Записки Ленинградского орденов Ленина и Трудового Красного Знамени горного института им. Г. В. Плеханова, т. XXXVII, вып. 2, 1960 г.

ГЕОЛОГИЯ СКЛАДЧАТОГО ФУНДАМЕНТА РАЙОНА ВЕРХОВЬЕВ р. ТОБОЛА

(северо-западная часть Тургайского прогиба)

П. А. Литвин

Складчатые образования, развитые в северо-западной части Тургайского прогиба, выступают на дневную поверхность лишь в долинах р. Тобола и его наиболее крупных притоков, где они изучались Меглицким и Антиповым [10], А. А. Краснопольским [6], А. Н. Гейслером (1929), Д. С. Штейнбергом (1929), А. П. Зотовым (1935) (А. Г. Бер [1], Г. А. Соколовым (1934), Е. А. Ушаковой (1932), К. И. Дворцовой (1937—1940), Ф. Н. Рукавишниковым (1938), А. П. Кротовым (1943), Е. И. Клевцовым (1946—1947), Н. Н. Пихтовниковой (1946), Е. А. Мазиной [2, 7] и другими исследователями. Огромные площади водораздельных пространств практически оставались неисследованными.

Открытие за последние 10 лет в Северном Тургае крупнейших месторождений магнетитов, бокситов и бурых углей послужило толчком к организации планомерного и всестороннего изучения края. До 1953 г. оно ограничивалось в основном комплексом поисково-разведочных и геофизических работ. С 1953 г. Северо-Казахстанское геологическое управление и другие организации проводят геологическое картирование северной части Тургайского прогиба.

В 1953—1957 гг. автор исследовал верховья р. Тобола. Кроме составления геологической карты поверхности, изучались породы складчатого фундамента. Для решения этой задачи на территории указанных трех листов было пройдено свыше 300 скважин, вскрывших породы складчатого основания. Кроме того, учтен богатейший фактический материал, полученный многочисленными поисковыми и разведочными партиями, а также данные геофизических исследований магнитных, гравитационных, электрических и сейсмических свойств пород.

Использование материалов буровых и геофизических работ, увязанных с естественными разрезами по рекам, позволило составить схематическую геологическую карту складчатого фундамента (рис. 1).

Настоящая статья кратко излагает основные результаты этой работы.

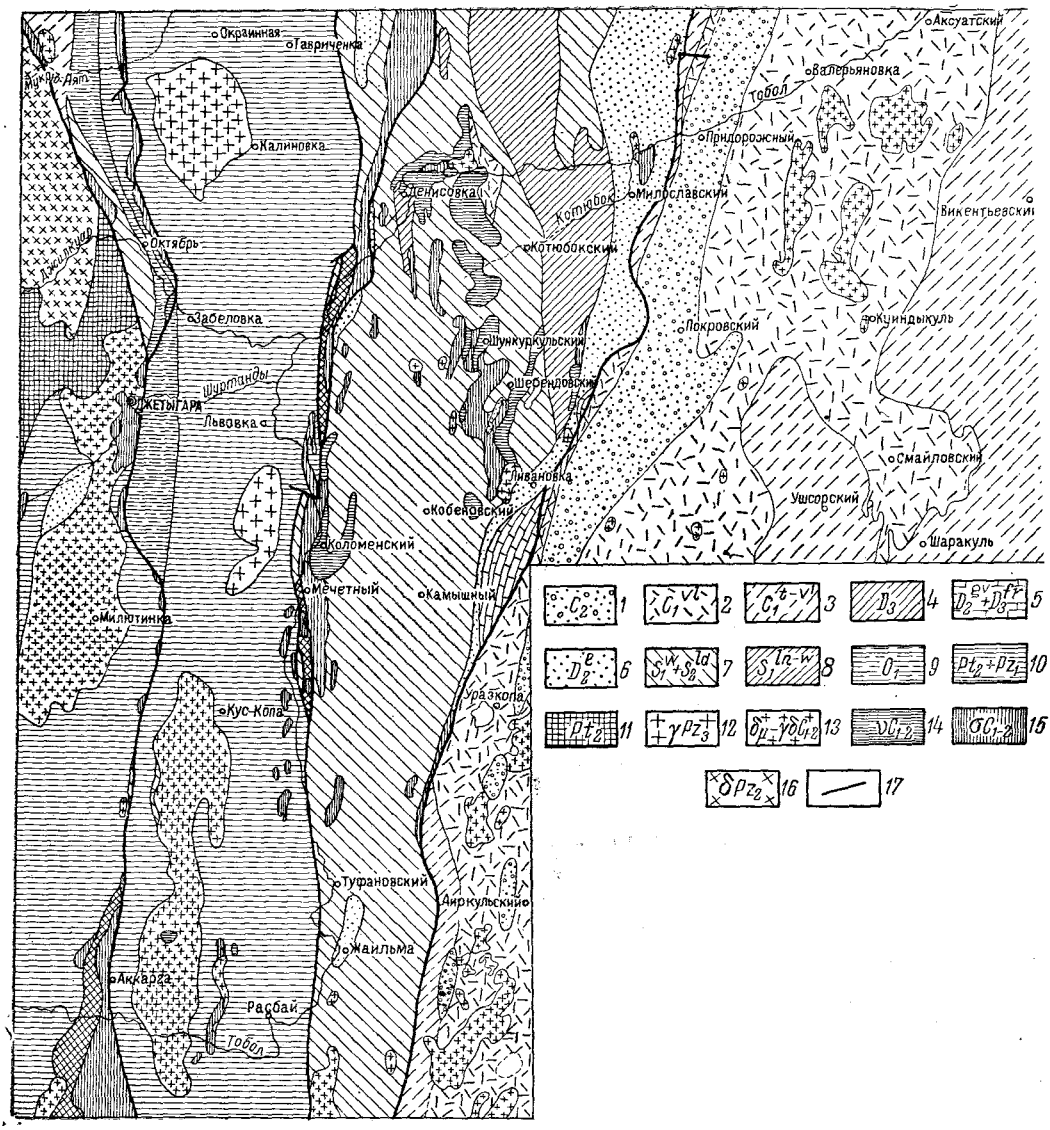


Рис. 1. Схематическая карта складчатого фундамента.

Каменноугольная система: *1* — средний отдел — конгломераты, песчаники, сланцы; *2* — нижний отдел — средневизейский подъярус и намюрский ярус; валерьяновская свита; эффузивы и их туфы, известняки; *3* — нижний отдел — турнейский ярус и нижневизейский подъярус; аргиллиты, глинисто-известняковые породы, известняки

Девонская система: *4* — верхний отдел — известняки, мергелистые сланцы, песчаники, конгломераты; *5* — средний и верхний отделы — живетский и франский ярусы; известняки; *6* — средний отдел — эйфельский ярус; полимиктовые песчаники и конгломераты, туффиты, туфобрекчии, диабазы

Силурийская система: *7* — венлокский и лудловский ярусы; туфы, порфириты, туффиты, известняки; *8* — ландоверский и низы венлокского яруса; сланцы, алевролиты, песчаники

Ордовикская система: *9* — нижний отдел — метаморфизованные глинистые сланцы, алевролиты, песчаники; *10* — верхний протерозой и нижний палеозой; кварциты, кварцитовидные и кварцевые песчаники, метаморфические сланцы; *11* — верхний протерозой; гнейсы, кварциты, амфиболиты; *12* — верхнепалеозойские микроклиновые граниты; нижне-среднекаменноугольной интрузивный цикл; *13* — диоритовые порфириты, гранодиориты, кварцевые диориты, диориты; *14* — габбро, габбро-амфиболиты; *15* — серпентиниты, пироксениты; *16* — среднепалеозойские кварцевые диориты; *17* — тектонические контакты

СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении складчатого фундамента северо-западной части Тургайского прогиба принимает участие обширный комплекс различных по возрасту пород — от метаморфических образований верхнего протерозоя до песчано-конгломератовых отложений среднего карбона.

Верхний протерозой (Pt_2)

Древнейшими образованиями района являются метаморфические породы, представленные гнейсами, графитистыми кварцитами и амфиболитами. К верхнему протерозою они впервые были условно отнесены Т. А. Смирновой [12], выделившей их в составе мариинской свиты. Эти породы обнажаются в русле р. Берсуат, у пос. Мариинского, по берегам р. Джилкуар, около аула Конор, а также на высотах, расположенных южнее пос. Мариинского.

Т. А. Смирнова отмечает, что низы разреза свиты слагают преимущественно биотитовые гнейсы. Кварциты и амфиболиты в этой части разреза присутствуют в виде маломощных (20—50 *см*) прослоев. Выше по разрезу мощность и число прослоев кварцитов возрастают и они становятся преобладающими. Амфиболиты, невыдержанные как по мощности, так и по простиранию, приурочены к средней части разреза.

Эти образования нами сравниваются с нижней частью разреза кусоканской свиты, выделенной Н. Ф. Мамаевым [9] в Брединском районе — на восточном склоне Южного Урала. По данным Н. Ф. Мамаева, кусоканская свита залегает в основании мощного доордовикского комплекса метаморфических пород и относится к верхнему протерозою. Мощность образований в рассматриваемом районе до 500 *м*.

Верхний протерозой — нижний палеозой ($Pt_2 — Pz_1$)

Породы, относимые к нерасчлененным верхнему протерозою и нижнему палеозою, обнажаются по берегам р. Тобола, в районе поселков Максимовки, Глебовки, Шекубай и Аккарга, по берегам его притоков Джилкуар и Шуртанды, а также вскрыты многочисленными скважинами в северо-западной части района. Они представлены метаморфическими сланцами, среди которых преобладают парасланцы углисто-серицито-кремнистого, кремнистого, кварцево-серицитового, серицитового, хлорито-кремнистого, графито-кварцевого состава с подчиненными ортосланцами серицито-хлорито-кварцевого, железисто-хлорито-кварцевого и слюдисто-кремнистого состава, сохранившими реликты первоначальной вулканогенной породы. Среди сланцев в виде тонких прослоев встречаются кварцевые и кварцитовидные, реже аркозовые песчаники, мелкие линзы окремненных известняков и мраморов, а также порфиритоиды и глубоко измененные туфогенные образования, превращенные в кварцевую, кварцево-слюдистую, серицито-хлоритовую, кварцево-железистую и кремнисто-железистую породы. На левобережье р. Тобола среди сланцев широким распространением пользуются мелкие линзы вторичных кварцитов, как правило, слагающих невысокие гривки меридионального простирания и имеющих значительные по площади развалы. Это, видимо, и дало основание К. И. Дворцовой (1946) выделить в разрезе рр. Джилкуар и Шуртанды толщу кварцитов мощностью до 300 *м* [4].

Вопрос о возрасте метаморфических и глубоко метаморфизованных

пород имеет большую историю. Первые исследователи района Меглицкий и Антипов [10] сравнивали эти отложения с древними метаморфическими образованиями Урал-Тау. Позднее З. А. Ушакова (1932), Г. И. Кириченко (1932) и др. на основании углистости некоторых пород относили их к нижнему карбону. К. И. Дворцова в своих ранних работах (1937, 1938) толщу метаморфических сланцев и песчаников отнесла к нижнему девону и частично верхнему силуру. В более поздних работах (1940, 1946) часть метаморфических образований она относит к нижнему палеозою. При этом отложения, аналогичные как по степени метаморфизма, так и литологическому составу, развитые западнее и восточнее Аккаргинского ультраосновного массива, она относит к верхним силуру и девону (на основании находок верхнесилурийской фауны в известняках северо-западнее Саробинского железорудного месторождения и верхнедевонской фауны в мергелистых сланцах западнее пос. Аккарга). Широкое выделение К. И. Дворцовой силурийских и девонских образований, которые по литологическим и петрографическим признакам не отличаются от нижнепалеозойских, по-видимому, ошибочно. Образования силура и девона, несомненно, в районе имеются, но развиты они локально, залегая на глубоко эродированной поверхности нижнепалеозойского фундамента и в тектонических клиньях, и возраст метаморфической толщи этими находками не определяется.

Возраст метаморфической толщи принимается нами как верхнепротерозойский-нижнепалеозойский. Это подтверждается находкой Е. П. Бойцовой, Е. А. Мазиной, Б. М. Михайловым и Н. К. Овечкиным [2] среди аналогичных пород, развитых у оз. Шалкар-Ега-Кара, водорослей *Konophyton kazakstanica* К у г., известных в Сибири из отложений верхнего протерозоя — нижнего палеозоя. Н. Ф. Мамаев [9] установил в соседнем Брединском районе, что углисто-кварцевые и кремнистые сланцы слагают верхи доордовикского комплекса пород и располагаются стратиграфически ниже осадков, условно относимых к кембрию. Не исключено, однако, что среди метаморфических и сильно метаморфизованных образований имеются и более молодые нижнепалеозойские породы, выделение которых затруднено плохой обнаженностью и в будущем, возможно, будет выполнено при детальных стратиграфических работах. Мощность нерасчлененных верхнепротерозойских-нижнепалеозойских образований не менее 2000 *м*.

Ордовикская система (*O*)

Породы, относимые к ордовикской системе, представлены переслаивающимися кварцевыми, кварцево-слюдистыми, аркозовыми песчаниками, кварцево-серицитовыми сланцами и аргиллитами. Они обнажаются по берегам рр. Шуртанды и Джилкуар, а также в виде щебенки и каолинизированных продуктов выветривания встречены юго-восточнее г. Джетыгара и северо-западнее пос. Октябрь.

Ордовикские отложения несогласно залегают на предположительно верхнепротерозойских-нижнепалеозойских образованиях и, по-видимому, трансгрессивно перекрываются породами верхнего силура. По левому берегу р. Джилкуар, выше пос. Забеловка, в основании ордовикских отложений залегают сильно рассланцованные и измененные диабазовые порфириты. Порфириты перекрываются пачкой кварцево-слюдистых сильно рассланцованных песчаников, включающих маломощные прослои кварцево-серицитовых сланцев с прослоями грубо рассланцованных аркозовых песчаников. Венчается разрез пачкой переслаивающихся песчаников и сланцев кварцево-хлоритовых, кварцево-серицитовых

и филлитовых. Все породы моноклинально падают на восток под углом до 80°. Общая мощность отложений не менее 500 *м*.

По простиранию толщи в направлении на юг количество сланцев уменьшается и в разрезе р. Шуртанды, ниже г. Джетыгара, преобладающее положение занимают песчаники. В верховьях Соленого Дола в низах разреза ордовикских отложений появляются мраморизованные известняки мощностью не более 70 *м*.

По литологическому составу, степени метаморфизации и стратиграфическому положению описанные отложения сходны с выделенными Н. Ф. Мамаевым [9] в соседнем Брединском районе нижнеордовикскими породами, где встречены брахиоподы (*Billingsella*, *Orthis* и др.) и трилобиты (*Pterygometopus*, *Megalaspis* и др.), определяющие верхневолховские и кундские слои Прибалтики (арениг). К северу эти отложения прослеживаются до долины р. Тогузак, где они согласно перекрываются туфогенными песчаниками среднеордовикского возраста.

Силурийская система (*S*)

Наиболее древними палеонтологически охарактеризованными отложениями района являются песчаники и сланцы с граптолитами среднего ландовери — низов венлока. На р. Тоболе, выше пос. Петровского, они перекрываются мощной толщей вулканогенных пород, в верхней части разреза которых в линзах известняков установлена фауна лудловского яруса. Таким образом, силурийская система подразделяется на две толщи: нижнюю — песчано-сланцевую и верхнюю — вулканогенно-осадочную.

Ландоверский ярус — низы венлокского яруса ($S_1^{ln-w\,1}$). В основании силурийского комплекса залегает толща песчаников, алевролитов и сланцев. В верхах разреза толщи появляются редкие прослои плагиоклазовых порфиритов и их туфов. Эти отложения протягиваются двумя меридиональными полосами: одна — на долготе поселков Яковлевского—Петровского, а другая — вблизи пос. Денисовки. Они распространены на значительной площади, но обнажаются лишь в долине р. Тобола, кроме того, вскрываются скважинами восточнее пос. Шебендовского, у пос. Досовского и западнее оз. Супулу-Сор. Состав толщи довольно однообразный. Она сложена слабо метаморфизованными терригенными образованиями, представленными чередующимися зеленовато-серыми тонкоплитчатыми песчаниками, алевролитами и сланцами, смятыми в пологие складки, осложненные мелкой плойчатостью. В верхах толщи, у пос. Петровского, наблюдаются маломощные прослои плагиоклазовых порфиритов и их туфов. Песчаники и сланцы, развитые у пос. Денисовки, частично окремнены и смяты в асимметричную антиклинальную складку с крутым западным и пологим восточным крыльями.

Возраст терригенной толщи устанавливается по многочисленным находкам граптолитов. Первая находка граптолитов была сделана А. Г. Бер [1] в 1930 г., которая отнесла эти породы к ландоверскому ярусу. В 1936 г. К. И. Дворцова в различных частях песчано-сланцевой толщи собрала хорошо сохранившиеся остатки граптолитов, среди которых Л. И. Константиновой были определены *Monograptus triangulatus* var. *major* E. et W., *M.* cf. *argenteus* var. *cycneus* Törn., *M. denticulatus* Törn., *Diplograptus* aff. *tamariscus* Awer., D. cf. *tamariscus* Awer., *Climacograptus* sp., *Retiolites* cf. *genitzianus* var. *angustidens* E. et W., позволяющие относить вмещающие их осадки к среднему или верхнему ландовери. Нами в двух пунктах были найдены остатки *Monograptus priodon* (Bronn), по заключению А. М. Обута, совершенно сходные

с английскими формами из тараннона. По фауне возраст песчано-сланцевой толщи может быть определен как средний ландовери — низы венлока. Мощность песчано-сланцевых отложений достигает 800 *м*.

Венлокский и лудловский ярусы ($S_1^w + S_2^{ld}$). Вулканогенно-осадочные образования венлокского и лудловского ярусов развиты в центральной части рассматриваемой территории. С запада и востока они ограничены зонами крупных разломов — Тобольского и Ливановского — и лишь в районе пос. Петровского устанавливается согласное налегание их на сланцы и песчаники с граптолитами. Перекрываются они трансгрессивно залегающими эйфельскими осадками. Кроме того, вулканогенно-осадочные породы в виде сравнительно небольших участков наблюдаются в зоне Джетыгаринского разлома, западнее г. Саробы и пос. Забеловского, где они, по-видимому, трансгрессивно залегают на нижнеордовикских и нижнепалеозойских отложениях.

Хотя образования венлока и лудлова развиты на широкой площади, обнажены они крайне слабо. Лучшие обнажения можно наблюдать в долинах рр. Тобола и Джилкуар. На широких водораздельных пространствах они изучались по керну многочисленных скважин.

В строении вулканогенно-осадочной толщи преобладающим развитием пользуются кристалло- и литокластические туфы. Это зеленовато-серые зернистые породы, интенсивно дислоцированные и в значительной степени метаморфизованные.

В районе поселков Петровского, Шекубай, Антоновки и в других местах туфы чередуются с маломощными (2—5 *м*) покровами порфиритов и спилитов, как правило, сильно трещиноватых, претерпевших зеленокаменные изменения. На правом берегу р. Тобола, у пос. Шекубай, севернее пос. Антоновки и в других пунктах встречаются тонкослоистые зеленовато-бурые мелкозернистые полимиктовые песчаники, образующие среди туфов прослои мощностью 0,5—1 *м*. Рядом скважин, пройденных восточнее пос. Тавриченки и в районе пос. Шебендовского, среди туфов и эффузивов вскрываются прослои филлитов, кварцево-хлоритовых сланцев и кварцитов. Северо-западнее пос. Денисовки к верхам толщи приурочены розоватые мраморизованные известняки, в которых К. И. Дворцовой (1936) были встречены *Halysites* ex gr. *catenularia* L., *Halysites* sp. (близкий к *H. parallelus* F. Schmidt) и *Spirifer regularis* L., позволяющие относить вмещающие их известняки к верхам лудловского яруса.

С некоторой условностью с вулканогенно-осадочными образованиями венлокского и лудловского ярусов можно сравнивать пачку рассланцованных плагиоклазовых порфиритов и порфиритоидов с подчиненными прослоями также рассланцованных мраморизованных известняков, выступающую по берегам р. Джилкуар, несколько выше пос. Забеловского. Интенсивное рассланцевание всей этой пачки пород, по-видимому, обусловлено тем, что они приурочены к зоне разлома. По простиранию на север вдоль разлома (за границей рассматриваемого района) по рр. Караталы-Аят, Средний и Верхний Тогузак известны эффузивы и известняки с фауной нижнего лудлова. Мощность всей пачки пород не превышает 250—300 *м*. К отложениям того же возраста принадлежат серые мраморизованные известняки, выступающие в русле лога, в 3,5 *км* северо-западнее г. Саробы. В этих известняках К. И. Дворцовой (1938) обнаружены кораллы *Favosites* ex gr. *gothlandicus* Lam., *F.* cf. *hisingeri* M. et H., а А. И. Кротовым (1944) — брахиоподы *Conchidium* ex gr. *knighti* Sow., *Lissatrypa* sp. (ex gr. *cuschvensis* Tschern.), *Atrypa* sp., *Rhynchonella* cf. *cuneata* Dalm. Мощность известняков не превышает 100 *м*.

Девонская система (*D*)

Среди девонских образований выделяются палеонтологически охарактеризованные средне- и верхнедевонские отложения. Нижнедевонских осадков в районе не встречено.

Средний отдел (D_2)

Эйфельский ярус (D_2^e). *Эйфельские отложения развиты в виде двух полос, из которых восточная протягивается вдоль Ливановского разлома, выходя на дневную поверхность лишь в долине р. Тобола. Более западная полоса развития эйфельских осадков прослеживается от района пос. Тавриченки на севере до пос. Жаильми на юге. К этому же возрасту условно отнесены диабазовые порфириты и их туфы, развитые юго-западнее г. Джетыгара.*

Отложения эйфельского яруса трансгрессивно залегают на силурийских и более древних образованиях. Эйфельские отложения, развитые в зоне Ливановского разлома, представлены довольно монотонной толщей полимиктовых песчаников и туффитов с прослоями известковистых и мергелистых сланцев.

Лучший разрез толщи описан в береговых обнажениях р. Тобола, в районе пос. Прохоровки. Здесь, по левому берегу реки, вверх по течению р. Тобола от западной окраины Прохоровки наблюдается следующая последовательность пород. В основании разреза залегают полимиктовые зеленовато-бурые и зеленовато-серые конгломераты видимой мощностью до 100—120 м. Конгломераты постепенно переходят в полимиктовые песчаники с прослоями туффитов и аргиллитов, с богатой фауной брахиопод, мшанок и трилобитов эйфельского возраста мощностью до 800 м. Против устья р. Котюбок песчаники и аргиллиты рвутся мелкими телами ультрабазитов и гранитоидов, с внедрением которых связана метаморфизация осадочных пород. Выше устья р. Котюбок, вплоть до развалин Длинного Аула, с перерывами прослеживаются зеленовато-бурые полимиктовые песчаники, туффиты и аргиллиты, которые у развалин переслаиваются с тонкими пропластками черных мергелистых и известковистых сланцев с фауной эйфельского яруса. Для разреза левого берега характерны интенсивные дислоцированность, раздробленность и трещиноватость пород.

Иной разрез толщи наблюдается на правом берегу р. Тобола. Здесь выше конгломератов залегает палеонтологически охарактеризованная пачка песчаников и аргиллитов, аналогичных левобережным, видимой мощностью 300—350 м. Выше по разрезу они сменяются мощной пачкой метаморфизованных пород, прослеживаемых вплоть до устья оврага Котюбок. По этому берегу на протяжении 2,5 км обнажаются метаморфизованные осадочные и изверженные породы, превращенные в серицито-кремнистые, плагиоклазо-хлоритовые, плагиоклазо-слюдисто-кварцевые сланцы и плагиоклазовые амфиболиты. Все породы интенсивно деформированы, перемяты, брекчированы и несут следы гидротермальных воздействий (эпидотизации, хлоритизации, серицитизации).

К. И. Дворцовой (1946) эти метаморфизованные породы относились к нижнему палеозою. В. И. Матвеев (1951) отес их к нижнему девону, считая метаморфизацию локальной, приуроченной к ядру антиклинальной складки. В. П. Горский (1953) относит эту пачку к эйфельским отложениям, объясняя повышенную метаморфизацию следствием контактового метаморфизма.

Вслед за В. И. Матвеевым и В. П. Горским мы также считаем, что метаморфизация имеет локальный характер и обусловлена контакто-

выми и динамическими воздействиями в зоне разлома. Переход от свежих песчано-глинистых образований к метаморфизованным постепенный. Такие переходы наблюдались в обнажении, расположенном на правом берегу р. Котюбок, в 1,6 *км* выше его устья, где аргиллиты по простиранию постепенно переходят в глинисто-слюдистые сланцы, и в обнажении правого берега р. Тобола, в 1,5 *км* выше пос. Прохоровки, где мелкозернистые туффиты изменены в слюдисто-полевошпато-кварцевые сланцы.

Возраст описанных выше отложений определяется на основании сборов фауны брахиопод, кораллов, мшанок и трилобитов, произведенных автором в песчаниках и аргиллитах из ряда обнажений выше пос. Прохоровки и района Длинного Аула.

Среди брахиопод М. А. Ржонсницкой определены: *Stropheodonta torba* Bubl., *Acrospirifer gerolsteinensis* Stein., *Eoreticularia turbidus* Bubl., *Chonetes embryo* Barr., *Delthyris gerolsteinensis* Stein., *D.* cf. *aculeatus* Schnur., *Schellwienella umbraculum* Schloth., *Camarotoechia tobolica* Bubl., *Parmorthis frandulosa* Bubl. и др., характерные для низов среднего девона.

Определенные В. П. Нехорошевым мшанки *Fenestella* ex gr. *vera* Her., *Semicoscinium* ex gr. *delicatum* Krasn., *S.* ex gr. *kisilschinicum* Nekh., *Hemitrypa* ex gr. *devonica* Nekh. и др. также подтверждают среднедевонский возраст вмещающих осадков. Этому не противоречат и определенные З. А. Максимовой трилобиты *Aulocopleurina* aff. *peltata* Novan. и *Calymene* ex gr. *blumenbachii* Brongn.

К этому же возрасту относятся песчаники, в которых К. И. Дворцовой (1936) в двух пунктах по р. Тоболу были найдены растительные остатки *Asterocalamites scrobiculatus* Schloth. — выше устья р. Котюбок и *Psilophyton princeps* Dawson — ниже устья этой речки. Нами в этих породах ниже устья р. Котюбок собраны брахиоподы среднего девона (определения М. А. Ржонсницкой) *Stropheodonta torba* Bubl., *Acrospirifer gerolsteinensis* Stein., *Camarotoechia tobolica* Bubl., *Schellwienella umbraculum* Schloth. и др.

Более разнообразные по литологическим свойствам эйфельские отложения встречены по левому берегу Тобола — около пос. Прохоровки. Здесь в береговых обнажениях выступают зеленовато-серые сланцеватые аргиллиты, мелкозернистые кварцевые песчаники, сланцеватые туффиты с тонкими прослоями красноцветных яшм и черных кремнистых сланцев. Вся эта пачка пород интенсивно перемята, в значительной степени метаморфизована и прорвана мелкими телами ультрабазитов и кварцевых диоритов. К. И. Дворцовой (1946) эта пачка пород относилась к переходным слоям от верхнего девона к карбону; на основании находок мшанок *Fenestella* sp. и *Semicoscinium* sp. и растительных остатков *Asterocalamites scrobiculatus* Schloth., *Lepidodendropsis* sp., *Knorria* sp. В. И. Матвеев (1951) эти же породы относит к нижнему девону.

Отнесение этих отложений к верхнему девону — нижнему карбону, а тем более к нижнему девону неправильно. Во-первых, указанные мшанки не определяют возраста, так как аналогичные формы встречаются и в эйфеле. Во-вторых, севернее пос. Прохоровки из известняков скважины 4681 собраны брахиоподы, определенные М. А. Ржонсницкой *Chonetes* sp., *Atrypa* ex gr. *reticularis* L., *Acrospirifer* sp. indet. По ее заключению, весьма вероятна их принадлежность к среднему девону. В-третьих, В. П. Горским (1953) в 2,5 *км* ниже пос. Прохоровки из переходных слоев (по К. И. Дворцовой) были собраны *Eoreticularia* cf. *turbidus* Bubl., *Chonetes embryo* Barr., *Atrypa* sp., *Heliolites* ex gr. *poro-*

sus (Goldf.), позволяющие относить вмещающие их осадки к эйфельскому ярусу. Мощность эйфельских отложений восточной полосы 800—900 *м*.

Более западная полоса развития эйфельских отложений сложена переслаивающимися серыми и фиолетово-серыми туфопесчаниками, граувакками и сланцами, обнажающимися в логу — в 2 *км* северо-западнее пос. Денисовки. Мощность этих отложений не превышает 200 *м*. Несколько южнее, у пос. Гришинского, по-видимому, обнажаются более низкие горизонты этой толщи, представленные туфоконгломератами, выше по разрезу сменяющиеся чередующимися туфопесчаниками и туфосланцами. А. П. Зотовым (1935) в цементе туфопесчаников был встречен *Spirifer elegans* Reining. Мощность отложений у пос. Гришинского около 300 *м*.

В районе пос. Жаильмы вскрываются фиолетово-бурые и зеленоватые, слегка окремненные глинисто-серицитовые сланцы, чередующиеся с алевритовыми туффитами. Породы интенсивно трещиноваты, падение их неясно. Несколько западнее в каменоломне и скважинами вскрываются мраморизованные известняки, местами сильно окремненные, падающие на восток под углом до 75°. Возраст этой пачки пород, их мощность и взаимоотношение с силурийскими образованиями не ясны. Но в известняках каменоломни встречены ругозы, по заключению Н. Я. Спасского, девонского облика, что позволяет условно отнести их к среднему девону.

Также условно к эйфельскому ярусу относятся диабазовые порфириты и их туфы, развитые на небольшом участке юго-западнее р. Джетыгара. Возраст этих вулканогенных образований определяется по аналогии с соседним Брединским районом, в котором Н. Ф. Мамаев (1957) подобные породы отнес к эйфельскому ярусу на основании согласного налегания на них известняков живетского яруса. Мощность вулканогенных пород до 100 *м*.

Нерасчлененные средний и верхний отделы (D_{2+3})

Живетский и франский ярусы (нерасчлененные) ($D_2^{gv} - D_3^{fr}$). Известняки живетского и франского ярусов развиты в районе пос. Ливановки, где они согласно залегают на песчаниках эйфельского яруса, а с востока по тектоническому контакту соприкасаются с каменноугольными отложениями. На дневной поверхности породы этого возраста не встречены и вскрываются буровыми скважинами. Так, скважиной 86, пройденной юго-западнее пос. Ливановки, вскрыты темно-серые битуминозные известняки, содержащие фауну кораллов *Grypophyllum* aff. *tenue* Wedek. и G. ex gr. *regressum* Wedek., по заключению Э. З. Бульванкер, характерных для живетского яруса среднего девона. Несколько северо-западнее из ряда скважин, вскрывших серые, сильно трещиноватые известняки, Н. Я. Спасским определены *Tabulophyllum* sp. nov., *Thamnopora* ex gr. *cervicornis* (Blainv.), *Campophyllum litvinovitschae* Soshk., *Aulacophyllum* ex gr. *ornatum* Soshk., указывающие на франский ярус верхнего девона.

На участке в 9—14 *км* северо-восточнее пос. Ливановки из керна нескольких скважин собраны *Thamnopora* ex gr. *tumefacta* Lec., *T.* ex gr. *cervicornis* (Blainv.), *T. poliforata* Schl., *Neostringophyllum modicum* Smith., определенные Н. Я. Спасским и характеризующие возраст вмещающих известняков как франский. Таким образом, фауна указывает на присутствие отложений как живетского, так и франского ярусов, но

четкой границы между ними из-за отсутствия достаточного материала пока провести нельзя. Мощность нерасчлененной толщи известняков составляет 500—600 *м*.

Верхний отдел (D_3)

Верхнедевонские отложения встречены на двух участках: один — западнее Аккаргинского серпентинитового массива и другой — по правобережью р. Тобола от пос. Леонидовки на севере до пос. Богдановки на юге. Среди этих отложений выделяются породы франского и фаменского ярусов.

Верхнедевонские отложения западнее Аккаргинского массива несогласно залегают на глубоко эродированной поверхности нижнего палеозоя. Отложения франского яруса на этом участке представлены пачкой мергелей, хлоритово-глинистых сланцев, кварцевых песчаников и туффогенных сланцев.

К. И. Дворцовой (1938) западнее Аккаргинского золоторудного месторождения в белых мергелистых сланцах, вскрытых дудками, собрана фауна: *Schizophoria* cf. *striatula* Schloth., *Dalmanella* sp., *Strophеodonta* sp., *Chonetes* sp., *Pugnax* cf. *acuminata* Mart., *Camarotoechia* sp., *Atrypa* cf. *reticularis* L., *Spirifer* cf. *archiaci* Vern., *Bellerophon* cf. *tuberculatus* Fer. et Orb. и др. По заключению Н. Л. Бубличенко, с наибольшим вероятием фауне можно приписать франский возраст.

Отложения фаменского яруса на участке западнее Аккаргинского массива представлены пачкой конгломератов и песчаников, в верхней части которой имеются прослои сланцев с растительными остатками (*Sphenophyllum tenerinum* Etting., *Porodendron prigorovskii* Zal. и *Helenilla* sp.), позволяющими относить вмещающие их осадки к верхам верхнего девона. Суммарная мощность верхнедевонских отложений в районе Аккарги 450—500 *м*.

Верхний девон Тобольской полосы представлен лишь фаменскими отложениями, которые с запада и востока по тектоническим контактам соприкасаются с метаморфизованными верхнепротерозойскими-нижнепалеозойскими и вулканогенными силурийскими отложениями.

Наиболее низкие горизонты фаменского яруса обнажаются на р. Тоболе, у пос. Мечетного, где они слагаются мраморизованными и окремненными известняками с фауной *Murchisonia devonica* Tovar., *Naticopsis inflatus* Roem. Более высокие горизонты, представленные дымчато-серыми и серыми слоистыми известняками с фауной *Cystiopsis rjausakensis* Nal., *Euomphalus* sp. и *Naticopsis* sp., обнажаются по обоим берегам р. Тобола, у пос. Леонидовки и Шекубай. Общая мощность фаменского яруса Тобольской полосы не превышает 400 *м*.

Каменноугольная система (*C*)

Каменноугольные образования, широко распространенные в восточной части рассматриваемой территории, представлены палеонтологически охарактеризованными осадочными и вулканогенными породами нижнего отдела и красноцветной песчано-конгломератовой толщей, условно отнесенной к среднему, частично нижнему отделам.

Нижний отдел (C_1)

Турнейский ярус — нижневизейский подъярус $C_1^t - C_1^{v^1}$ Отложения турне — нижнего визе, представленные аргиллитами, глинисто-карбонатными породами и известняками, развиты довольно широко. Они встречены на дневной поверхности и вскрыты скважинами в районе по-

селков Елтай, Ушсорского, вдоль Ливановского разлома, восточнее меридиана пос. Шаракуль и в крайней северо-западной части района, в верховьях р. Мукрю-Аята. На участке Елтай-Ушсорский эти породы слагают крупную брахиантиклиналь. Вдоль Ливановского разлома они протягиваются в виде узкой полосы; на западе имеют тектонический контакт с отложениями девона и силура, а на востоке согласно перекрываются известняками среднего визе или трансгрессивно песчано-конгломератовой толщей среднего карбона. В верховьях р. Мукрю-Аята отложения турне — нижнего визе трансгрессивно залегают на более древних образованиях.

Наиболее детально осадки этого возраста изучены в пределах Елтай-Ушсорского и Ливановского участков.

Нижняя часть разреза толщи сложена темно-серыми, почти черными аргиллитами и глинисто-карбонатными породами с обуглившимся растительным детритом. Вверх по разрезу количество аргиллитов уменьшается и появляются туфогенные песчаники и сланцы. Из аргиллитов, вскрытых скважинами, в 5, 6 и 12 *км* северо-восточнее пос. Ливановки, Е. М. Андреевой определены споры *Azonotriletes lasius* Waltz. var *major*, *Archaeozonotriletes decorus* Naum., *A. vulgatus* Naum., *Retusotriletes simplex* Naum., *Acanthotriletes umcatus* Naum., которые имеют наибольшее сходство с комплексом, соответствующим турнейскому ярусу нижнего карбона.

Верхняя часть разреза толщи сложена известковистыми песчаниками и известняками, в которых на р. Тоболе, 2,5 *км* ниже пос. Прохоровки, К. И. Дворцовой и В. П. Горским собраны брахиоподы *Spirifer* cf. *incertus* Hall., *Sp.* ex gr. *tornacensis* Kon., *Sp.* aff. *grimesi Hall, Reticularia pseudolineata* Hall., *Spiriferina* sp., *Productus* ex gr. *semireticulatus* Mart., *Gigantoproductus doniacus* Rot.

В юго-западном направлении от описанных выходов известковистые песчаники постепенно выклиниваются и верхняя часть разреза толщи слагается серыми массивными, иногда брекчированными известняками, содержащими богатый комплекс фораминифер (*Endothyra prisca* Raus. et Reitl., *E.* ex gr. *omphalota* kaus. et Reitl., *E.* aff. *tantilla* Schlyk., *E. similis* Raus. et Reitl. var. *lenocinosa* Schlyk., *E.* cf. *rjausakensis* N. Tschern., *E.* ex gr. *tuberculata* Lip., *E.* ex gr. *inflata* Lip., *Tetrataxis* aff. *comica* Ehrenb., *Paleotextularia consobrina* Lip., *Hyporammina vulgaris* Raus., *Archaediscus* ex gr. *spirillinoides* Raus., *Tuberitina maljavkini* Mikh., *T. bulbacea* Gall. et Harl., *Archaesphera magna* Suleim., *A. minima* Suleim). По заключению А. С. Поспеловой, они характеризуют нижневизейские слои. Мощность осадочной толщи колеблется от 460 *м* на Ливановском участке до 650—700 *м* — на Ушсорско-Елтайском.

Несколько иное строение осадочной толщи турне — нижнего визе в верховье р. Мукрю-Аят. Здесь в ее основании залегают серые мелкозернистые массивные или толстослоистые сланцеватые известняки, содержащие фауну верхнего турне *Caninia antipovi* Stuck., *Spirifer* ex gr. *cinctus* Keys., *Productus sublaevis* Kon. Мощность известняков около 300 *м*. На известняках согласно залегают чередующиеся между собой кварцевые и кварц-полевошпатовые песчаники и глинистые сланцы с подчиненными прослоями глинисто-углистых сланцев и редкими прослоями углей мощностью до 0,4 *м*. Мощность песчано-сланцевой пачки не менее 200 *м*.

К отложениям этого же возраста можно отнести туфоалевролиты, выступающие среди среднедевонских полимиктовых песчаников по левому берегу р. Тобола, в 2,5 *км* выше пос. Прохоровки. В туфоалевро-

литах В. И. Матвеев (1951) обнаружил однообразную, но достаточно обильную фауну брахиопод, представленную двумя формами *Chonetes znamenskensis* Sok. и *Spirifer taidonensis* Tolm., по заключению Д. Д. Дегтярева, характерными для турнейского яруса. Взаимоотношений с подстилающими породами не наблюдалось, но можно предполагать наличие трансгрессивного налегания турнейских туфоалевролитов на отложения среднего девона.

Валерьяновская свита (C^{vl}). Породы валерьяновской свиты развиты чрезвычайно широко, но обнажены весьма слабо. На дневной поверхности породы свиты можно наблюдать в долине р. Тобола, у поселков Козыревки, Валерьяновки, Придорожного, Петровского, в районе оз. Кара-Сор и совхоза Покровского. На остальной площади своего развития они вскрыты многочисленными скважинами.

Валерьяновская свита представлена порфиритами основного состава и их туфами. Подчиненное положение в разрезе свиты занимают диабазы, спилиты, альбитофиры, туфы этих пород, а также известняки. Последние в виде прослоев и линз мощностью от нескольких сантиметров до нескольких десятков и даже сотен метров залегают как среди эффузивных, так и среди пирокластических пород.

В разрезе р. Тобола валерьяновская свита обнажается по обоим берегам реки между поселками Козыревка и Кызыл-Жар. Здесь она сложена фиолетово-серыми, серовато-бурыми, моноклинально падающими на запад плагиоклазовыми и пироксен-плагиоклазовыми порфиритами и их туфами с подчиненными спилитами, диабазами и альбитофирами. Среди однообразной порфирито-туфовой толщи выделяются два горизонта конгломератов. Один горизонт около пос. Кызыл-Жар сложен красновато-бурыми, падающими на запад, туфоконгломератами, обломочный материал которых представлен различными по составу эффузивами, туфами и редкими обломками известняков с брахиоподами и кораллами девонского возраста. Другой горизонт туфоконгломератов встречен в 2 *км* выше пос. Кызыл-Жар. Для этих туфоконгломератов характерна однородная галька размером до 10—12 *см,* представленная красно-бурыми плагиоклазовыми порфиритами.

Эффузивные породы образуют мощные покровы и характеризуются хорошо раскристаллизованной основной массой. Породы свиты прорваны многочисленными интрузиями диоритов, кварцевых диоритов, диоритовых порфиритов и связанными с ними жильными породами. Внедрением этих пород обусловлено образование метасоматических железорудных месторождений, а также широкое проявление контактового метаморфизма и метасоматоза. Этими процессами вызвано образование целой серии метаморфических и метасоматических пород, таких как роговики, мраморы и различные по составу скарны. Породы свиты обычно в той или иной степени изменены. Вторичные изменения обусловлены главным образом процессами эпидотизации, альбитизации и пелитизации.

Состав свиты выдержанный, и она без заметных изменений прослеживается по простиранию многочисленными скважинами на значительные расстояния. В пирокластических породах, развитых южнее долины р. Тобола, в различных местах встречены линзы и прослои известняков с фауной. Так, при разведке Козыревского месторождения магнетита в известняках была обнаружена микрофауна, определенная Н. П. Малаховой как визейская, а среди брахиопод Г. А. Симориным определены *Productus striatus* Fisch. и *Pr.* ex gr. *giganteus* Mart. В 9 *км* северо-западнее пос. Ушсорский скважиной вскрыто переслаивание туфов с известняками, из которых собраны брахиоподы — *Productus (Lino-*

productus) cf. *corrugatus* M'Coy, *Pr. (Echinoconchus) punctatus* Mart., Pr. *(Marginifera)* cf. *minutus* M.-W., *Squamularia lineata* Mart., *Chonetes* sp., *Athyris* cf. *variabilis* Möll., по заключению А. П. Ротая, характеризующие верхнее визе нижнего карбона.

К валерьяновской свите нами относятся известняки с фауной среднего визе, возможно, низов намюра, обнажающиеся по левому берегу р. Тобола, в 2,4 *км* выше пос. Придорожного. Здесь на известковистых песчаниках и известняках с фауной турне — нижнего визе залегают крепкие оолитовые известняки с фораминиферами, имеющие, по заключению К. В. Миклухи-Маклая, визейский возраст. Н. П. Малаховой (1951) из этих же известняков определены кораллы *Caninia* ex gr. *cylindrica* Scoup., *Clisiophyllum* sp. и фораминиферы, позволяющие отнести вмещающие породы к верхнему визе. В. П. Горский (1953) в верхней части этой толщи нашел колонию *Palaeosmilia* sp., которые встречаются в верхнем визе и главным образом в намюре. Здесь же им были собраны *Productus (Dictyoclostus)* cf. *atiquatus* Sow., *Pr. (Dictyoclostus)* cf. *leplayi* Vern., *Spirifer* sp. nov. (aff. *Sp. ubensis* Tschern.), *Choristites* sp., *Spiriferina* cf. *octoplicata* Sow., *Squamularia lineata* Mart., *Rhipidomella* sp., по заключению А. П. Ротая, указывающие на верхневизейский или намюрский возраст. Мощность описанной пачки известняков не превышает 400 *м*. Скважинами прослежено, что в северном направлении по простиранию эти слои известняков расщепляются и среди них появляются прослои туфов. На южном продолжении их, в 12 *км* восточнее пос. Шебендовского, в ядре синклинали на известняках с нижневизейской микрофауной рядом скважин вскрываются серые массивные известняки, включающие богатый комплекс фораминифер: *Parastaffella struvei* Moell., *P.* aff. *sublimis* Schlyk., *P.* ex gr. *staffelleaformis* N. Tschern., *Eostaffella parva* Moell., *E.* ex. gr. *mediocris* Viss., *E. prisca* Raus. et Reitl., *E.* ex gr. *mosquensis* Viss., *E.* cf. *proikensis* Raus., *E. parastruvei* Raus., *E. kasachstanica* Raus., *Endothyra* ex gr. *perfida* Leb., *E.* cf. *barzassiensis* Leb., *E.* aff. *tantilla* Schlyk., *E.* ex gr. *similis* Raus. et Reitl., *E.* ex gr. *brady* Mikh., *E.* ex gr. *globulus* Eichw., *E. prisca* Raus. et Reitl., *E. omphalota* Raus. et Reitl., *Archaediscus moelleri* Raus., *A.* ex gr. *krestovnikovi* Raus., *A.* aff. *convexus* Grozd. et Leb., *Cribrospira panderi* Moell., *Tuberitina maljavkini* Mikh., *Ammodiscus planus* (Moell.), *Paleotextularia consobrina* Lip. var. *intermedia* Lip., *P. gibbosa* Orb. var *minima* Lip., *Tetrataxis* sp., *Clemacammina deckerelloides* Lip., *Hyperammina vulgaris* Raus., *Forschia michailovi* Dain. и др., которые характеризуют, по заключению А. С. Поспеловой, средневизейский подъярус. Здесь же, выше средневизейских известняков, в одной скважине вскрыты серые трещиноватые известняки, из которых А. П. Ротаем определены брахиоподы намюрского яруса *Schizophoria* aff. *juresanensis* Tsch., *Linoproductus* aff. *undatus* Defr., *Marginifera* aff. *lasovensis* Rot., *Productus (Antiquatonia) khemenkovi* Jan., *Pr. (Urushtenia)* cf. *pseudomedusa* Tschern., *Pr. (Krotovia)* sp. indet. (напоминает *Pr. (Krotovia) karpinskianus* Jan.), *Pugnax* sp., *Spirifer turgaicus* sp. nov. Rotay (aff. *Sp. panderiformis* Kut.), *Sp. gratus* sp. nov. Rotay (aff. *Sp. quadriradiatus* Vern.), *Sp. quadriradiatus* Vern., *Martinia* cf. *glabra* Mart., *M.* sp. (cf. *M. simensis* Tschern.), *M. orbiculatus* Gemm., *Squamularia lineata* Mart., *Dielasma globosa* Kon, *D.* cf. *saccula* Mart., *Donella turgaica* sp. nov. Rotay (очень похожа на *Pugnax uta* Marson или *P. explanata* M'Chesn. Сходна также с *P. granum* Tschern.).

Средневизейский — намюрский возраст валерьяновской свиты подтверждается данными, полученными А. С. Поспеловой (1957), которая

изучая микрофауну из известняков Сарбайского, Соколовского и Качарского железорудных месторождений (приуроченных к валерьяновской свите, к северу от рассматриваемой площади), обнаружила в них комплекс фораминифер, свойственных среднему — верхнему визе и нижнему намюру. Мощность валерьяновской свиты более 1500 *м*.

Средний отдел (C_2)

Трансгрессивно и несогласно на различных горизонтах нижнего карбона залегают красноцветные полимиктовые конгломераты, песчаники и сланцы. Эти отложения в виде сравнительно неширокой полосы почти меридионального простирания прослеживаются восточнее Ливановского разлома.

В обнажениях по р. Тоболу, у пос. Придорожного видно, что красноцветную толщу слагают крупногалечные, местами валунные, конгломераты, переслаивающиеся с разнозернистыми песчаниками и, реже, песчанистыми аргиллитами. У западной окраины пос. Придорожного конгломераты рассечены жилой диабазов северо-западного простирания. В конгломератах размеры галек колеблются от долей сантиметров до глыб в 40—50 *см* в поперечнике. Наиболее крупные гальки и глыбы сложены известняками. В гальках присутствуют почти все интрузивные, эффузивные, осадочные и метаморфические породы, развитые в районе: серпентиниты, габбро, кварцевые диориты, гранодиориты, диабазы, спилиты, порфириты, туфы, кварциты, песчаники, различные по составу метаморфические сланцы и в большом количестве известняки. В гальках и глыбах известняков К. И. Дворцовой (1936), Д. Д. Дегтяревым (1951), Г. А. Смирновым [11] и нами встречены фаунистические остатки, характеризующие среднедевонские, верхнедевонские и нижнекаменноугольные отложения. Наиболее молодыми породами, находящимися в гальках конгломератов, оказались известняки с фораминиферами михайловских слоев окского подъяруса визейского яруса.

В 4 *км* ниже пос. Придорожного, на левом берегу р. Тобола, в береговых обнажениях, протягивающихся на 450 *м*, прослеживаются красноватые и зеленоватые тонкослоистые алевролиты и аргиллиты, переслаивающиеся с подчиненными мелкозернистыми песчаниками, слагающими, по-видимому, нижнюю часть разреза красноцветной толщи. Такие же породы нами были вскрыты шурфами на левом берегу р. Тобола, в 2,2 *км* выше пос. Придорожного, в непосредственной близости от известняков валерьяновской свиты. Возраст красноцветной толщи большинством исследователей как в пределах рассматриваемой территории, так и в других местах восточного склона Южного Урала рассматривается как средний карбон. Однако не исключена возможность, что нижние ее горизонты принадлежат еще верхам нижнего карбона.

Впервые на разновозрастность различных частей красноцветной толщи указал Г. А. Смирнов [11], считавший, что нижняя часть разреза красноцветов, представленная переслаиванием аргиллитов и песчаников, относится к верхам визейского, намюрскому и башкирскому ярусам, а верхняя часть разреза, сложенная конгломератами, песчаниками и аргиллитами, — низам московского яруса.

Полученные нами данные подтверждают вывод Г. А. Смирнова о разновозрастности красноцветной толщи. Однако нижнюю границу образования красноцветов, по нашим данным, следует считать не древнее средины или даже верхов намюрского яруса, поскольку они согласно перекрывают породы валерьяновской свиты. Такие взаимоотношения наблюдались автором на р. Тоболе, выше пос. Придорожного, и север-

нее рассматриваемого района, на р. Арчаглы-Аят, у пос. Маслоковецкого. Мощность красноцветной толщи не менее 800—900 *м*.

Интрузивные породы

В пределах рассматриваемого района встречаются разнообразные по составу и возрасту интрузивные породы. Определение их возраста затруднено, так как мы располагаем только нижней возрастной границей, к тому же не всегда достоверной. Интрузивные образования залегают среди различных по возрасту пород — от верхнепротерозойских до каменноугольных включительно, имея, как правило, активные контакты. Среди интрузивных образований с некоторой долей условности могут быть выделены три интрузивных комплекса: нижне- и среднепалеозойский, нижне- или среднекаменноугольный и верхнепалеозойский.

Нижне- и среднепалеозойский интрузивный комплекс представлен Мариинской интрузией. Это крупное интрузивное тело площадью около 250 *км*^{2}, которое в пределы рассматриваемой территории входит своей восточной частью. Т. А. Смирнова (1953), детально изучавшая всю интрузию, отмечает ее зональное строение. Она выделяет три зоны: 1) западную краевую, сложенную роговообманковыми диоритами и кварцевыми диоритами; 2) центральную, сложенную слегка разгнейсованными плагиогранитами и гранитами; 3) восточную краевую, сложенную гнейсовидными, местами рассланцованными кварцевыми диоритами ($\delta\gamma Pz_{1-2}$). Возраст Мариинской интрузии до настоящего времени однозначно не определен. Н. Ф. Мамаев (1947) склонен относить время ее образования к позднему девону, Н. А. Хорев (1957) — к позднему палеозою, Г. А. Смирнов и Т. А. Смирнова [12] рассматривают ее как досреднедевонскую. По возрасту эта крупная интрузия, по-видимому, сложная. Образование ее обязано ранне- и среднепалеозойским интрузивным циклам. Раннепалеозойский возраст, по крайней мере восточной части интрузии, подтверждается присутствием слюдоносных пегматитов, как правило, свойственных древним интрузиям. Весьма сходные по составу пегматиты связаны с гранитами Наслединского массива (соседний к западу Брединский район), для которых определен абсолютный возраст, равный 499 млн. лет, что соответствует среднему кембрию. Более молодой среднепалеозойский возраст интрузии (скорее всего центральной ее части) подтверждается материалами Н. Ф. Мамаева (1947), который отмечает, что живетские известняки у пос. Андреевского несут признаки контактового метаморфизма, выразившегося в образовании скарнированной зоны с рудопроявлениями магнетита.

Нижне- или среднекаменноугольный интрузивный комплекс. Интрузивные породы этого возраста широко распространены в различных частях района. К ним относятся многочисленные интрузии ультраосновных и основных пород, а также интрузии, сложенные разнообразными породами среднего состава. Производные ультраосновного состава и габбро встречаются почти всегда совместно, что свидетельствует о принадлежности их к одному комплексу. Сопровождающие их гранитоиды имеют с ними активные контакты и образуют жило- или дайкообразные внедрения, что свидетельствует о более молодом их возрасте. Однако можно полагать, что эти различия в возрасте не выходят за пределы одного интрузивного цикла.

Инструзия ультраосновных (σC_{1-2}) и основных пород (νC_{1-2}) обычно приурочены к зонам разломов и только в районе пос. Шебендовского не обнаруживают связи с тектоническими нарушениями. Группа инструзий, контролируемая Джетыгаринским разломом, сложена в основном серпентинизированными перидотитами ряда гарцбургитов, реже

дунитами. Пироксениты обособляются в виде шлировых выделений, главным образом меридионального простирания.

Другая группа интрузий, контролируемая Тобольским разломом, располагается среди силурийских образований и имеет сложный состав. В этих интрузиях преобладают габброиды, а серпентинизированные дуниты, пироксениты и серпентиниты занимают подчиненное положение. От ультраосновных пород к габбро существуют постепенные переходы.

Для всех ультраосновных пород характерна глубокая степень метаморфизации, проявлявшаяся в серпентинизации, лиственитизации и отальковании. Габбро повсеместно изменено в габбро-амфиболит. Как серпентиниты, так и основные породы в значительной степени катаклазированы и рассланцованы. В пределах наиболее крупных массивов (Аккаргинского, Джетыгаринского, Притобольского и др.) сохранились значительные участки древней коры выветривания, с которой связаны проявления никеля и кобальта. К аподунитовым серпентинитам Джетыгаринского и Притобольского массивов, кроме того, приурочены месторождения хромитов.

Время внедрения ультраосновной и основной магмы определяется следующими данными: самыми молодыми осадочными породами, прорванными ультраосновными и основными породами, являются фаменские известняки (у пос. Леонидовка) и песчано-сланцевые отложения турне — нижнего визе (в северо-западной части района). К востоку от пос. Денисовки среди серпентинитов одноименного массива нами наблюдались ксенолиты спилитов валерьяновской свиты визе — намюра. По сведениям К. И. Дворцовой, Н. Ф. Мамаева, Е. А. Мазиной, в смежных районах ультраосновные породы имеют активные контакты с известняками визе. Кроме того, в песчано-конгломератовой толще среднего карбона нами встречены редкие гальки серпентинитов и габбро, что указывает на размыв этих интрузий в среднем карбоне.

Таким образом, видно, что внедрение пород габбро-перидотитовой формации происходило на границе раннего и среднего карбона. К. И. Дворцовой [4] в конгломератах верхнего девона, развитых у пос. Аккарга, в 1948 г. была обнаружена галька серпентинитов. На основании этого она время образования Аккаргинской ультраосновной интрузии связывает с более ранними каледонскими движениями. Однако изучение Е. А. Мазиной тяжелой фракции описанных выше конгломератов (устное заявление) показало полное отсутствие в шлихе минералов, свойственных ультраосновным породам (хромит и др.). В свете этих противоречивых данных в настоящее время вопрос о возрасте Аккаргинского ультраосновного массива однозначно не может быть решен.

Интрузивные образования среднего состава ($\delta\mu - \gamma\delta C_{1-2}$) встречены в Барамбаевском и Милютинско-Джетыгаринском массивах, в Ново-Ильиновской, Адаевской и Кулы-Кульской группах массивов, а также в ряде мелких интрузий в центральной и восточной частях района. Первые два массива расположены в пределах Джетыгаринской тектонической зоны, остальные — в Валерьяновской и частично в Денисовской тектонических зонах. Этот интрузивный комплекс отличается пестротой состава пород и структурными разновидностями, среди которых преобладают порфировидные разности.

Барамбаевский массив расположен в юго-западной части района, к востоку от пос. Аккарга. Он имеет узкую вытянутую форму и приурочен к ядру крупной антиклинальной складки. По составу массив неоднородный, он сложен различными породами от габбро-норитов до гранодиоритов, представляющих собой дифференциаты единой магмы. В строении массива принимают участие главным образом порфиро-

видные разности пород среднего состава, обогащенные кварцем (плагиограниты), переходящие в краевых частях в породы; обогащенные калиевым полевым шпатом при сохранении такой же основности плагиоклаза, содержания кварца и структурных особенностей (порфировидные гранодиориты и кварцевые диориты). По западному контакту массива с вмещающими верхнепротерозойскими — нижнепалеозойскими образованиями наблюдаются контактовые метасоматические породы эпидото-кварцевого и альбито-кварцевого составов.

Милютинско-Джетыгаринский массив кулисообразно примыкает с запада к Барамбаевскому массиву. Форма массива удлиненная, с узким пережимом южнее г. Джетыгара, около рудника Поповка. Он имеет сложное строение. Южная часть его сложена преимущественно гранодиоритами, центральная — кварцевыми диоритами и гранодиоритами и северная — плагиогранитами. Среди гранодиоритов центральной зоны в виде меридионально вытянутых участков различных размеров (длиной до 4,5 *км*) выступают более метаморфизованные, чем остальные породы массива, соссюритизированные кварцевые диориты и диориты, контакты которых с вмещающими их гранодиоритами резкие. Местами в соссюритизированных диоритах и кварцевых диоритах имеются внедрения гранодиоритов, что свидетельствует о более древнем, чем нижне- или среднекаменноугольном, возрасте.

На контактах гранитоидов Милютинско-Джетыгаринского массива, юго-западнее г. Джетыгара, среднедевонские эффузивы и их туфы подвергались значительному изменению с образованием амфиболитов и эпидотовых пород. На контактах с ультрабазитами Джетыгаринского массива возникают тальковые, талько-хлорито-карбонатные, эпидотовые, везувиановые и лиственитизированные породы, образующие сложные взаимные переходы друг в друга.

С многочисленными кварцевыми жилами, представляющими жильные выделения Барамбаевской и Милютинско-Джетыгаринской интрузий, связана золоторудная и сульфидная минерализация.

Петрографическое изучение пород Барамбаевского и Милютинско-Джетыгаринского массивов показало, что для пород обоих массивов существуют общие черты: одинаковая основность плагиоклазов, высокое содержание кварца, единая последовательность кристаллизации главных минералов, образование пертитов замещения во всех разностях пород, содержащих калиевый полевой шпат (кварцевые диориты, гранодиориты). Общность этих свойств позволяет установить генетическое единство обоих массивов и родство с описываемыми ниже гранитоидными интрузиями, для которых четко устанавливается раннее среднекаменноугольный возраст внедрения.

Массивы восточной части района пространственно распадаются на ряд групп в направлении с севера на юг: Ново-Ильиновская, Адаевская и Кулы-Кульская группы, расположенные соответственно в районе поселков Валерьяновки — Куиндыкуль, в окрестностях пос. Уразкопа и восточнее пос. Жаильма. Все эти массивы, как правило, слабо обнажены. Они вскрываются скважинами и оконтуриваются по геофизическим данным. Каждая группа массивов состоит из 3—4 и более отдельных тел, размеры которых колеблются от 1—2 до 25—30 *км*^{2}. По петрографическим особенностям эти интрузии совершенно тождественны и, по-видимому, имеют единый магматический очаг. Массивы сложены в основном диоритовыми и кварцевыми диоритовыми порфиритами, порфировидными кварцевыми диоритами и гранодиоритами. Диоритовые и кварцевые диоритовые порфириты обычно слагают мелкие интрузии или крае-

вые части более крупных тел, центральные зоны которых сложены кварцевыми диоритами, реже гранодиоритами. Вокруг рассматриваемых массивов имеются ясные контактовые ореолы термально и метасоматически измененных пород — роговиков, мраморов и скарнов.

Морфологически названные три группы массивов имеют один характерный признак — эрозией вскрываются апикальные части интрузий, в то время как Барамбаевский и Милютинско-Джетыгаринский массивы, расположенные в более западной тектонической зоне, имеют глубокий эрозионный срез. Это подтверждается как составом и структурой пород, так и общей тектонической жизнью района.

Внедрение магмы среднего состава, образовавшей описанные массивы, следует приурочить к границе раннего и среднего карбона. Нижний возрастной предел определяется наличием активных контактов с валерьяновской свитой. Верхняя возрастная граница устанавливается находками кварцевых диоритов, гранодиоритов, диоритовых порфиритов и других пород среднего состава в гальках конгломератов среднего карбона.

Верхнепалеозойский интрузивный комплекс представлен Джетыгаринским и Бисембаевским массивами микроклиновых гранитов (γPz_3). Первый из них расположен на левобережье р. Тобола, несколько западнее пос. Коломенского, другой — к западу от пос. Калиновки. Граниты порфировидной структуры состоят из плагиоклазов ряда олигоклаз и олигоклаз-альбита, кварца, микроклина и биотита. Порфировые выделения достигают 3 *см* в длину и представлены микроклином и редкими ксеноморфными зернами кварца. В гранитах прекрасно выражена горизонтальная пластовая отдельность.

Свежий облик плагиоклазов, отсутствие катаклаза в микроклиновых гранитах позволяют считать время их образования более поздним, чем кварцевых диоритов, гранодиоритов и диоритовых порфиритов ранне- и среднекаменноугольного интрузивного цикла. Скорее всего внедрение этих гранитов связано с мощной фазой складчатости в конце карбона, которой среднекаменноугольные отложения были смяты в довольно крутые складки. Однако не исключена возможность их более молодого возраста. Так, Н. Ф. Мамаев, Д. С. Штейнберг и др. рассматривают подобные граниты на Среднем Урале (Кунашакский район, Султаевский массив) как наиболее молодые из верхнепалеозойских.

Тектоника

Складчатый фундамент северо-западной части Тургайского прогиба характеризуется зональным (блоковым) строением. Зоны отделены друг от друга крупными дизъюнктивными нарушениями значительной амплитуды. Каждая зона имеет сложное геологическое строение (рис. 2). В фундаменте рассматриваемой части прогиба по характеру нарушенности и степени метаморфизма могут быть выделены два структурных этажа: первый — сложенный верхнепротерозойскими и нижнепалеозойскими образованиями, которые интенсивно метаморфизованы и смяты в крутые и опрокинутые складки; второй — сложенный отложениями среднего и верхнего палеозоя, собранными в нормальные складки и в различной степени метаморфизованными. Наиболее характерной особенностью строения допалеозойских и палеозойских отложений является в общем меридиональная или близкая к меридиональной направленность образованных ими структур.

Формирование складчатых структур протекало в основном в два этапа — каледонский и герцинский. Проявление докаледонских складчатых движений завуалировано позднейшим складкообразованием и

может лишь с некоторой долей условности угадываться в структурах мариинской свиты верхнего протерозоя.

Каледонские и герцинские движения, помимо пликативных дислокаций, состояли в образовании большого количества дизъюнктивных нарушений. Наиболее крупными из них являются Тобольский и Ливановский глубинные разломы.

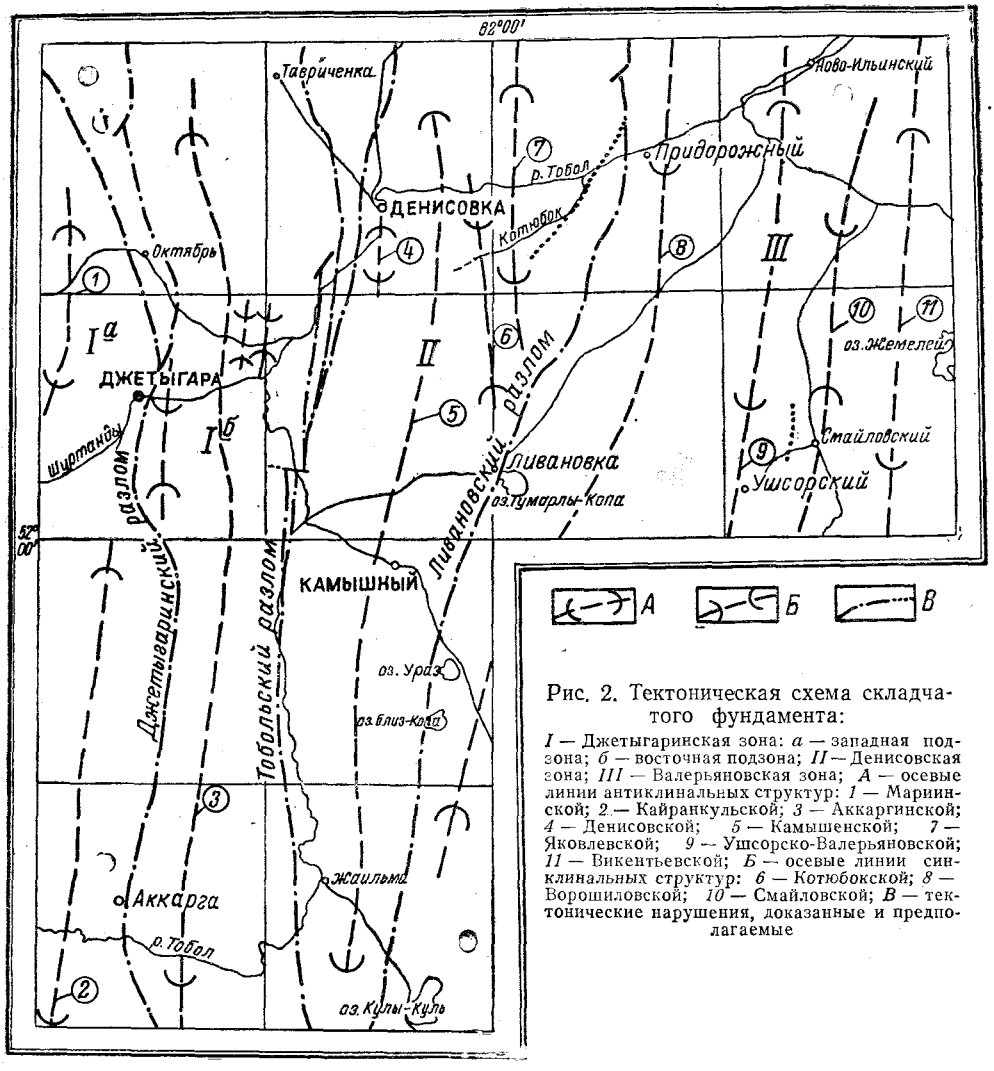


Рис. 2. Тектоническая схема складчатого фундамента:

I — Джетыгаринская зона: *а* — западная подзона; *б* — восточная подзона; *II* — Денисовская зона; *III* — Валерьяновская зона; *А* — осевые линии антиклинальных структур: *1* — Мариинской; *2* — Кайранкульской; *3* — Аккаргинской; *4* — Денисовской; *5* — Камышенской; *7* — Яковлевской; *9* — Ушсорско-Валерьяновской; *11* — Викентьевской; *Б* — осевые линии синклинальных структур: *6* — Котюбокской; *8* — Ворошиловской; *10* — Смайловской; *В* — тектонические нарушения, доказанные и предполагаемые

Тобольский разлом протягивается почти в строго меридиональном направлении вдоль р. Тобола и в настоящее время прослежен более чем на 600 *км*. В зоне разлома соприкасаются породы верхнего протерозоя — нижнего палеозоя с силурийскими и девонскими породами. Особенно четко разлом прослеживается от пос. Денисовки до пос. Жаильмы. Здесь в зоне разлома зажаты узкие полосы силурийских и девонских отложений, а также к ней приурочены многочисленные интрузии ультрабазитов.

Ливановский разлом протягивается от одноименного поселка в северо-восточном и юго-западном направлениях и уходит за пределы района. На юге, у оз. Айке, он смыкается с Тобольским разломом. По

данным многочисленных скважин Ливановским разломом приведены в соприкосновение образования силура и среднего девона с различными горизонтами каменноугольной системы. Геологические данные, послужившие основой для выделения этого разлома, подтверждаются геофизическими материалами (сейсмопрофилированием, гравиметровой и магнитной съемками).

Тобольским и Ливановским разломами северо-западная часть прогиба делится на три тектонические зоны. П. С. Галкин (1953) с запада на восток выделяет Джетыгаринскую, Денисовскую и Валерьяновскую зоны.

Джетыгаринская зона располагается западнее Тобольского разлома. Она имеет западную и восточную подзоны, разделенные так называемым Джетыгаринским разломом и причленяющимся к нему, севернее г. Джетыгара, тектоническим нарушением сбросового характера, по которому соприкасаются кварциты и гнейсы верхнего протерозоя и кварцевые диориты Мариинской интрузии с силурийскими и нижнекаменноугольными образованиями. Разлом проходит в нерасчлененных верхнепротерозойских — нижнепалеозойских образованиях, поэтому судить о величине его амплитуды нет достаточных данных. Однако приуроченность к нему ультраосновных пород, для которых разлом является подводящим каналом, указывает на его значительную глубину.

Наиболее древними породами, принимающими участие в строении западной подзоны, являются кварциты, гнейсы и амфиболиты верхнего протерозоя, которые слагают крупную брахиантиклинальную складку. Ядро этой структуры занято Мариинской интрузией кварцевых диоритов. В пределы рассматриваемого района попадает часть восточного крыла этой структуры. По берегам р. Джилкуар видно, что восточное крыло складки круто запрокинуто на восток под углом 70—80°. На общем фоне крупного антиклинального поднятия развита мелкая и сложная складчатость. Простирание мелких складок обычно меридиональное, иногда изменяется на широтное. Падение крыльев западное под углом от 45 до 85°. Складки, как правило, запрокинуты на восток.

В западной подзоне девонские отложения залегают на глубоко эродированной поверхности верхнепротерозойских — нижнепалеозойских отложений. Они образуют синклинальные складки, часто запрокинутые на восток.

Восточная подзона в общем плане представляется в виде крупной антиклинальной складки меридионального простирания, западное крыло которой осложнено Джетыгаринским разломом. В ядре этой складки залегают Джетыгаринский и Бисембаевский гранитные и Барамбаевская гранодиоритовая интрузии. Восточное крыло складки срезается Тобольским разломом, западное — сбросовым нарушением. В строении этой крупной структуры принимает участие главным образом однообразная сланцевая толща верхнего протерозоя — нижнего палеозоя. В разрезе р. Джилкуар эти отложения имеют довольно выдержанное северо-северо-западное простирание (340—360°).

Породы смяты в сравнительно небольшие, обычно несколько запрокинутые к западу складки второго порядка с крутыми западными (70—85°) и более пологими восточными (25—50°) крыльями. Н. Н. Пихтовникова и М. И. Райкова (1946) выделяют в этих породах четыре синклинальные складки. Наиболее крупная из них фиксируется между пос. Рысай и конефермой, что в 6 *км* ниже пос. Забеловского. Три небольшие складки наблюдаются в районе развалин аула Яман. Выше по течению р. Джилкуар, у пос. Забеловского эти отложения имеют крутое восточ-

ное падение и собраны в изоклинальные сомкнутые складки, опрокинутые к западу с падением крыльев под углом до 80—85°.

На западном крыле крупной антиклинальной складки наблюдаются отложения ордовика, несогласно лежащие на образованиях верхнего протерозоя — нижнего палеозоя, и породы венлока — лудлова, по-видимому, трансгрессивно залегающие на ордовике. Отложения турне — нижнего визе известны в северо-западном углу листа, где они лежат с угловым несогласием на размытой поверхности ордовика и верхнего силура.

В целом для Джетыгаринской зоны характерно большое количество интрузий ультраосновного, среднего и кислого составов, прорывающих верхнепротерозойские, нижнепалеозойские, силурийские и нижнекаменноугольные образования. С внедрением этих интрузий связаны довольно интенсивные контактовые изменения, широкое ожелезнение вмещающих пород и наличие целого ряда металлических полезных ископаемых.

Денисовская зона располагается восточнее Джетыгаринской. С запада она ограничена Тобольским, с востока — Ливановским разломами. Наиболее широкое участие в строении зоны принимают силурийские отложения. Отложения ландовери — низов венлока смяты в сравнительно пологие, широкие, асимметричные складки. Западные крылья складок обычно круче и падают под углом до 70°, а восточные — 40—50°. Крылья складок осложнены плойчатостью и небольшими подвижками.

Образования венлока — лудлова смяты в мелкие, крутые, часто поставленные на голову и запрокинутые к западу складки. Эти породы, как правило, брекчированы и сильно перемяты.

Девонские отложения приурочены к краевым частям зоны и залегают или на крыльях крупных положительных структур, или зажаты в виде узких полос в тектонических зонах.

В общем структурном плане силурийские породы образуют довольно крупную антиклиналь, в ядре которой выходят отложения ландоверского — низов венлокского ярусов. С юго-запада к ней примыкает широкая брахиантиклиналь, сложенная вулканогенно-осадочными образованиями венлокского и лудловского ярусов. Эти две крупные положительные структуры разделяются узким прогибом, ось которого проходит по линии Ливановка — Котюбокский К этому прогибу приурочены Котюбокский лавовый покров нижнекаменноугольного возраста и небольшие участки, сложенные осадками эйфельского яруса в районе пос. Шебендовского. Брахиантиклиналь испытывает погружение на север, но севернее р. Тобола шарнир ее резко поднимается, и на поверхности выступают более древние осадки нижнего силура.

С востока силурийские образования трансгрессивно перекрываются осадками среднего девона и срезаются Ливановским разломом.

Простирание пород в Денисовской зоне близко к меридиональному и колеблется от 340 до 10°. Характерной особенностью этой зоны является присутствие многочисленных интрузий ультраосновных и основных пород. Большинство массивов имеет вытянутую в меридиональном направлении форму, совпадающую с простираниями осадочных и вулканогенных пород. Несколько западнее пос. Петровского можно предполагать наличие довольно крупной трещины, по которой происходило излияние лав в раннекаменноугольную эпоху. На рассматриваемой территории этот лавовый покров имеет ограниченное распространение, но севернее, за ее пределами, аналогичными эффузивами слагается крупный Александровский массив.

Валерьяновская зона, ограниченная с запада Ливановским глубинным разломом, на востоке уходит за границу района. Сложена исключи-

тельно каменноугольными образованиями. Вскрывающаяся по долине р. Тобола часть разреза каменноугольных образований показывает, что они смяты в пологие складки меридионального или близкого к нему простирания. Крылья складок падают под углом 35—50°. Около восточной окраины пос. Козыревка и в районе пос. Валерьяновка наблюдаются дизъюнктивные нарушения небольшой амплитуды.

В Валерьяновской зоне могут быть выделены структуры первого порядка: положительные — Ушсорско-Валерьяновская и Викентьевская, отрицательные — Ворошиловская и Смайловская.

Ворошиловская синклиналь на западе ограничена зоной Ливановского разлома, на востоке — Ушсорско-Валерьяновской антиклиналью. Широкая полоса осевой части Ворошиловской синклинали выполнена породами верхнего палеозоя. В направлении на юг наблюдается поднятие шарнира складки, что хорошо видно на примере развития верхнепалеозойских конгломератов.

Западное крыло синклинали осложнено складками второго порядка. Так, вдоль Ливановского разлома фиксируются небольшие антиклинальные складки, в ядрах которых выходят отложения турне — нижнего визе. На широте оз. Аксу-Куль западное крыло синклинали осложнено широтным сдвигом, амплитуда которого достигает 800 *м*.

Ушсорско-Валерьяновская антиклиналь представляет собой широкую, пологую складку, осложненную складками второго порядка и дизъюнктивными нарушениями. Наиболее древними породами, слагающими ядро складки, являются осадки турне — нижнего визе, вскрытые в районе пос. Елтай-Ушсорского. К северу, востоку и западу свод антиклинали погружается под породы валерьяновской свиты среднего — верхнего визе — намюра. Угол падения крыльев вторичных складок, судя по керну, колеблется от 30 до 70°. К северной части антиклинали приурочен ряд массивов кварцевых диоритов и диоритовых порфиритов, представляющих собой апикальную часть единого крупного массива.

Смайловская синклиналь — неширокая складка, расположенная между Викентьевской и Ушсорско-Валерьяновской антиклиналями. Выполнена она породами валерьяновской свиты.

Викентьевская антиклиналь, расположенная к востоку от Ушсорско-Валерьяновской антиклинали (примерно по линии аул Куржункуль — пос. Шаракуль), сложена осадочными породами турне — нижневизейского возраста.

Геологическая история района

О событиях, относящихся ко времени формирования образований, условно отнесенных к верхнему протерозою, известно очень мало. Можно лишь заметить, что к началу палеозоя комплекс докембрийских пород был глубоко метаморфизован и собран в систему сомкнутых складок, в основном меридионального простирания, которое не является строго выдержанным и изменяется иногда до широтного. В прилегающих районах широтная складчатость в гнейсах описана К. И. Дворцовой [4] на Тобол-Кумакском водоразделе.

Несколько более полные данные имеются о событиях позднего протерозоя — раннего палеозоя. В это время происходило накопление морской песчано-глинистой толщи, сопровождаемое временами вулканической деятельностью. На границе ордовика и силура в связи с проявлением таконской фазы эти породы были смяты в складки. С этой же

---

* В 1959 г. в пределах этой зоны в ядрах антиклинальных складок были вскрыты палеонтологически охарактеризованные верхнедевонские осадки.

фазой, возможно, следует связывать внедрение кварцевых диоритов Мариинской интрузии. Результатом таконской фазы складчатости явилось, по-видимому, кратковременное поднятие и образование суши, так как отложения нижнего ландовери в районе пока не установлены.

К началу среднего ландовери территория района являлась составной частью огромного открытого бассейна, покрывавшего всю Урало-Тянь-шаньскую геосинклиналь.

В течение среднего и позднего ландовери и начала венлока на дне морского бассейна в сравнительно спокойной обстановке отлагались слоистые глины и пески с граптолитами. К концу этого века намечается оживление вулканической деятельности, на что указывают маломощные прослои туфов и плагиоклазовых порфиритов, приуроченных к верхней части разреза этой толщи.

В венлоке — лудлове, т. е. во время формирования вулканогенно-осадочной толщи, в связи с активизацией вулканической деятельности обстановка на дне моря значительно усложнилась. Многочисленные вулканы покрывали всю площадь наших исследований. Лавовые потоки не только изливались на дне моря, но и образовывали многочисленные межпластовые интрузии в непосредственной близости от поверхности морского дна. Этими процессами верхние, еще не уплотненные, податливые пласты туфового материала сминались в сложные складки. В результате этого верхняя свита силура оказалась более сильно перемятой, нежели подстилающая ее граптолитовая свита. В периоды затухания вулканической деятельности отлагались пески и глины, а в наиболее благоприятных условиях — и известняки. Судя по характеру осадков, силурийский морской бассейн в общем был неглубоким и скорее всего представлял прибрежную зону.

В начале девона в связи с колебательными движениями район превратился в сушу, просуществовавшую вплоть до конца раннего девона.

В эйфельский век (возможно, с конца кобленцского) отмечается широкая трансгрессия моря, осадконакопление в котором продолжалось вплоть до раннего карбона включительно. Судя по характеру осадков и фауне, эйфельское море было неглубоким. В нем происходило накопление конгломератов, полимиктовых песчаников и мергелей. В это же время в западной части района (район Джетыгара и западнее) слабо проявилась вулканическая деятельность. Некоторое углубление морского бассейна наблюдается в живетский и франский века, когда отлагались известняки значительной мощности. Во франский же век в западной части района (район Аккарги) отмечается небольшое поднятие, приведшее к некоторому обмелению бассейна и, возможно, возникновению островов.

В фаменский век на отдельных участках поднятия продолжаются. На таких площадях фиксируются конгломераты и песчаники (район рудника Аккарга), на соседних же площадях продолжается отложение известняков (поселки Мечетный и Леонидовка).

В турнейский век отлагались известняки и прибрежно-лагунные фации углистых аргиллитов и песчаников.

В конце ранневизейского времени в районе возобновилась вулканическая деятельность. Вначале вулканизм проявился в обогащении терригенных осадков верхней части турне — нижневизейской осадочной толщи большим количеством пеплового материала. Позднее, в средне- и поздневизейское время, произошли излияния лав андезито-базальтового состава и мощные выбросы туфов. Излияние лав и выбросы туфов происходили на дне моря, о чем свидетельствуют линзы известняков, на-

личие фауны среди туфов, шаровая текстура лав и т. п. Оно происходило, вероятно, не только через узкие каналы, но и по мощным тектоническим трещинам и разрывам. О трещинном типе излияний свидетельствует форма излившихся массивов, вытянутая параллельно главным тектоническим разломам. Одним из основных подводящих каналов для нижнекаменноугольных лав, по-видимому, являлся Ливановский глубинный разлом. Затухает вулканическая деятельность только в намюре.

На границе раннего и среднего карбона проявилась мощная судетская фаза герцинского тектогенеза, с которой связаны регрессия моря и общее поднятие рассматриваемой территории. Открытое палеозойское море навсегда покидает пределы западного борта Тургайского прогиба. Этой складчатой фазой девонские и нижнекаменноугольные отложения оказались смяты в складки почти меридионального простирания. С процессами складчатости тесно связано мощное проявление интрузивной деятельности.

По образовавшимся ослабленным зонам глубинных разломов, заложенных ранее, вначале внедрялась магма ультраосновного и основного составов, а в более позднюю фазу этого же цикла произошло внедрение средней магмы. По трещинам, параллельным простиранию глубинных разломов, происходило внедрение основной магмы, которая, не достигнув поверхности земли, застывала, образуя крупные дифференцированные, вытянутые в меридиональном направлении массивы основных и ультраосновных интрузивных пород. Внедрение средней магмы, последовавшее вслед за внедрением основной, привело к образованию гипабиссальных интрузивных тел неправильной формы и различных размеров. В Джетыгаринской зоне эти интрузии обнаруживают более глубокий эрозионный срез по сравнению с интрузиями Валерьяновской зоны, на что указывают структурные особенности пород, слагающих эти массивы. Этот факт находится в тесной связи с общим тектоническим строением района. Уже сформировавшиеся к началу герцинского орогенеза тектонические зоны по-разному реагировали на последующие проявления складчатостей. Так, западные блоки в послепалеозойское время преимущественно являлись приподнятыми участками размыва, в то время как восточные — областями накопления осадков.

Поднятие страны, связанное с судетской фазой, обусловило интенсивное проявление эрозии. Основная часть продуктов размыва выносилась за ее пределы — скорее всего на запад. Внутри горной страны грубообломочный материал отлагался в наиболее пониженных участках. Таким участком в рассматриваемом районе являлась площадь Ворошиловской синклинали, где сохранилась довольно мощная толща обломочного материала, в составе которого встречаются самые разнообразные по составу и возрасту осадочные и вулканические породы. В более позднее время происходило накопление песчано-глинистых отложений. Процесс накопления этих осадков прекратился, по-видимому, к началу перми в связи с новыми, довольно мощными горообразовательными процессами, в результате которых эти отложения оказались собранными в относительно крутые складки.

В дальнейшем в перми, триасе, юре и частично раннем мелу происходила пенепленизация страны с образованием мощной коры выветривания. В меловое и кайнозойское время в связи с общим опусканием Тургайского прогиба, которое в центральных районах прогиба началось раньше (по-видимому, в юре), бо́льшая часть площади развития допалеозойских и палеозойских пород оказалась перекрытой плащом рыхлых осадков.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бер А. Г. Геологические исследования в верхней части бассейна р. Тобол. Изв. ВГРО, 1932, вып. 90.

2. Бойцова Е. П., Мазина Е. А., Михайлов Б. М., Овечкин Н. К. Геология юго-западной части Тургайского прогиба. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., 1955, т. 5.

3. Водорезов Г. Н. Южные Мугоджары. Геология СССР, т. XX. ч. 1, Госгеолиздат, 1941.

4. Дворцова К. И. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист М-41-I, изд. ВСЕГЕИ, 1951.

5. Кассин Н. Г. Материалы по палеогеографии Казахстана. Изд. Ин-та геол. наук АН КазССР, 1947.

6. Краснопольский А. А. Геологические исследования в бассейне г. Тобол. Горный журнал, 1899, вып. XX.

7. Мазина Е. А. Геологическое строение палеозойского фундамента северной части Тургайского прогиба. Тр. объединенной Кустанайской научной сессии, т. II. 1958.

8. Мамаев Н. Ф. Палеозой средней части бассейна р. Аят на Южном Урале. Сов. геология, 1949, сб. 39.

9. Мамаев Н. Ф. Докембрий и нижний палеозой Брединского района на Южном Урале. Информ. бюл. Уральск. геол. управл., 1958, № 2(8).

10. Меглицкий, Антипов А. 2-й. Геогностическое описание южной части Уральского хребта, исследованной в течение 1854—1855 гг. Горный журнал, 1857, № 3—4; 1858, № 2—3.

11. Смирнов Г. А. Материалы к палеогеографии палеозоя Урала. К познанию толщи красноцветных конгломератов песчаников и сланцев верхнего палеозоя восточного склона Урала. Тр. Горно-геол. ин-та Уральского фил. АН СССР, 1956, вып. 24.

12. Смирнов Г. А. и Смирнова Т. А. О возрасте гранитных интрузий Урала. Докл. АН СССР, 1953, т. XC, №. 6.