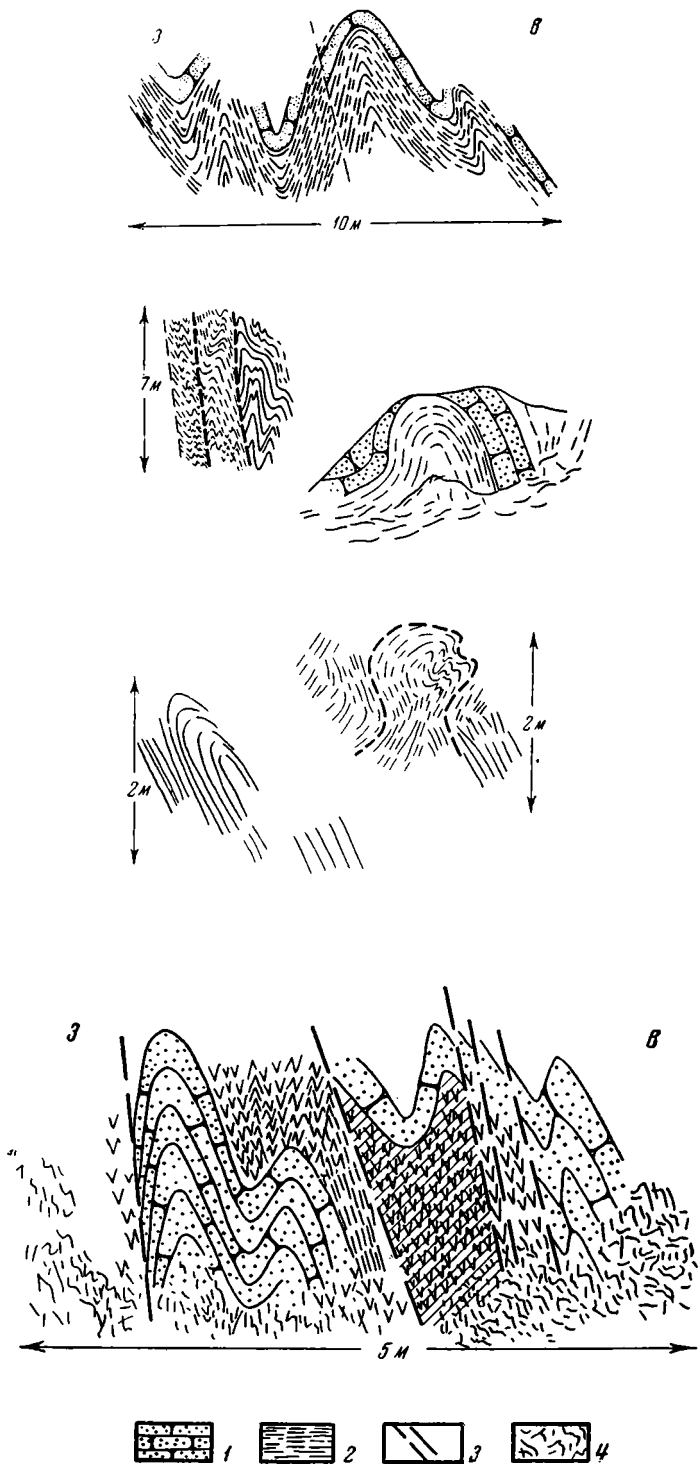


Рис. 5—6. Характер мелкой складчатости в исетских сланцах
 1 — тонкозернистые сланцеватые песчаники; 2 — сланцы; 3 — тектонические нарушения; 4 — осыпи

располагается довольно широкое поле выходов агафуровской свиты. Отдельные замеры элементов залегания в полосчатых туффитах указывают на очень пологие залегания пород в этом месте. Углы падения не превышают 25°, простирания же близки к широтным. Ширина брахискладки здесь несколько сокращается и от нее обособляется округлое куполовидное поднятие, центральная часть которого занята Шарташским гранитным массивом.

Изучение эндо- и экзоконтактов Шабровского и Шарташского массивов проводилось в разное время П. И. Аладинским, Е. А. Кузнецовым и М. Б. и Н. И. Бородаевскими. Согласно данным этих исследователей, внутренняя структура массивов, ориентировка минералов и шпиров прекрасно согласуется с округлыми очертаниями этих массивов. Характерны также радиальная и концентрическая системы трещин в массиве. Сланцеватость, а где удавалось наблюдать и слоистость, в экзоконтакте повсеместно падают от массивов. На основании этих, а также косвенных данных был сделан вывод о том, что оба массива являются лакколитами, причем в работе М. Б. и Н. И. Бородаевских отмечалось активное влияние Шарташского лакколита на структуру вмещающих пород. Возможно, слишком большие размеры и сравнительно простая форма Шабровско-Шарташской брахиантиклинали объясняются тем, что эта структура наложилась на более мелкие складки второго порядка и образовалась в связи с внедрением гранитов.

К другой категории структур, осложняющих древнюю структуру в зоне наложенных мульд антиклинория, относятся глубоко расположенные разломы, проявляющиеся в более молодых породах в виде зон интенсивного расланцевания и дробления.

Наиболее типично выраженная расланцеванная зона протягивается вдоль Верхне-Исетского разлома. Описание ее было дано выше. Здесь можно лишь отметить, что характерной особенностью расланцеванной зоны является приуроченность к ней большого количества узких и линейно-вытянутых массивов змеевиков, сопровождающих разлом почти на всем его протяжении. Форма массивов, ориентированных по сланцеватости, свидетельствует о приуроченности их к шву разлома, который круто падает в западном направлении. Серпентиниты этих массивов местами оказываются весьма сильно динамометаморфизованными. При этом сланцеватость в них также вытянута параллельно разлому. Отсюда видно, что мы имеем дело с крупным тектоническим нарушением, возникшим до внедрения ультраосновных пород и подновившимся после их застывания.

С этой точки зрения очень интересно структурное положение и морфология трех крупных габбро-серпентинитовых массивов Первомайского, Благодатского и Пышмино-Ключевского, пересекающих вторую зеленокаменную полосу с юго-запада на северо-восток вкрест простирания. Все они имеют много общего между собой, но лучше всего закономерности строения их выясняются на примере Благодатского массива. Последний, по представлению многих геологов, располагается в пределах тектонической зоны. Однако до сих пор не ясно, что представляет собой это нарушение. Одни считают его продолжением Мурзинского разлома, другие, наоборот, отмечали в его пределах лишь серию отдельных сравнительно небольших нарушений.

Анализ карты не дает оснований для того, чтобы где-либо в пределах Благодатского массива провести тектоническую линию, подобную Мурзинскому разлому, но в то же время имеется целая серия косвенных доказательств того, что этот массив все же связан с вполне определенной системой нарушений. Прежде всего обращает на себя внимание его форма. Змеевики и габбро в виде узкой полосы пересекают вкрест простирания всю полосу, расположенную между Мурзинским и Верхне-Исетским массивами. Они

точно оконтуривают южное крыло наложенной Адуйской мульды, но ни в коем случае не являются пластовым телом, подстилающим диабазы, так как во многих местах в районе южного крыла мульды из-под диабазовой толщи верхнего палеозоя обнажаются углистые сланцы исетской свиты. К югу от массива располагается обширное поле выходов этих сланцев и, следовательно, он целиком заключен в них. Далее, Благодатский массив несомненно является многофазным образованием. Вдоль северного края его протягиваются плагнограниты и дайки этих пород. Те и другие прорывают и метаморфизуют габбро и серпентиниты. Наконец, все эти породы прорываются нормальными герцинскими гранитами.

Любопытной особенностью габбро-перидотитовой интрузии является ее полосчатость обусловленная чередованием габбро с серпентинизированными перидотитами и пироксенитами. Ширина отдельных полос колеблется от нескольких сотен метров до нескольких сантиметров. Простирание ее совпадает с общим направлением массива. О. А. Воробьевой и позднее Н. А. Штрейсом (1951) при описании Баранчинского габбро-перидотитового массива была выделена так называемая инъекционная зона, представляющая собой полосу полосчатого чередования габбро и перидотитов, около двух километров шириною. Выяснилось также, что эта зона обусловлена проходящим здесь разломом, возникшим до внедрения интрузии и длительно существовавшим во время его застывания.

Структура Благодатского массива очень похожа на только что упомянутую инъекционную зону. Этапы развития Благодатской структуры, следующие после застывания интрузивных пород, намечаются зонами дробления.

По данным Д. С. Штейнберга, а также М. Б. и Н. И. Бородаевских (1947), в северо-восточной части массива прослеживается зона интенсивнейшего расслаивания. Она идеально повторяет форму массива на северо-востоке, простирание ее СВ 30°; западнее, вблизи станции Монетная, оно изменяется на широтное. Мощность этой зоны достигает 50—90 м, падение ее почти вертикальное.

Кроме этой основной зоны расслаивания, поблизости намечаются более мелкие, параллельные ей. Западнее также прослеживается полоса интенсивно раздробленных пород широтного простирания. Кроме того, во многих пунктах в пределах Благодатского массива отмечаются отдельные выходы сильно динамо- и гидротермально метаморфизованных пород. Более детальные работы очевидно по волят, как и в северо-восточной части массива, связать их в определенные зоны.

Подводя итоги всему сказанному о Благодатской структуре, можно сделать вывод, что это интенсивно раздробленная зона, пересекающая всю 2-ю зеленокаменную полосу с запада на восток, очень похожая на зону рассланцевания, протягивающуюся вдоль Исетского разлома к югу от дер. Моштовая. На востоке эта зона постепенно изгибалась, к северу сливалась с Мурзинским разломом, а на западе соединялась с рассланцеванной зоной, параллельной Исетскому разлому. Серия же внедрившихся в эту зону изверженных пород лишь подчеркивает глубину ее заложения. Не вызывает сомнения длительность существования этого нарушения: оно возникло до внедрения габбро-перидотитовых интрузий, существовало в момент их затвердевания, оказало прямое влияние на внедрение плагногранитов, даек этих пород и варисских гранитов.

Пышино-Калиновский габбро-серпентинитовый массив очень похож на Благодатский. Протягиваясь вдоль северного борта Березовской мульды, этот массив также пересекает осевую часть антиклинория в направлении примерно перпендикулярном ее оси. На восток массив изгибается подобно Благодатскому и как бы вписывается в нарушенные зоны Мурзинского и Верхне-Исетского разломов. Особенно интересно юго-западное окончание

массива, в пределах которого он разбивается на серию узких кулисообразно расположенных линз, приуроченных к зоне интенсивного рассланцевания. Пышмино-Калиновский массив также не является однофазным; габбро, приуроченное к северной части его, внедрилось после главной массы ультраосновных пород. Внутренняя структура массива изучена довольно слабо, но даже при беглых маршрутных пересечениях становится ясным, что она несомненно сложнее, чем изображается на картах. Среди габбро отмечается ряд выходов змеевиков, причем простирание их соответствует форме массива. При лучшей обнаженности возможно и здесь удалось бы наблюдать полосчатость, подобную описанной в пределах Благодатского массива. Очень характерно расположение серии даек, связанных с габбро; они образуют целые пояса, вытянутые по простиранию массива. Широко развиты здесь также и зоны дробления и рассланцевания, все они вытянуты параллельно осевой части массива и особенно интенсивны вблизи контакта серпентинитов и габбро.

В северном выступе Березовской мульды Н. И. и М. Б. Бородаевскими выделены несколько своеобразных тектонических нарушений. Все они вытянуты в широтном направлении и представляют собой сбросо-сдвиги, сопряженные с рассланцеванными зонами в змеевиках. Такими нарушениями смещаются даже дайки гранит-порфиров. Это свидетельствует об очень большой длительности существования нарушенной зоны, с которой связан массив.

Несмотря на большое сходство, между Благодатским и Пышмино-Ключевским массивами имеется существенное отличие. Благодатский массив представляет собой несогласную интрузию, чего нельзя сказать о Пышмино-Ключевском. Выше отмечалось, что Пышмино-Ключевский массив в виде пласта прослеживается далеко к югу под покровом верхнепалеозойских толщ. Однако обращает на себя внимание такая особенность его морфологии — мощность его резко и закономерно меняется: на севере, где габбро и серпентиниты подвергаются воздействию современной эрозии, мощность их не менее 1000 м; южнее, по данным бурения, змеевики разбиваются на серию пластовых залежей быстро уменьшающихся в мощности до полного выклинивания далее к югу.

Нам представляется, что описанные взаимоотношения вероятнее всего объяснить тем, что северная, обнаженная в настоящее время часть массива является, подобно Благодатскому, дискордантной интрузией, связанной с нарушенной зоной. Пластообразная же южная часть массива представляет собой межформационную интрузию, ответвившуюся от основного тела; описание подобных взаимоотношений вообще нередко можно встретить в литературе.

Громадные размеры и согласный характер Адуйского массива несомненно свидетельствует о межформационном характере этой интрузии. Однако отмечавшаяся уже общность его в структурном отношении с только что описанными массивами позволяет считать, что, подобно Пышмино-Ключевскому, он связан с одной или несколькими нарушенными зонами. Но эрозионный срез прошел слишком высоко, в результате чего мы не можем наблюдать корней этой пластовой залежи, намечающих нарушение зоны. В этом отношении интересно только расположение интрузий гранитоид-порфиров в пределах Первомайско-Зверевского поля; они, как известно, образуют ряд кулисообразных систем, объединяющихся в общую зону северо-восточного направления, пересекающую почти весь массив от старого Зверевского рудника до дер. Колташи. Внешне эта зона несколько напоминает Благодатскую, расположение же даек гранит-порфиров сильно отличается от обычного, возможно, они при внедрении использовали древнюю нарушенную зону.

Анализируя форму всех этих нарушенных зон, мы видим, что она на-

поминает повернутую на 90° букву «S», отогнутые концы которой сопрягаются с Верхне-Исетским и музринским разломами. Вспомнив, что смещения по обоим этим разломам носили существенно сдвиговый характер, нетрудно заметить, что описанные зоны весьма напоминают систему правых кулисообразных трещин отрыва, возникающих при сдвиговых деформациях (Белозов, 1952).

Итак, зона наложенных мульд антиклинория, ограниченная с запада и востока крупными разломами, разбита зонами поперечных нарушений на поперечные сегменты. Форма некоторых из этих сегментов идеально соответствует очертаниям наложенных мульд, анализ структуры которых позволяет решить некоторые вопросы, связанные с историей формирования и строения антиклинория.

Как уже отмечалось выше, выделяются три крупные наложенные мульды (с юга на север): Березовская, Адуйская и Корельская.

Мы начнем описание их с Адуйской, так как она была более детально изучена нами в процессе полевых работ. Синклинальное строение этой структуры определяется весьма четко благодаря закономерному расположению внутри нее отдельных толщ верхнепалеозойского комплекса.

По периферии Адуйская мульда почти со всех сторон окаймлена толщей диабазов. Ядро же ее сложено плагиоклазовыми порфиритами и сложным комплексом пород верхней толщи березовской свиты.

Одну из интересных особенностей Адуйской мульды представляет весьма резкий изгиб ее в районе дороги Мостовая — Теплый Ключ. Морфология структуры к северу и югу от этого перегиба явно различна.

Северная часть мульды от упомянутой дороги до долины р. Реж, имеет почти меридиональное простирание. В плане основная часть структуры слагается толщей плагиоклазовых порфиритов, которая окружена довольно узкой 400—700 м полосой диабазов. К осевой части мульды приурочена серия небольших кулисообразных, подставляющих друг друга по простиранию выходов сложного по составу комплекса пород верхней толщи. По форме эти выходы напоминают неправильные овалы, вытянутые почти в меридиональном направлении. Такое же простирание имеет контакт диабазов нижней и средней толщ и плагиоклазовых порфиритов.

К югу от дороги простирание Адуйской мульды становится северо-восточным (45 — 60°). Ширина мульды резко возрастает, достигая 10 км. Особенно резко увеличивается ширина выходов диабазовой и туфоагломератовой толщ. В основании диабазов появляется мощная пачка весьма характерных габбро-диабазов.

Березовской свитой, в месте описанного изгиба структуры, сложены лишь отдельные небольшие мульды, но к юго-западу ширина выходов ее начинает резко увеличиваться. Вначале она трансгрессивно перекрывает толщу плагиоклазовых порфиритов, а потом, вблизи Верхне-Исетского разлома и диабазы. Здесь появляются самые верхние горизонты толщ — темные сланцы эффузивно-осадочного происхождения. Таким образом, к югу от изгиба Адуйской мульды происходит погружение и вместе с тем выполаживание структуры.

У Верхне-Исетского разлома намечается третье по счету изменение плана строения мульды. Северо-восточное простирание различных в литологическом отношении пачек на этот раз очень резко сменяется на меридиональное. Синклиналь в целом у разлома резко снижается. Открытые овальные по форме складочки, свойственные всей остальной части синклинали, судя по узким, вытянутым в меридиональном направлении контурам выходов туфогенно-осадочных сланцев, сменяются здесь целой серией мелких и резких складочек, параллельных Верхне-Исетскому разлому.

Выявление частных структур в пределах Адуйской мульды связано с большими трудностями. Коренные обнажения встречаются редко. Число же замеров истинных элементов залегания насчитывается буквально единицами, причем почти все они относятся к агломератам и полосчатым туфам верхней толщи.

Широко распространенное положение о том, что слоистость в большинстве случаев совпадает со сланцеватостью во многих хороших обнажениях по р. Адуй, настолько скомпрометировало себя, что мы были вынуждены целиком отказаться от него.

В обрывах правого берега р. Адуй, там, где он прорезает одну из мульд, выполненную породами березовской толщи, часто можно наблюдать тонкое переслаивание афанитовых туффитов и грубых, часто агломератовых туфов. Проследившая отдельные пачки на расстоянии нескольких метров, можно убедиться в том, что породы залегают почти горизонтально, но поверхность напластования неровная, поэтому отдельные замеры показывают падение слоев под углом $10-30^\circ$ в самых различных направлениях. Ряд замеров элементов залегания в полосчатых туффитах удалось произвести на отдельных вершинках обширного водораздела рек Адуй и Реж. Как правило, углы падения не превышают 30° , азимуты же падения колеблются в широких пределах. Пологое, порядка $10-15^\circ$ падение, в юго-восточном направлении было отмечено в полосчатых туфах плагиоклазовых порфиритов, слагающих северо-западное крыло мульды (левый берег р. Адуй между впадением рек Хвощевки и Карасихи). Заслуживает внимание и то, что коренные обнажения массивных диабазов и плагиоклазовых порфиритов на водоразделе Хвощевка — Адуй и по левобережью р. Адуй выше р. Хвощевки имеют столообразную форму. Диабазы залегают полого, что в ряде случаев подчеркивается расположением многочисленных кварцевых прожилков и отчасти скоплений миндалин. Напротив, единичные замеры элементов залегания, сделанные в полосчатых туффитах и агломератах вблизи контакта с серпентинитами, приуроченных к Верхне-Исетскому разлому, показали, что пласты падают на запад под углом около 70° ; далее к востоку углы падения уменьшаются до 35° , азимуты же падения, оставаясь западными, варьируют от 270 до 240° . Южнее, около Благодатского серпентинитового массива, в ряде случаев отмечено широтное простирание полосчатости туффитов.

К сожалению, мы не располагаем даже приблизительными данными о мощностях отдельных толщ березовской свиты в этом районе. Резкие же изменения мощностей, обычные для эффузивных покровов, которыми являются толщи диабазов и плагиоклазовых порфиритов, не позволяют безоговорочно распространять данные о мощностях, полученные в Березовской мульде, на Адуйскую. Условно принимая для Адуйской мульды мощности, установленные в районе Березовска, диабазы — $250-400$ м, плагиоклазовые порфириты и их туфы — 200 м и туфогенно-осадочные породы — 300 м, мы видим, что при ширине структуры в $4-10$ км она должна быть в общем весьма пологой.

Характерной особенностью Адуйской мульды является также очень слабый динамометаморфизм слагающих ее пород. Здесь почти нет типичных для зеленокаменной полосы зеленых сланцев. Даже такие породы, как туффиты, сохраняют массивное сложение и первичную структуру. К сожалению, нет хороших коренных обнажений березовской свиты вблизи контакта с Мурзинским массивом, но, судя по высыпкам и обломкам породы в отвалах старых выработок, динамометаморфизм и здесь весьма умеренный. Несколько севернее широты Теплого ключа, в 200 м к западу от гнейсов Мурзинского массива, глубоким шурфом вскрыты диабазы. Порода лишь слегка окремнена и эпидотизирована и почти не рассланцована. Однако на продолжении Адуйской мульды к северу между пос. Н. Адуй

и дер. Колташи картируются несколько нешироких, вытянутых вдоль Мурзинского разлома выходов пород березовской свиты. В обрывах по р. Реж удается наблюдать как все эти породы интенсивно рассланцованы: обломки в пачках агломератов сплющены и ориентированы по сланцеватости. Простираение сланцеватости совпадает с направлением разлома, углы же падения обычно близки к 90° .

Верхнепалеозойские свиты Адуьской мульды не имеют обычных стратиграфических границ с нижележащими, среднепалеозойскими свитами. С севера и юга мульда ограничена выходами глубинных пород Первомайского и Благодатного массивов, а с востока и запада обрезается разломами (Мурзинским и Верхне-Исетским).

Обращает на себя внимание соответствие контуров серпентинитовых массивов очертанием смежных участков мульды. Изверженные породы, повсеместно контактируя с нижней — диабазовой толщей адуьской свиты, как бы представляют антиклинали, сопряженные с Адуьской мульдой. Сходство еще более дополняется тем, что благодаря наличию отдельных выходов углистых сланцев среди диабазов удается установить, что подстилающими синклиналь породами являются сланцы исетской свиты.

Из приведенного выше описания внутренней структуры Адуьской мульды очевидно также влияние на нее Мурзинского и Верхне-Исетского разломов. Как известно, вблизи Мурзинского разлома Адуьская мульда приобретает вид линейной, меридионально вытянутой структуры. На широте Теплого Ключа, несмотря на резкий изгиб всей структуры к юго-западу, простираение складок второго порядка остается близким к меридиональному. Характерен также резкий динамометаморфизм пород в непосредственной близости разлома.

Березовская мульда. К югу от Пышминского массива серпентинитов протягивается широкая полоса выходов верхнепалеозойских пород. Распространение свиты намечает контур крупной синклинальной структуры. С запада, юга и востока мульда окаймляется исетскими сланцами, а к северо-востоку от Шарташского озера и с севера серпентинитами и талько-карбонатными породами.

Распределение отдельных толщ внутри данного поля распространения верхнепалеозойских пород весьма своеобразно. Лишь в северо-западной части его, вдоль контакта с серпентинитами наблюдается последовательность толщ, свойственная синклинальной структуре — по периферии располагаются диабазы, которые по направлению к югу сменяются туфами порфиритов, туфо-агломератами и, наконец, туфогенно-осадочными сланцами. Серией глубоких скважин подобная последовательность толщ прослеживается до широты Александровского пруда. К югу от описанного участка толща туфо-агломератов, подобно тому как это было в Адуьской синклинали, трансгрессивно перекрывает туфы плагиоклазовых порфиритов и даже диабазы, а затем приходит в соприкосновение со сланцами исетской свиты и серпентинитами. В восточной части Березовская мульда сложена в основном диабазовой толщей, среди которой плагиоклазовые порфириты залегают в ядрах нескольких небольших брахискладок. Складки эти приурочены к осевой части мульды и вытянуты в северо-восточном направлении.

Повторяя в общем форму Калиновско-Пышминского поднятия, Березовская мульда при общем широтном простираении имеет несколько резких изгибов оси. На западе вплоть до Березовска простираение ее северо-восточное ($45-60^\circ$), далее вплоть до восточной окраины Шиловского болота — северо-восточное простираение сменяется на юго-западное. Наконец, восточное окончание мульды вновь имеет северо-восточное простираение.

Переходя к описанию внутренней структуры мульды нужно говорить, что степень изученности ее в различных частях крайне неравномерная. Если окрестности Березовска, так называемое Березовское дайковое поле, изучены очень детально, то об остальной части синклинали мы в сущности ничего не можем сказать кроме описания изображенных на карте контуров.

Структура Березовского дайкового поля характеризуется следующими особенностями:

1. Все толщи березовской свиты в пределах рудного поля залегают очень полого.

2. Пологое залегание осложняется простыми открытыми складками второго порядка.

3. Простирание складчатости второго порядка следует общему для данного места простираанию структуры.

4. Несмотря на сравнительную простоту складчатых форм, породы в пределах дайкового поля характеризуются интенсивной сланцеватостью, степень которой увеличивается в направлении к югу.

5. В подавляющем большинстве случаев сланцеватость под углами от 15 до 45° падает к западу или северо-западу.

6. Интенсивность сланцеватости резко увеличивается в пределах отдельных зон, в которых породы становятся совершенно сланцеватыми.

7. При дальнейшем усилении дифференциальных подвижек зоны повышенного расланцевания превращаются в своеобразные чешуйчатые надвиги.

Морфология Березовской мульды и данные о деталях ее строения в пределах дайкового поля позволяют говорить о большой общности этой структуры с Адуйской мульдой.

Действительно, все особенности строения Березовской мульды обусловлены пологим залеганием слагающих ее толщ и формой Пышминско-Калиновской структуры.

Корельская мульда намечается узким, вытянутым вдоль западного борта Первомайского массива серпентинитов полем распространения верхнепалеозойских пород.

Корельская мульда, шириной 1—2 км, повторяя изгибы серпентинитового массива, протягивается с севера на юг более чем на 15 км.

Своеобразная особенность внутреннего строения мульды заключается в том, что пласты слагающих ее пород повсеместно падают в западном направлении. Углы падения возрастают к западу: в разрезе по р. Реж, вблизи контакта с серпентинитами, углы падения не превышают 45°, а у дер. Корелы они достигают 70°. Однако с представлением о моноклинальном падении на запад не согласуется целый ряд фактов.

Альбитофиры, окаймляющие выходы березовской свиты с запада, часто встречаются в гальках последней и, следовательно, залегают под ней. Неobjяснимы с этой точки зрения и выходы пироксеновых порфиритов среди березовской свиты и к югу от дер. Корелы. Галька пироксеновых порфиритов в контактирующих с этими выходами породах березовской свиты определенно доказывает, что появление пироксеновых порфиритов не связано с тектоническими нарушениями.

Очевидно, крутые западные падения представляют собой результат мелкой запрокинутой на восток складчатости, характерной для территории к западу от Корельской мульды.

Азимуты падения и простирания отдельных пачек, как правило, согласуются с направлением контакта серпентинитов (у южного конца дер. Корелы ЮЗ 290°).

Таким образом, Корельская мульда, имеющая много общего с ранее описанными, отличается резкой складчатостью изоклинального типа.

Как видно из приведенного фактического материала, внутреннее строение наложенных мульд и их очертания подчеркивают блоковое строение сводовой части антиклинория. В самом деле, контуры мульд точно совпадают с очертаниями блоков, которые намечаются разломами и зонами интенсивного дробления и расщепления. Очень характерны несогласия, развитые по краям мульд (описанные в Адуйской и Березовской мульдах) у границ с нижнепалеозойскими свитами. Благодаря им можно составить представление об изменениях интенсивности относительных движений. Во время отложения верхней свиты эта интенсивность была минимальной, так как свита трансгрессивно залегает на нижнем палеозое положительных блоков.

Показательно также резкое уменьшение величины обломков серпентинитов от края к центральному частям Корельской мульды. Примечательна также структура мульды.

В Адуйской и Березовской мульдах интенсивная складчатость появляется лишь в краевых частях у ограничивающих их разломов. Корельская же мульда, расположенная на севере, где Мурзинский и Верхне-Исетский разломы близко подходят один к другому, оказывается целиком захваченной резкой складчатостью.

Своеобразную структурную зону намечает распространение малых интрузий и даек гранит-порфиров. Они, как известно, образуют два пояса близмеридионального простирания, сходящиеся в районе Березовского дайкового поля. Гранит-порфиры прорывают все известные нам породы вплоть до серии даек нормальных гранитов. Дайковые пояса пересекают складки, древние нарушенные зоны и наложенные мульды верхнего палеозоя. Таким образом, дайки гранит-порфиров связаны с нарушениями, обусловленными одной из последних фаз тектогенеза. Поскольку форма даек в значительной степени обусловлена трещинами, которые они выполняют, то по морфологии даек, дайковых полей и поясов можно судить о характере и форме нарушенной зоны. Анализируя карту и материалы по морфологии Березовского и Первомайско-Зверевского дайковых полей, мы видим, что оба поля состоят из системы сближенных субпараллельно расположенных трещин, основная масса которых имеет падение, близкое к вертикальному.

Длина отдельных трещин достигает 20 км. В пределах Березовского поля, где сходятся оба пояса нарушений, картируется, по крайней мере, четыре тесно сближенных пучка даек. Из них восточные имеют крутые падения на запад, а западные, напротив, круто падают на восток, т. е. здесь намечается как бы веер расходящихся трещин.

Несмотря на то, что пояса гранит-порфиров пересекают все известные нам структурные элементы, при внимательном изучении удастся подметить в распространении даек довольно определенную связь с некоторыми из них. При пересечении описываемых поясов с древними нарушенными зонами простирание их в общем не изменяется, но сами они расширяются, а отдельные дайки принимают самые разнообразные не свойственные им доселе простирания. Следовательно, при пересечении с подобными зонами оказываются использованными старые швы. В этом отношении очень характерна структура Первомайско-Зверевского дайкового поля, где благодаря дайкам возможно обнаруживается расположение древней нарушенной зоны.

Меридионально вытянутые, имеющие в разрезе форму сходящегося на глубине веера, скопления даек Березовского поля приурочены к своду Шарташской брахиантиклинали. Расположение этих даек соответствует рисунку трещин, возникающих при образовании поднятий подобной формы. Очевидно и заложение этих трещин во времени связано с воздыманием Шарташской брахиантиклинали. Но трещины, возникающие при образо-

вании свода с амплитудой порядка 1 км, естественно, не могли быть первопричиной для возникновения пояса тектонических нарушений, протягивающегося более чем на 100 км.

Система неглубоких трещин, связанных с Шартапским поднятием, оказалась благоприятной для локализации магмы гранит-порфиров, поднимающейся по нарушениям, имеющим, несомненно, очень глубокое заложение.

И скорее всего пояс нарушений, к которому приурочены дайки гранит-порфиров, связан с Верхне-Исетским и Мурзинским разломами, так как на всем протяжении они в общем параллельны этим разломам и напоминают сопровождающие их нарушенные зоны.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследованная территория расположена между Зеленокаменным и Зауральским синклинориями и по особенностям геологического строения резко от них отличается. По данным А. В. Пейве (1947) и Н. А. Штрейса (1951) для Зеленокаменного синклинория характерно следующее: мощный предельно полный разрез среднего палеозоя и отсутствие верхне- и нижнепалеозойских отложений; отсутствие больших перерывов в осадкообразовании; решающее значение складчатых дислокаций, резкое преобладание правильных линейных складок; почти полное отсутствие крупных кислых интрузий.

Напротив, в пределах исследованной территории разрез среднего палеозоя резко сокращен, отдельные толщи совершенно выклиниваются, нижнепалеозойские толщи широко развиты, каменноугольные отложения, и возможно верхнедевонские, слагают крупные наложения мульды. Особенности развития структуры обусловлены разломами, характерны мульды и брахискладки. Гранитами сложено не менее $\frac{1}{3}$ площади, Зауральский же синклинорий (Пронин, 1947) по особенностям геологического строения очень близок к Зеленокаменному. Таким образом, в отличие от смежных синклинориев исследованная территория представляет собой древнее антиклинальное поднятие и является северным продолжением Восточно-Уральской геоантиклинали, существование которой на южном Урале было установлено И. И. Горским (1943), Н. П. Херасковым (1948) и А. А. Петренко (1949).

В пределах исследованной площади этот антиклинорий состоит из трех крупных структурных элементов, разделенных разломами Верхне-Исетским и Мурзинским. Каждый из разломов протягивается не менее чем на 100 км. Заложились они по крайней мере в верхнем силуре, так как разрез значительно изменяется к западу и востоку от Верхне-Исетского разлома. Приуроченность к разломам массивов змеевиков свидетельствует о существовании их в нижнем девоне; наконец, каменноугольные толщи вблизи них особенно сильно дислоцированы. Таким образом, мы имеем дело с крупными, длительно существовавшими тектоническими нарушениями, возможно относящимися к категории так называемых глубоких разломов (по А. В. Пейве).

Восточный и западный блоки по структуре слагающих их толщ представляют сложные антиклинальные сооружения, названные нами Верхне-Исетской и Мурзинской мегаантиклиналиями.

В пределах центрального блока широко развиты наиболее молодые верхнедевонские и каменноугольные толщи. Поэтому большинство предыдущих исследователей считало, что здесь располагается крупная синклинальная структура, аналогичная Зеленокаменному синклинорию. Наши исследования показали, что структура блока ничего общего с синклинорием не имеет. Верхнепалеозойские породы приурочены к крупным нало-

женным мульдам, которые развиты на нижнепалеозойских свитах, совершенно отсутствующих в смежных синклинариях.

Структура нижнепалеозойско-верхнепротерозойского (?) комплекса характеризуется линейными часто запрокинутыми антиклинальными и синклинальными складками с амплитудой порядка 1,5—2 км. Они осложнены целой системой более мелких складок вплоть до пloyчатости. Подобный характер складчатости разительно отличен от структур среднепалеозойского комплекса (Саповской прогиб и др.). Все это позволяет говорить о наличии докаледонского, по всей видимости байкальского этапа складкообразования.

В силуре Восточно-Уральский антиклинорий возвышался над смежными структурами в виде свода, что привело к резкому сокращению мощностей силурийских отложений (Верхне-Исетская мегаантиклиналь) и полному выклиниванию их в осевой части центрального блока.

В течение каледонского тектонического этапа по-видимому в значительной степени сформировалась складчатая структура антиклинория. В присводовой части антиклинория силурийские толщи образуют очень широкие и простые складки, которые по мере приближения к смежным синклинариям становятся все более резкими и узкими. С каледонскими тектоническими движениями связано и образование поперечных нарушений, к которым приурочена значительная часть серпентинитовых массивов. Сууществование этих нарушений доказывается наличием связанных с ними зон интенсивного расланцевания и дробления, формой последовательно внедрившихся вдоль них интрузий перидотитов, габбро, плагиогранитов, нормальных гранитов и даечных серий всех этих пород. Характерны также описанные в районе северо-восточного Благодатского массива полосчатые такситовые структуры, параллельные простиранию массива. Нетрудно заметить, что при северо-восточном, близком к широтному, простирании восточные концы этих зон отгибаются к северу и как бы вписываются в Мурзинский разлом, а западные, наоборот, резко поворачивают к югу и входят в систему нарушений Верхне-Исетского разлома. Нельзя не усмотреть здесь сходство этих нарушений с системой правых кулисообразных трещин отрыва, образующихся при сдвиговых деформациях (Белозов, 1952) по более древним Мурзинскому и Верхне-Исетскому разломам.

Таким образом, центральный блок, обособившийся по крайней мере с самого начала верхнего силура, в результате тектонических движений в течение каледонского цикла оказался разбитым на несколько поперечных блоков.

Форма верхнепалеозойских мульд довольно точно совпадает с очертаниями отдельных блоков и, очевидно, обусловлена их погружением. С этой точки зрения прекрасно объясняются несогласия, наблюдающиеся по краям мульд.

Герцинские тектонические движения окончательно сформировали структуру исследованной площади. В пределах сводовой части антиклинория они особенно сильно проявлялись вблизи крупных разломов, где даже каменноугольные толщи оказываются смятыми в резкие запрокинутые складки.

Центральные части крупных мульд, как известно, дислоцированы весьма слабо, в них преобладают широкие и открытые складки. С герцинскими движениями связана главная масса гранитных интрузий. Эти крупные и очень простые сводовые поднятия наложались на каледонскую и байкальскую складчатые структуры и в значительной мере замаскировали их.

Гранитные массивы как крупные, так и мелкие приурочены к сводовым поднятиям, образование которых, судя по тому, что форма массивов конформна и конкордантна с породами кровли, вероятно, в значительной степени происходило в это же время.

С последним из известных нам проявлений тектонической деятельности связано образование зон тектонических нарушений, к которым приурочены дайки и малые интрузии гранитоид-порфиров. Как известно, намечаются два пояса этих даек, протягивающиеся в меридиональном направлении на многие десятки километров. Простираение отдельных даек, как правило, параллельно общему простираению пояса. Лишь при пересечении с зонами поперечных нарушений наблюдается некоторое увеличение общего количества даек и резкое изменение их простирааний. Параллельность даечных поясов Мурзинскому и Верхне-Исетскому разломам и некоторое сходство их с характерными для данной территории расланцеванными зонами как будто говорит о том, что эти пояса нарушений связаны с деформацией центрального блока при смещениях вдоль ограничивающих его разломов.

В районе Березовского даечного поля оба пояса сходятся; при этом количество даек необычно возрастает. Проведенное здесь детальное картирование показало, что дайки образуют четыре меридионально вытянутых пучка, из которых два западных круто падают на восток, а восточные, наоборот, на запад. Все они приурочены к Шарташской брахиантиклинали и напоминают систему трещин, возникающих при образовании удлиненного свода. Но Шарташская брахискладка — структура не глубокого заложения и сама по себе не может обусловить образование пояса, несоизмеримо превосходящего ее по размерам. Очевидно, особенности березовской формации даек обусловлены сочетанием глубокого и крупного нарушения с местной благоприятной структурой.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Б е л о у с о в В. В. Тектонические разрывы, их типы и механизм образования.— Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1952, № 17 (144).
- Б о р о д а е в с к а я М. Б. и Б о р о д а е в с к и й Н. И. Березовское рудное поле. М., Металлургиздат, 1947.
- В о р о б ь е в а О. А. О некоторых особенностях геологического строения Баранчинского массива на Урале.— Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1946, № 5.
- В ы с о ц к и й Н. К. Месторождения платины Исковского и Нижне-Тагильского районов на Урале. Тр. Геол. ком., нов. сер., 1913, вып. 62.
- В ы с о ц к и й Н. К. Краткий очерк развития орогенических циклов на Урале. Объяснит. записка к геол. карте Урала, масштаб 1 : 1 000 000. М.—Л., Госгеол-издат, 1931.
- Г о р с к и й И. И. Краткая геологическая история Урала. Объяснит. записка к геол. карте Урала. Масштаб 1 : 5 000 000. М.—Л., ГОНТИ, 1939.
- Г о р с к и й И. И. Геотектонические условия формирования угольных месторождений Урала и связанные с ними особенности геологического строения месторождений.— Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1943, № 4—5.
- З а в а р и ц к и й А. Н. и Б е т е х т и н А. Г. Нижне-Тагильский дунитовый массив. XVII сессия Междунар. геол. конгресса. Уральская экскурсия, северный маршрут. Л.—М., ОНТИ, 1937.
- З а в а р и ц к и й А. Н. О геологическом изучении интрузий на Урале. В кн.: Труды Уральской научной конференции. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1940.
- З а в а р и ц к и й А. Н. Колчеданные месторождения Урала. М., Изд-во АН СССР, 1950.
- З а й ц е в А. М. Геологическое описание Ревдинского и Верхне-Исетского округов и прилежащих местностей. Общая геологическая карта России, л. 138.— Тр. Геол. ком., 1887, 4, № 1.
- К р а с н о п о л ь с к и й А. А. Геологическое описание Невьянского горного округа. Тр. Геол. ком., нов. сер., 1906, вып. 25.
- К у з ь н е ц о в Е. А. Геология зеленокаменной полосы восточного склона Среднего Урала. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1939.
- К у з ь н е ц о в Е. А. и З и п о в к и н А. Л. Гранитные интрузии в геологической структуре Урала.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1940, 18, вып. 3—4.
- К у з ь н е ц о в Е. А., Л и т в и н о в и ч Н. В. и М а р к о в а Н. Г. Геологическое пересечение Урала по линии ст. Пашья, города Кушва и Алапаевск.— Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, 1939, вып. 13.
- К у п л е т с к и й Б. М. Гранитные интрузии восточного склона Среднего Урала и их редкометалльное оруденение. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1947, вып. 83, сер. петрогр. (№ 26).
- Л и б р о в и ч Л. С. Геологическое строение Кизило-Уртазинского района на Южном Урале.— Тр. Центр. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, 1936, вып. 81.
- Л и б р о в и ч Л. С. Каменноугольные отложения районов рек Шартымки и верхний Урала. Тр. Центр. научно-исслед. геол.-развед. инст., 1939, вып. 114.
- М у р ч и с о н Р., В е р н е й л ь Э. и К е й з е р л и н г Г. Геологическое описание Европейской России и хребта Уральского, ч. I и II. СПб., 1849.
- Н а л и в к и н Л. В. Верхний силур восточного склона Урала. Изв. Геол. ком., 1929, 48, № 9.
- Н и к и т и н В. В. Геологическое исследование центральной группы дач В. Исетских заводов. Тр. Геол. ком., нов. сер., 1907, вып. 22.
- П е й в е А. В. Тектоника Северо-Уральского бокситового пояса. Материалы к позн. геол. строения СССР, нов. сер., 1947, вып. 4 (8).

- Денинский Д. Д. Условия залегания визейских известняков на восточном склоне Южного Урала. «Советская геология», 1940, № 10.
- Петренко А. А. Геологическое строение южной части Бреддинской синклинали структуры. Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 1.
- Петренко А. А. Роль и значение древних толщ при тектоническом районировании восточного склона Южного Урала.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1949, 24.
- Пронин А. А. О границах распределения угленосной толщи C_1 на восточном склоне Среднего Урала. — Геология и полезные ископаемые Урала, вып. 1. М.—Л., Госгеолиздат, 1947а.
- Пронин А. А. Основные черты стратиграфии угленосной толщи Алапаевско-Каменского района Урала в связи с вопросами его угленосности. — Геология и полезные ископаемые Урала, вып. 2. М.—Л., Госгеолиздат, 1947 б.
- Пронин А. А. и Ходалевиц А. Н. Новые данные по стратиграфии среднего и верхнего палеозоя восточного склона Урала.— Геология и полезные ископаемые Урала, вып. 1. М.—Л., Госгеолиздат, 1947.
- Романов Б. М. Гранитная формация Урала и его редкометалльная металлогения.— Геология и полезные ископаемые Урала, вып. 1. М.—Л., Госгеолиздат, 1947.
- Сергиевский В. М. Краткий геологический очерк меденосной вулканогенной зоны Урала.— Геология и полезные ископаемые Урала, вып. 1. М.—Л., Госгеолиздат, 1947.
- Херасков Н. П. Принципы составления структурных карт складчатых областей на примере Урала.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 5.
- Херасков Н. П. Докембрий Южного Урала.— Тр. Лаборат. геол. докембрия АН СССР, 1952, вып. 1.
- Чернышев Ф. Н. Фауна нижнего девона восточного склона Урала.— Тр. Геол. ком., 1893, 4, № 3.
- Шатский Н. С. Гипотеза Вегенера о геосинклинали. Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 4.
- Штейнберг Д. С. К петрографии гранитов Урала.— Тр. Горно-геол. ин-та Уральск. фил. АН СССР, 1944, вып. 3.
- Штрейс Н. А. Стратиграфия и тектоника зеленокаменных пород Кировградского района Свердловской области и особенности размещения в них залежей колчеданов.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1943, № 1.
- Штрейс Н. А. Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Среднего Урала. В кн.: Тектоника СССР, т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Шуровский Г. Е. Уральский хребет в физико-географическом, геогностическом и минералогическом отношениях, М., 1841.
-

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Введение	3
Стратиграфия	7
Комплекс мурзинских гнейсов	9
Нижнепалеозойский (?) комплекс	10
Среднепалеозойский комплекс	14
Верхний комплекс	26
Интрузии габбро-перидотитового состава	33
Комплекс гранитоидных интрузий	35
Гранито-диоритовые интрузии	35
Нормальные (микроклиновые) граниты	37
Малые интрузии и дайки гранитоид-порфиров	38
Тектоника	40
Верхне-Исетская мегаантиклиналь	44
Мурзинская мегаантиклиналь	50
Зона наложенных мульд	51
Заключение	65
Литература	68

Всеволод Владимирович Хоментовский

**Геологическое строение и история развития
Восточно-Уральского антиклинория
на Среднем Урале**

Труды геологического института, вып. 7
*Утверждено к печати Геологическим институтом
Академии наук СССР.*

Редактор издательства *П. С. Котляревская*
Технический редактор *Ю. В. Рылина*

РИСО АН СССР № 4—24В. Сдано в набор 29/VII 1957г.
Подп. в печать 4/II—1958 г. Формат бум. 70×108^{1/16}.
Печ. л. 4,5 (6,16) Уч.-изд. лист. 5,7 Т-00262
Тираж 1600. Изд. № 1912. Тип. зак. 1960.

Цена 4 руб.

Издательство Академии наук СССР.
Москва, Подсосенский пер., д. 21

2-я типография Издательства АН СССР.
Москва, Шубинский пер., д. 10

Цена 4 руб.