

М. А. КАМАЛЕТДИНОВ

ПОКРОВНЫЕ
СТРУКТУРЫ
УРАЛА



ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА ·

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

БАШКИРСКИЙ ФИЛИАЛ

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

551.24

М. А. КАМАЛЕТДИНОВ

ПОКРОВНЫЕ
СТРУКТУРЫ
УРАЛА



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1974



1126

Покровные структуры Урала. М. А. Камалетдинов. М., «Наука», 1974 г.

В монографии на основании анализа нового фактического материала доказывается покровная и чешуйчато-надвиговая структура Урала. Рассматривается строение и формирование надвигов, шарьяжей и пликативных дислокаций, масштабы их проявления и роль в общей структуре складчатой области. Кратко описывается геологическая история Урала.

Книга рассчитана на геологов, занимающихся тектоникой складчатых областей, а также студентов геологических вузов.

Илл. 96, библи. 648 назв.

*Светлой памяти
моего деда
Исхака Муртазовича
Камалетдинова
посвящаю*

ВВЕДЕНИЕ

Дискуссия между фиксистами и мобилистами является одним из наиболее знаменательных событий геологии нашего столетия.

Фиксизм, как известно, предполагает существование в земной коре лишь вертикальных движений, считая, что те или иные комплексы пород извечно находятся на месте своего образования, испытывая лишь поднятия и опускания. Мобилизм, напротив, признает возможность горизонтальных перемещений блоков земной коры, в том числе и целых континентов на большие расстояния, в сотни и тысячи километров. Спор между сторонниками этих двух противоположных концепций о тектонических движениях, сформировавших на нашей планете складчатые горные пояса, континенты и океаны, ведется уже давно.

Еще во времена М. В. Ломоносова изменения древних климатов земного шара объясняли двумя разными причинами. Одни ученые это явление связывали с перемещением «великих частей земного шара», т. е. материков, другие с изменением в пространстве положения земной оси. Касаясь вопроса о находках теплолюбивых животных и растений в Сибири и в Европе, М. В. Ломоносов в знаменитом сочинении «О слоях земных», писал: «...пускай слоны могли до наших мест достигнуть, будучи животное великое и к дальним путешествиям способное, как бы они погребены ни были; но большего удивления достойны морские черепакожные, к переселению и переведенству не удобные гадины, кои находят окаменелые на сухом пути в горах, лежащих к северу, где соседственные моря их не производят; но родят и показывают воды, лежащие под жарким поясом в знатном количестве. Еще чуднее, что в холодных климатах показываются в каменных горах следы трав индейских, с явственными начертаниями, уверяющими о подлинности их породы. Сии наблюдения двояко изъясняют испытатели природы. Иные полагают бывшие главные земного шара превращения, коими великие его части перенесены с места на место чрезвычайным насильством внутреннего подземного действия. Другие приписывают нечувствительному наклонению всего земного глобуса, который во многие веки перемещает расстояние эклиптики от полюса» (Ломоносов, 1763, 1949, стр. 91—92).

Б. Л. Личков (1935) отмечает, что в 1658 г. Пласе опубликовал книжку, в которой доказывал, что Америка отделилась океаном, отодвинувшись от Старого света после «всемирного потопа». В 1800 г. Александр Гумбольдт высказывал предположение, что Ноев ковчег мог плавать по Атлантическому океану, «который в ту пору был чем-то вроде русла огромной реки» (Д. Тарлинг, М. Тарлинг, 1973). В 1858 г. первую реконструкцию расположения материков на конец палеозоя с мобилистских позиций дал Снейдер-Пеллигрини, который, основываясь на сходстве ископаемых растений в месторождениях угля в Европе и Северной Америке, доказывал, что эти материки сначала не были разделены Атлантикой.

Несмотря на то, что мысль о перемещении материков весьма стара, мобилизм как научно обоснованная гипотеза в геологии возник лишь после знаменитых работ А. Вегенера (Wegener, 1915, 1928) и Ф. Тейлора (Taylor, 1910), наиболее полно разработавших идею дрейфа континентов и связавших с этими движениями происхождение складчатых поясов Земли. За короткий срок мобилизм широко распространился среди геологов и геофизиков, но дальнейшая судьба его оказалась сложной и весьма драматичной. Уже в конце тридцатых годов против идеи континентального дрейфа были выставлены возражения, казавшиеся в то время неопровержимыми (Stille, 1939; Kober, 1942; Willis, 1944; Jeffreys, 1959; Тетяев, 1934; Шатский, 1946; Белоусов, 1954; Шейнманн, 1956, и др.). В качестве главного из них указывалось на открытие геофизиками зон глубокофокусных землетрясений, прослеживающихся вдоль краев континентов и погружающихся под них до глубин 400—750 км. Присутствие таких сейсмически активных зон было сочтено несовместимым с построениями Вегенера. Вследствие этого большинством ученых гипотеза мобилизма была признана несостоятельной.

Между тем в последние годы палеомагнитными наблюдениями, бурением и драгированием дна океанов, геофизическими, геодезическими и климатологическими исследованиями, а также изучением структуры складчатых областей получены новые доказательства существования крупных горизонтальных движений в земной коре (Кропоткин, 1949, 1958, 1961; Бубнов, 1960; Пейве, 1965, 1969; Храмов и др., 1965; Холмс, 1949; Goguel, 1952; King, 1953, 1958; Gutenberg, 1956; Du Toit, 1957; Maack, 1957; Kraus, 1959; Wilson, 1963; Hamilton, 1970, и др.).

Эти данные позволили Р. Дитцу (Dietz, 1961) и Г. Хессу (Hess, 1962) выступить с гипотезой растекания дна океанов; У. Морган (Morgan, 1968) и Ле Пишон сформулировали основные положения «тектоники плит», а Б. Изакс, Дж. Оливер и Л. Сайкс (Isaaks, Oliver, Sykes, 1968) — «новой глобальной тектоники».

В результате указанных работ мобилизм был «воскрешен» в несколько измененном виде, получившем наименование неомобилизма. При этом в отличие от классического варианта предполагается, что перемещается не сиалический фундамент материков по базитовому субстрату, а горизонтальные движения испытывают крупные плиты литосферы с впаянными в них континентами по поверхности астеносферы.

Важнейшим результатом изучения океанов явилось установление большого сходства развитых здесь комплексов пород с формациями эвгеосинклинальных областей геологического прошлого (Пейве, 1969; Пейве и др., 1971; Dietz, 1963; Hess, 1964; Theyer, 1969; Dewey, Bird, 1971, и др.)¹. Это позволило возвратиться к принципу актуализма, имеющему важное значение для достоверного восстановления геологической истории нашей планеты. Разумеется, что не все ученые признают существование в земной коре крупных горизонтальных движений.

Резкая критика положений неомобилизма содержится в последних работах В. В. Белоусова (1970); И. В. Кирилловой и Б. А. Петрушевского (1973); Ю. М. Шейнманна (1973); А. А. Мейергоффа (Meyerhoff, 1970); А. А. Мейергоффа и С. Тейчерта (Meyerhoff, Teichert, 1971); А. А. Мейергоффа и Х. А. Мейергоффа (A. Meyerhoff, H. Meyerhoff, 1972) и др.

Особая роль при решении вопросов теоретической геотектоники принадлежит изучению складчатых областей. Здесь наиболее четко зафиксированы разнообразные тектонические дислокации горных пород, происхождение которых разные исследователи объясняют по-разному (с мобилистских или фиксистских позиций), что вызывает споры.

¹ Еще Э. Ог предполагал, что Атлантический океан представляет современную геосинклиналь (Og, 1933).

Многие годы ведется дискуссия и о происхождении складчатой структуры Урала. Как известно, в начале тридцатых годов нашего столетия большой популярностью пользовалась идея покровного строения Уральского хребта, которая в дальнейшем не получила признания и большинством геологов была отвергнута. Е. А. Кузнецов отмечал, что одной из главных причин этого явилось отсутствие «документальных доказательств в пользу многих выдвинутых взглядов..., результаты же, высказанные в виде отдельных идей, не подкрепленных фактическими материалами, естественно вызывают ряд сомнений и возражений» (Кузнецов, 1937, стр. 639).

Спустя более 30 лет после «низвержения» покровной гипотезы анализ накопленных геологических данных позволил автору настоящих строк в ряде статей (Камалетдинов, 1962, 1965, 1968, 1970, 1971, 1972; Камалетдинов, Кудашев, 1968; Камалетдинов, Казанцева, 1970, 1971, и др.) вернуться к проблеме шарьяжного строения Урала. Сейчас крупные надвиги и тектонические покровы описаны во многих районах Урала (Селиверстов и др., 1969; Плюснин, 1969; Гафаров, 1970; Казанцева, 1970; Руженцев, 1971; Пейве и др., 1971; Романов, 1971; Смирнов и др., 1972; Козлов, 1972; Расулов, 1973, и др.).

Однако представления о покровном строении этой области до сих пор еще не получили должного признания. В последних сводных работах по геологии Урала (Геология СССР, т. XII, 1969, т. XIII, 1964) о существовании здесь шарьяжей вообще не упоминается.

Структуру Урала различные исследователи сейчас трактуют по-разному, в результате этого имеется множество противоречивых представлений, затрудняющих понимание даже наиболее общих закономерностей строения хребта. Между тем от правильной расшифровки его тектоники зависит решение не только важных теоретических проблем, но также оценка перспектив его недр на многие полезные ископаемые.

Учитывая изложенное, автор счел актуальным рассмотрение на основе анализа новых данных главных особенностей тектоники Урала и истории его геологического развития.

Работа эта не претендует на подробное и систематическое описание всех структур, автор пытался осветить лишь наиболее важные, с его точки зрения, проблемы строения Урала, и, по возможности, наметить вероятные пути их решения. При этом особое внимание уделено доказательству покровной структуры Урала. Более подробно описываются Южный и Средний Урал, где автором проведены многолетние полевые исследования. Приведенный в работе материал получен в основном геологическими съемками и глубоким бурением, произведенными Стерлитамакской геолого-поисковой конторой под руководством автора и при его непосредственном участии (1953—1968 гг.), а также исследованиями, выполненными в Институте геологии Башкирского филиала АН СССР (1969—1973 гг.). Кроме того, использованы данные научных и производственных работ других организаций и исследователей.

В полевых исследованиях вместе с автором в разные годы принимали участие А. А. Мансуров, К. Н. Утопленников, В. Н. Курбатов, И. А. Якупов, И. М. Засядчук, Ю. Н. Швынденков, Ю. В. Казанцев, Т. Т. Казанцева, Р. А. Камалетдинов, В. К. Шихмуратов и другие геологи.

В процессе выполнения работы автор пользовался консультациями А. В. Пейве, П. Н. Кропоткина, А. Л. Яншина, Д. В. Наливкина, Н. А. Штрейса, Г. А. Смирнова и Б. М. Келлера. Ряд вопросов обсуждался с В. Д. Наливкиным, Р. А. Гафаровым, Н. И. Мешалкиным, Б. М. Юсуповым, С. В. Руженцевым, А. С. Перфильевым и И. А. Хайретдиновым. Всем перечисленным лицам автор глубоко признателен. Автор также благодарен М. Ф. Усачевой за большой труд по графическому оформлению монографии.

Геологические карты и схемы ориентированы с севера на юг; в других случаях стороны света показаны стрелками.

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ТЕКТНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА УРАЛЕ

История изучения тектоники Урала достаточно четко делится на несколько периодов, отличающихся один от другого как объемом и качеством выполненных исследований, так и теми основными теоретическими положениями, которые брались в качестве исходных при их проведении.

ПЕРВЫЙ ПЕРИОД

Сведения, содержащиеся по тектонике Урала в трудах естествоиспытателей XVIII и начала XIX столетия (Паллас, 1773; Герман, 1801; Лепехин, 1802; Менге, 1830; Розе, 1845, и др.), в настоящее время имеют лишь исторический интерес.

В те годы в геологии безраздельно господствовала плутоническая гипотеза Ломоносова — Хеттона, считавшая главным источником всех тектонических движений — внутренний огонь планеты. Касаясь вопроса образования горных хребтов, М. Ломоносов в своем сочинении «О слоях земных» писал: «Сила, поднявшая таковую тяжесть (горные породы — М. К.), ничему... приписана быть не может, как господствующему жару в земной утробе». Этим силам отводилась главная роль и в формировании Уральского хребта.

Из ранних исследований рассматриваемого периода наиболее полные данные по тектонике Урала содержатся в работе Г. Е. Щуровского «Уральский хребет в физико-геогностическом и минералогическом отношении», вышедшей в 1841 г. Согласно представлениям того времени, Г. Е. Щуровский считал, что на всем протяжении Урал «...составляют две формации, наслойно-кристаллическая (метаморфическая) и граувакковая (силурийская), поднятые гранитами и порфирами» (Щуровский, 1841, стр. 148). У подножия Урала им была выделена не смятая в складки пенеенская формация, впоследствии переименованная Р. Мурчисоном в пермскую систему. Возраст формации им был правильно определен как послекаменноугольный и сделан вывод о том, что «Уральский хребет может быть одновременного происхождения только с самыми древними кряжами, или, точнее сказать, с теми, которых восстановление предшествовало осадению пенеенской формации» (стр. 149).

Важные сведения о тектонике Урала содержатся в труде Р. Мурчисона (1848), который отмечал, что в строении западного склона Урала принимают участие породы силурийского, девонского и каменноугольного возраста, смятые в складки и разорванные сбросами. Он впервые отметил, что в ряде районов пласты горных пород имеют опрокинутое залегание: «...явления, заслуживающие полного внимания геологов, выведенные через исследования гор Уральских, состоят в частом превратном склонении пластов по смежной хребетной оси; вследствие этого формации юнейшего возраста сменяются в восходящем порядке осажденными ранее их» (Мурчисон, 1848, стр. 95). Отметим, что опрокинутое залегание слоев к тому времени было хорошо известно в

Альпах, где оно еще в 1796 г. было установлено швейцарским геологом де-Соссюром.

Согласно Р. Мурчисону, «...хр. Уральский был выдвинут над лоном первобытного океана в эпоху, весьма отдаленную, непосредственно последовавшую за образованием угольного известняка».

Таким образом, в середине прошлого столетия возраст Уральского хребта оказался выявленным достаточно точно. Кроме того, в его пределах было установлено существование всех известных к тому времени геологических систем палеозоя, за исключением кембрийской, открытой на Урале лишь в тридцатых годах нашего столетия.

После работ Мурчисона долгое время крупные систематические исследования здесь не проводились. Лишь в 1854—1865 гг. Меглицким и Антиповым (1857) изучалась геология бассейнов Урала и Сакмары, в результате чего на р. Кураган были обнаружены палеонтологически охарактеризованные силурийские отложения. Этими работами заканчивается первый этап изучения тектоники Урала, в течение которого были выявлены в первом приближении самые общие черты строения этого горного сооружения.

ВТОРОЙ ПЕРИОД

Развитие горнорудного дела на Урале требовало более глубокого познания его недр. В 1881 г. создается Геологический комитет, призванный впоследствии сыграть важную роль в изучении геологии этого хребта. С целью составления геологической карты десятиверстного масштаба комитет принимает решение о проведении здесь планомерных геологических съемок.

Среди работ этого периода наиболее ярко выделяются исследования А. П. Карпинского, впервые высказавшего мнение о существовании в районе Уфимского амфитеатра подземного выступа докембрийского фундамента Русской платформы (Карпинский, 1883). Последний, по представлению названного исследователя, явился упором горообразовательным движениям, шедшим с востока, и вызвал здесь дугообразный изгиб складчатости Урала. Таким образом, А. П. Карпинский был первым, кто отметил большую роль в формировании структуры Урала сил горизонтального сжатия. Большинство же геологов в то время считало, что структура хребта образована главным образом вертикальными движениями земной коры.

Весьма наглядно взгляды этого периода на строение Урала отображены на геологической карте 139-го листа и профилях к ней, составленных в 1889 г. Ф. Н. Чернышевым. Западный склон Южного Урала им показан как складчатая область, осложненная крутыми разломами, образующими систему горстов и грабенов.

Теоретические представления геологов конца XIX в. все еще находились под властью плутонических идей и в особенности гипотезы «кратеров поднятий» Леопольда фон Буха. Вслед за Ломоносовым и Хеттоном он считал, что горные хребты обязаны своим возникновением восходящим движениям огненно-жидких масс, расширяющих и взламывающих осадочную оболочку Земли. Однако время безраздельного господства этих представлений неотвратимо уходило в прошлое. Они оказались не в состоянии объяснить сложную складчатую структуру Альп, Гималаев, Аппалач и других горных областей.

В Западной Европе и в Северной Америке со второй половины XIX столетия умы исследователей начала завоевывать новая контракционная гипотеза развития Земли, наиболее полно сформулированная Эли-Де-Бомоном (1852), Эдуардом Зюссом (1875) и Джеймсом Дэна (1873).

Согласно этой гипотезе, считалось, что участки земной коры разной жесткости при сморщивании, связанном с сокращением радиуса Земли при ее остывании, должны подвергаться складчатости разной интенсивности. Поэтому, само собой разумелось, что существуют горные хребты как с энергично проявленной, так и со слабой недоразвитой складчатостью. К последним и был отнесен С. Бубновым в тридцатых годах нашего столетия Урал (Bubnoff, 1926). Обобщив накопленный к тому времени фактический материал, С. Бубнов пришел к выводу, что для Урала свойственна малая интенсивность складчатости. Он полагал, что здесь можно допускать существование лишь небольших надвигов, но следы покровной тектоники отсутствуют.

Работой С. Бубнова, подытожившей знания по тектонике Урала, заканчивается второй этап изучения этой области. Он характеризуется вначале развитием плутонических идей, а позже привлечением для объяснения образования Уральских гор гипотезы тепловой контракции.

ТРЕТИЙ ПЕРИОД

В первые же годы после образования Советского государства, несмотря на царившие в то время разруху и голод, геологи с величайшим воодушевлением принялись за исследовательскую работу. На Урале вскоре были обнаружены новые факты, которые повлекли за собой возникновение новых идей о его тектоническом строении.

В 1923 г. А. Н. Заварицкий обратил внимание на значительную роль в структуре Урала небольших надвигов и предложил иную интерпретацию разрезам, составленным Ф. Н. Чернышевым для района хр. Каратау. В 1926 г. Е. А. Кузнецов и Е. Е. Захаров на восточном склоне Среднего Урала выделили ряд надвигов и крупных сдвигов, обязанных своим происхождением, по мнению авторов, влиянию горста Карпинского. Почти одновременно с идеей широкого развития на Урале пологих надвигов и покровных структур выступил Г. Н. Фредерикс (1927, 1930, 1932). Он установил, что в бассейне р. Чусовой в ряде мест отложения каменноугольного и более древнего возраста залегают на артинских в форме надвигов и останцов тектонических покровов. Анализируя тектоническую карту Урала, Г. Н. Фредерикс приходит к выводу о наличии на Урале крупных покровов перекрытия типа альпийских шарьяжей. Он считает, что «...собственно весь Урал представляет собой сложный чешуйчатый покров перекрытия, надвинутый с востока на пермский автохтон» (Фредерикс, 1927). Работы А. Н. Заварицкого, Е. А. Кузнецова и Г. Н. Фредерикса оказали огромное влияние на дальнейшую эволюцию тектонических идей, ознаменовав собой начало одной из самых ярких страниц в истории геологии Урала.

Урал становится ареной оживленных научных дискуссий, приковавших к себе внимание многочисленных исследователей. Е. А. Кузнецов по этому поводу впоследствии писал: «идеи Г. Н. Фредерикса всколыхнули геологический мир, и исследователи Урала стали обращать внимание на явления, ускользавшие от них ранее. Разгорелись жестокие споры, вызванные разногласием в толковании фактов, но тем не менее, если в значительной мере идеи Г. Н. Фредерикса и не подтвердились, то все же сыграли большую роль в истории исследования Урала» (Кузнецов, 1937, стр. 638).

Действительно, как выяснилось в дальнейшем, построения Фредерикса не всегда основывались на достаточно надежных и проверенных фактах. Это объясняется отчасти тем, что геология Урала в то время оставалась еще очень слабо изученной: отсутствовала качественная геологическая карта, не имелось достаточно обоснованных схем стратиграфии палеозоя и докембрия.

Что же побудило Г. Н. Фредерикса решиться на столь кардинальный пересмотр тектоники Урала при явном недостатке фактического материала, подтверждающего его взгляды? Ответ на этот вопрос, вероятно, может быть найден, если вспомнить, что в то время структурная геология в развитых странах Европы и Северной Америке достигла больших успехов. В первой половине XX в. многие складчатые области были детально изучены в связи с интенсивной добычей каменного угля и разработкой рудных месторождений. Появились крупные исследования по структурной геологии. Особенно тщательно была изучена Альпийская зона складчатости, где обычными дислокациями оказались крупные надвиги, многокилометровые шарьяжи и огромные лежащие складки.

Новый поток геологической информации оказал необычайно сильное влияние на формирование теоретических воззрений многих геологов-современников; не остался в стороне и Г. Н. Фредерикс, энергично отстаивавший гипотезу покровного строения Урала.

В начале тридцатых годов надвиги разными авторами были обнаружены во многих районах Урала. О. Ф. Нейман-Пермякова (1931, 1937 и др.) выявила серию чешуйчатых надвигов в силуро-девонских отложениях Нижне-Сергинского завода и в смежных зонах Уфимского амфитеатра. Амплитуда этих нарушений, по ее мнению, составляет не менее 30—35 км. О. Л. Абакумовой (1931) были описаны останцы покровных структур в бассейне рек Сатка и Ай.

Севернее, на границе Среднего и Северного Урала (бассейны Верхней Печоры, Уньи, Вишеры и Косьвы) А. А. Чернов (1931) установил, что верхнесилурийские и девонские породы надвинуты на известняки визейского яруса. В более северных районах Урала крупные надвиги были отмечены В. А. Варсанюфьевой (1934), А. В. Хабаковым и другими исследователями, а в самой южной части Урала, в Каргалинских горах — А. Л. Яншиным (1932).

В 1932 г. в печати одновременно появились статьи А. Д. Архангельского и А. А. Блохина, в которых решительно отстаивалась покровная гипотеза строения Урала.

Основываясь на анализе общей геологической карты Урала и сводке имеющихся литературных данных, А. Д. Архангельский приводит доводы в пользу чешуйчато-надвигового строения всего Уральского хребта. Он указывает, что своеобразная зональная структура Урала обязана своим происхождением крупным покровным надвигам, развитым вдоль стыков этих зон. Он писал: «Каково происхождение покровной структуры, мы пока еще не знаем, но нам представляется, что покровы не могут быть рассматриваемы как шарьяжи альпийского типа. По всей вероятности, мы имеем здесь дело с покровами скальвания, возникшими значительно позже варисцийской горообразовательной эпохи, в древне-киммерийскую фазу складчатости в процессе формирования складок, в достаточно уже жесткой и не способной к настоящим пликативным дислокациям среде» (Архангельский, 1932, стр. 111).

Западный склон Южного Урала А. А. Блохиным (1932) делится на две части: западную (автохтон) и восточную (аллохтон), резко отличающиеся друг от друга как по комплексу развитых отложений, так и по своему тектоническому строению.

В 1937 г. надвиги на западном склоне Среднего Урала были описаны Е. А. Кузнецовым. В 1939 г. вышла в свет сводная геологическая карта Урала, на которой нашли частичное отражение представления о сложном строении этой области — было изображено большое количество «красных линий», обозначающих разрывные нарушения.

Работы, в которых развивалась идея покровного строения Урала, коренным образом ломали старые привычные представления о его тектонике как сравнительно простом горном сооружении, и поэтому многими геологами были встречены с недоверием. На страницах геоло-

гических изданий стали появляться статьи с критикой этих идей. Еще в 1928 г. А. Н. Иванов писал: «...ввиду того, что нигде не наблюдается ясно выраженных надвигов, тем более таких грандиозных перекрытий, следы которых во всяком случае были бы где-нибудь ярко выражены,— надо признать, что картина постепенного затухания складчатости к западу является более вероятной, а теория шарьяжей не может уложиться в рамки твердо установленных в тектонике Западного Урала фактов» (Иванов, 1928, стр. 72). Работами ряда исследователей (Иванов, Васильев, 1929; Дингельштедт, 1933; Львов, Олли, 1935; Житомиров, 1936) были обнаружены ошибки и неточности в стратиграфических и тектонических построениях Г. Н. Фредерикса, О. Л. Абакумовой, А. А. Блохина и других сторонников шарьяжной гипотезы.

Исследования в Симской мульде показали, что она представляет синклиналь, а не поднятие, выступающее в тектоническом окне среди более древних пород аллохтона, как думал Г. Н. Фредерикс. Выяснилось, что на западном склоне Среднего Урала породы серебрянской серии верхнего рифея, неправильно сопоставлявшиеся Г. Н. Фредериксом с терригенными фациями артинского яруса, обнажаются не в тектонических окнах среди девонских отложений, а слагают ядра антиклинальных структур. Касаясь одной из статей, где приводится такая ошибочная синхронизация разновозрастных толщ (Фредерикс, Зенченко и др., 1933), А. И. Олли не без возмущения писал: «...при рассмотрении составленной ими геологической карты, которую с большим основанием можно было бы назвать попыткой картографического изображения покровной гипотезы, с полной очевидностью выступает сравнительно простое складчатое строение района. Приходится только изумляться такой степени ослепления людей собственными гипотезами, что они перестают видеть и понимать самые простые вещи на собственных геологических картах. Подробный разбор всей работы этих геологов не имеет никакого смысла, и можно лишь отметить в качестве курьеза, что здесь ими вновь делается попытка параллелизации артинских песчаников с серебрянской серией, т. е. с древними толщами. Для чего им понадобилась попытка реставрации этого анахронизма — понять совершенно невозможно» (Олли, 1948, стр. 46).

Были обнаружены неточности и в стратиграфических построениях А. А. Блохина, повлекшие неверные представления о структуре западного склона Южного Урала. В составе верхнего докембрия он, как известно, выделял лишь ашинскую, миньярскую и катавскую свиты, а более древние толщи, обнажающиеся восточнее, считал многократно повторяющимися в надвиговых чешуях разновозрастными образованиями (Блохин, 1939). Был установлен верхнедевонский, а не силурийский, как считал А. А. Блохин (1932), возраст пород зилаирской серии; было выяснено нормальное осадочное, а не тектоническое происхождение конгломератов зиянчуринской свиты верхнего карбона и т. д.

Ошибки, выявленные в работах «написстов»¹, сильно скомпрометировали идею покровного строения Урала и вызвали ожесточенную дискуссию между сторонниками и противниками покровной гипотезы. Эта дискуссия показала, что в геологии Урала существует множество спорных проблем теоретического и практического характера, выявила ряд принципиальных вопросов, требующих своего незамедлительного решения.

В связи с составлением новой сводной геологической карты Урала возникла настоятельная необходимость проверки и окончательной оценки гипотезы покровного строения Урала. С этой целью Геологическим институтом Академии наук СССР летом 1940 г. на Урал была

¹ Так стали называть сторонников шарьяжной гипотезы.

направлена крупная группа геологов в составе А. Н. Заварицкого, Е. А. Кузнецова, С. Н. Иванова, Е. Е. Захарова, С. А. Кашина, И. Д. Соболева, В. С. Коптева-Дворникова, Б. М. Сергиевского, Н. И. Спасского, О. А. Воробьевой и других исследователей, которым было поручено ознакомиться на местах с фактами, послужившими основанием для выделения на Урале крупных надвигов и покровных структур. Участниками экспедиции были осмотрены многие разрезы Южного и Среднего Урала, но нигде не было обнаружено несомненных доказательств существования надвигов и шарьяжей. А. Н. Заварицкий после этой экспедиции писал, что большинство надвигов, показанных на геологических картах Е. А. Кузнецова, тектонических картах А. Д. Архангельского, а также на сводной геологической карте Урала, не являются доказанными, так как ни один из них не удалось наблюдать непосредственно в поле. Автор указывает, что во всех работах, где описываются надвиги и шарьяжи, «...отсутствуют доказательства, основанные на объективном изложении фактов, которые можно наблюдать» (Заварицкий, 1941, стр. 57).

Одновременно с критикой взглядов Е. А. Кузнецова выступил С. Н. Иванов (1941), а также ряд других авторов. Вскоре после этого и сам Е. А. Кузнецов в предисловии к монографии «Тектоника Среднего Урала» писал, что «...вопрос о покровной структуре Урала как типичной форме отпал» (Кузнецов, 1941, стр. 3).

В 1945 г. Н. С. Шатский в «Очерках тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала» еще раз подчеркнул недоказанность многих надвигов, изображенных на геологических картах Урала. Он отмечает, что «...существование общих и главенствующих над вертикальными напряжениями тангенциальных сил на Урале должно быть поставлено под сомнение» (стр. 53). Развивая идею унаследованного развития крупных структур, происходящего с верхнепротерозойского времени до эпохи варисской складчатости, Н. С. Шатский указывает, что установление точной стратиграфии рифейского комплекса «заставляет окончательно отказаться от гипотезы крупных шарьяжных перекрытий на западном склоне Урала» (стр. 61).

Отрицательное отношение, высказанное многими исследователями, в том числе крупнейшими авторитетами, к идее покровного строения Урала сильно поколебало веру геологов в возможность существования здесь подобных структур.

В годы расцвета волюнтаризма в науке фиксистские представления были признаны как единственно правильные. В вузовских курсах идеи мобилизма стали подвергаться остракизму, а в геологических изданиях «инакомыслящим» был закрыт доступ к публикациям.

В то же время многие факты, приведенные в доказательство шарьяжного строения Урала, так и не смогли получить удовлетворительного объяснения с иных позиций и, следовательно, не могли считаться опровергнутыми. К ним относится четкое зональное строение всего Уральского хребта, резкий стык фаций палеозоя и докембрия вдоль границ зон, существование изолированных выходов эвгеосинклинальных пород на западном склоне Урала, крупные надвиги, выявленные в окрестностях г. Чусового и ряд других.

Итак, несмотря на то, что в вопросах тектоники Урала еще оставалось много неясного и нерешенного, тем не менее победа в научном споре была признана за фиксистами. Представления о покровном строении Урала оказались осужденными и полностью отвергнутыми. О надвигах и шарьяжах в дальнейшем стали упоминать лишь как о некогда существовавших заблуждениях, явившихся легковерной данью несостоятельной мобилистской гипотезе.

ЧЕТВЕРТЫЙ ПЕРИОД

Отдельные сведения о надвиговых дислокациях все же изредка появлялись в печати, хотя им отводилась резко подчиненная роль в общей складчатой структуре Урала.

Так, в 1950 г. в бассейне р. Чусовой надвиги были описаны В. Д. Наливкиным, который отмечает, что точка зрения Фредерикса на структуру этого района «имела под собой некоторое основание... хотя огромные шарьяжи, переместившие породы на десятки километров в районе г. Чусового отсутствуют» (Наливкин, 1950, стр. 154).

Данные о чешуйчатых надвигах и изоклинальной складчатости в Лемвинской зоне Полярного Урала были опубликованы К. Г. Войновским-Кригером (1945). Сведения о существовании надвигов имеются и в других работах. Но везде, согласно существовавшим в то время взглядам, подчеркивается, что надвиги представляют собой локальные явления, не характерные для Уральского складчатого сооружения в целом.

Структура Урала до сих пор многими исследователями рассматривается как система крупных горстов, флексур и ступеней или обширных антиклинориев и синклинориев, образованных вертикальными движениями земной коры (Белоусов, 1962; Сычева-Михайлова, 1962; Соболев, 1963, 1968; Геология СССР, т. XIII, 1964; т. XII, 1969; Эз, Гафт, Кузнецов, 1965; Оффман, Буш, 1972, и др.). На изданных в последние годы геологических картах и разрезах к ним Урал изображен в виде серии смятых в складки высоко поднятых блоков, разделенных разломами и крутыми флексурами. П. Е. Оффман и Э. А. Буш считают, что «важнейшими элементами тектоники западного склона Урала являются флексуры, ступени, валы и грабены» (Оффман, Буш, 1972, стр. 21).

По В. В. Эзу, Д. Е. Гафт и Б. И. Кузнецову, западный склон Южного Урала имеет ступенчатое строение: «...в пределах каждой ступени на поверхность выведены отложения некоторого стратиграфического интервала, которые на других погребены под более молодыми толщами или, наоборот, уничтожены денудацией. На фоне этих крупных ступеней развиты осложняющие их более мелкие структурные формы» (Эз и др., 1965, стр. 22). Авторы выделяют также ряд горстовых поднятий: «...факты заставляют решительно склониться к выводу, что массив Крака (по крайней мере в южной части) представляет собой горст неправильных очертаний, расположенный прямо в осевой части Северо-Зилаирского синклинория и занимающий почти всю его ширину» (там же, стр. 52). Такое же строение они предполагают для Сакмарской зоны, а также нижне- и среднедевонских известняков, обнажающихся на Большом Ике.

Все эти тектонические построения удивительно близко напоминают старые взгляды Ф. Н. Чернышева на структуру Южного Урала, подвергшиеся в свое время справедливой критике со стороны А. Н. Заварицкого.

В последние годы важную роль в познании тектоники Урала сыграли геологические съемки и глубокое бурение, проведенные нефтяными организациями Башкирии. Этими работами было впервые доказано существование крупных надвигов и покровных структур на ряде площадей Среднего и Южного Урала (Камалетдинов, 1962, 1965, 1968; Камалетдинов, Кудашев, 1968). Позже покровные надвиги были обнаружены и в других районах Урала (Селиверстов и др. 1969; Плюснин, 1969; Пейве и др., 1971; Романов, 1971; Смирнов и др., 1972).

Новые данные о структуре Урала не согласуются с фиксистскими представлениями, глубоко укоренившимися за последние 2—3 десятилетия, и настоятельно требуют их пересмотра.

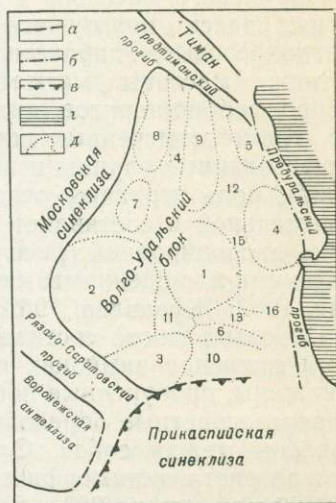
ТЕКТОНИКА

Урал¹ — крупная линейная складчатая система земного шара. Разделяя Европу и Азию, он прослеживается в меридиональном направлении от Мугоджарских гор до Северного Ледовитого океана, на расстоянии более 2500 км. В тектоническом отношении он располагается в западной зоне обширной Урало-Монгольской подвижной области варисского возраста.

В современном денудационном срезе обнажена часть складчатой области шириной до 400 км, большая же ее восточная зона скрыта под чехлом мезо-кайнозойских платформенных образований Западно-Сибирской низменности.

Рис. 1. Схема расположения основных структурных элементов в пределах восточной части Русской платформы (по Чепикову, 1967, с дополнениями автора)

- | | |
|--|--|
| <p><i>а</i> — границы крупных структурных элементов;</p> <p><i>б</i> — западная граница Предуральского прогиба;</p> <p><i>в</i> — борт Прикаспийской синеклизы;</p> <p><i>г</i> — западный склон Урала;</p> <p><i>д</i> — границы структурных элементов в пределах Волго-Уральского блока.</p> <p>Структуры (цифры на карте).</p> <p>Своды:</p> <p>1 — Татарский,</p> <p>2 — Токмовский,</p> <p>3 — Жигулевско-Пугачевский,</p> <p>4 — Башкирский,</p> <p>5 — Камский.</p> <p>Погребенные своды:</p> <p>6 — Оренбургский,</p> <p>7 — Котельничский,</p> | <p>8 — Сыктывкарский,</p> <p>9 — Немско-Лойненский.</p> <p>Впадины:</p> <p>10 — Бузулукская,</p> <p>11 — Мелекеская,</p> <p>12 — Верхнекамская.</p> <p>Погребенные грабенообразные впадины (авлакогены) фундамента:</p> <p>13 — Сергиевско - Абдуллинская (по палеозойским отложениям выражена неотчетливо),</p> <p>14 — Казанско - Кажимский прогиб (по палеозойским образованиям зона Вятских поднятий,</p> <p>15 — Бирская седловина,</p> <p>16 — юго-восточный склон платформы</p> |
|--|--|



Мощные тектонические движения, сформировавшие Уральские горы, вовлекли в сферу кардинальной структурной перестройки большую территорию и проявились на значительную глубину, захватив кристаллический фундамент, «базальтовый» слой и верхнюю мантию. Они явились отражением глобальных движений земной коры, образовавших современную структуру не только собственно Урала, но и Западно-Сибирской плиты, Восточно-Европейской и Сибирской платформ, а также других крупных структур нашей планеты. Поэтому строение и историю формирования Урала нельзя понять изолированно, в отрыве от структур его обрамления. Это предопределило необходимость, по-возможности, кратко рассмотреть смежные с Уралом области и их глубинное строение.

На западе Урал через систему предгорных краевых прогибов граничит с Восточно-Европейской платформой (рис. 1). В пределах послед-

¹ Слово Урал происходит от монгольского корня, означающего в переводе пояс, в данном случае каменный пояс.

ней структуры кристаллического фундамента имеют субширотное, северо-западное и северо-восточное простирания, резко дискордантные к направлению Уральской складчатости. На территории, расположенной к югу от Тимана, платформенный фундамент имеет архей-древнепротерозойский (эпикарельский), а севернее — рифейский (байкальский) возраст (Шатский, 1946, 1957; Варсанофьева, 1961; Гафаров, 1963; Херасков, 1963; Журавлев, 1964; Яншин, 1964; Гаррис, Постников, 1970).

В настоящее время наиболее детально изучена бурением и геофизической юго-восточная часть платформы, находящаяся в пределах Волго-Уральской нефтеносной провинции.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О СТРОЕНИИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Архей-древнепротерозойский фундамент вскрыт скважинами на многих разведочных площадях Волго-Уральской области. Он представлен кристаллическими метаморфизованными породами по составу и строению сходными с докембрийскими образованиями Воронежского и Украинского массивов и Балтийского щита. Преимущественным развитием здесь пользуются парагнейсы (биотит-гранатовые, биотит-плагиоклазовые, пироксеновые и др.), пара- и ортоамфиболиты, а также массивы магматических пород — гранитов, гранодиоритов, габбро, габбро-норитов, диабазов, габбро-диабазов, иногда ультрабазитов. Кроме отмеченных пород, встречаются сравнительно слабо метаморфизованные сланцы и кварцито-сланцы. По данным К. Р. Чепикова (1967), роль первично осадочного субстрата в фундаменте является значительной и составляет 57,4%. Все эти породы чрезвычайно интенсивно дислоцированы, рассланцованы, разбиты многочисленными тектоническими нарушениями, катаклазированы и милонитизированы (Лапинская, 1962; Журавлев, 1962; Кононова, 1962; Чепиков, 1967, и др.).

Породы разного состава и возраста характеризуются очень сложными соотношениями как по площади, так и в вертикальном разрезе. Скважины, пробуренные поблизости, часто вскрывают разнофациальные и разновозрастные образования, колонки которых не могут быть сопоставлены между собой. Следует отметить, что определения абсолютного возраста метаморфических пород дают большой разброс цифр — от 2500 млн. лет до 900 млн. лет (Крылов, 1959; Виноградов и др., 1960; Гаррис и др., 1961), что принято объяснять как ограниченными возможностями метода, так и главным образом наложенными процессами метасоматоза, приводящими к радиологическому «омолаживанию» пород. Кроме этих причин, значительный разброс цифр абсолютного возраста, вероятно, объясняется и большой сложностью структуры кристаллического фундамента. Петрографические карты, составленные Т. А. Лапинской и В. С. Князевым (1963 г.), Е. Г. Журавлевым (1963 г.), С. В. Богдановым (1963 г.) и Б. С. Ситдиковым (1963 г.) для различных частей Татарского свода показали, что породы разного состава в плане образуют сложную мозаику, возникновение которой можно объяснить лишь тектоническими причинами (рис. 2). По-видимому, все разновидности пород здесь слагают блоки и пластины, ограниченные тектоническими поверхностями. Другими словами, кристаллический фундамент следует рассматривать не как стратифицированное тело, а как сложное тектоническое месиво, в котором перемешаны породы разного состава, строения и возраста. Это подтверждается широким развитием катаклазитов и милонитов, интенсивной складчатостью, многочисленными трещинами и зеркалами скольжения, а также

- 1 — габбро-нориты;
- 2 — метадиориты и чарнокиты;
- 3 — гиперстен-биотитовые и гиперстен-роговообманково-биотитовые гнейсы;
- 4 — биотитгранатовые и силлиманит-биотит-графитовые гнейсы;
- 5 — районы интенсивной магматизации;
- 6 — биотит-плагноклазовые гнейсы;
- 7 — роговообманковые и биотит-роговообманковые гнейсы;
- 8 — ортоамфиболиты;
- 9 — изогипсы поверхности фундамента;
- 10 — южная граница Татарской АССР;
- 11 — скважины

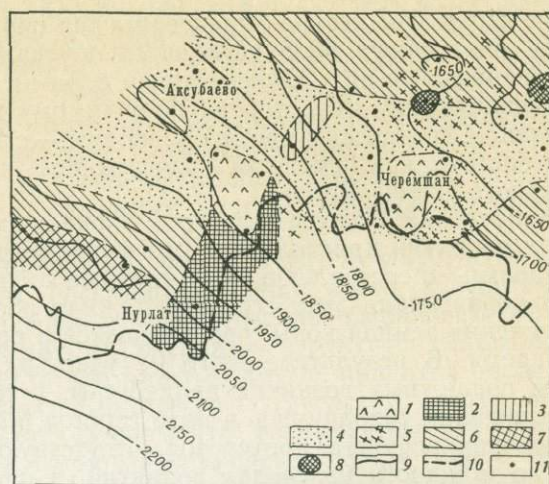


Рис. 2. Карта петрографического состава кристаллического фундамента южных районов Татарской АССР (по Ситдикову, 1963)

отсутствием активных контактов магматических пород с вмещающими толщами, свидетельствующими о их вторичном, тектоническом залегании. Согласно магнито- и гравиметрическим данным, кристаллическому фундаменту соответствуют сложно дифференцированные аномальные поля с многочисленными изометричной и неправильной формы максимумами и сопряженными с ними минимумами (Чепиков и др., 1967).

Структура фундамента сформировалась в архей-нижнепротерозойское время, но претерпела осложнения в более поздние геологические эпохи, о чем говорят внедрения пород диабазовой серии, прорывающие не только фундамент, но и вышележащие осадочные толщи верхнего протерозоя и венда, а местами даже палеозоя. Особенностью этих магматических образований является полное отсутствие в них метаморфизма, свидетельствующее о становлении их в условиях растяжения земной коры.

В кристаллическом фундаменте восточной части Восточно-Европейской платформы выделяется своеобразная и очень интересная структура, известная в литературе как Волжско-Камская антиклизы (Архангельский, 1941; Чепиков, 1967, и др.), или Волго-Уральский свод (Шатский, 1945). В целом эта структура представляет крупный блок фундамента, у которого западный край, образованный разломами, высоко поднят, а восточный глубоко погружен под складчатые сооружения Урала. Так, если наиболее высокие абсолютные отметки залегания кровли кристаллического фундамента вдоль западного края блока составляют минус 800—1000 м, то на востоке они погружаются до 14—15 км. Многочисленные разломы субмеридионального простирания, разбивающие кристаллический фундамент, обусловили не плавное, а ступенчатое погружение его поверхности в восточном направлении. Моноклиналное строение блока осложняется в районе Уфимского амфитеатра, где в Тараташском выступе породы кристаллического фундамента обнажены на дневной поверхности. Однако этот выступ обязан развитию здесь надвига, обусловившего локальное утолщение кристаллических пород, и не нарушает в целом картины закономерного погружения фундамента к востоку.

Поскольку отмеченные особенности строения восточной окраины Восточно-Европейской платформы не позволяют определять ее как антиклизы или свод, нам представляется более правильным называть

эту структуру Волго-Уральским моноклинальным блоком. Такие структуры весьма характерны для окраин континентальных платформ, охваченных перикратонными опусканиями (Сибирской, Северо-Американской и др.). Описываемый блок на западе граничит с Московской синеклизой, на которую, по-видимому надвинут, на юго-западе — с Рязано-Саратовским прогибом, на юге — с Прикаспийской синеклизой, а на востоке, как отмечалось, погружается под складчатые сооружения западного склона Урала.

В пределах Волго-Уральского блока выделяется ряд крупных сводовых поднятий кристаллического фундамента, разделенных глубокими прогибами, представляющими типичные авлакогены.

В образовании этих структур важная роль принадлежит процессам растяжения земной коры, проявившимся в предрифейское и более позднее время. В результате этого на участках фундамента относительно более подвижных возникли авлакогены, в то время как ядра древней консолидации сохранились в виде горстов, называемых сейчас сводами. Отложения верхнего протерозоя, отсутствующие или резко сокращенные по мощности на сводах поднятий, в пределах авлакогенов имеют мощность до 5—6 тыс. м. Данные глубокого бурения и геофизики свидетельствуют о широком распространении в теле фундамента разломов, разбивающих его на ряд более мелких блоков.

По характеру тектонических движений блоков фундамента и соотношению их с дислокациями осадочных пород чехла отчетливо устанавливается существование трех основных групп структур. К первой группе относятся структуры, характеризующиеся унаследованной тенденцией к воздыманию (Татарский, Токмовский, Жигулевско-Пугачевский и Пермско-Башкирский своды), или к погружению (Мелекесская, Верхнекамская и Бузулукская впадины).

Вторая группа объединяет погребенные структуры, которые отчетливо прослеживаются по фундаменту и додевонским отложениям, но не сказываются в более верхних горизонтах осадочного чехла (Оренбургский, Котельничский, Сыктывкарский и Немско-Лойненский своды).

К третьей группе относятся структуры, которые могут быть названы негативными. Они характеризуются возникновением более или менее крупных поднятий над глубокими прогибами кристаллического фундамента. Классическим примером такой структуры является Казанско-Кажимский авлакоген, над которым располагается Вятский антиклинальный вал. Положительные структуры в отложениях верхней части бавлинской свиты и палеозоя развиты и над Сергиев-Абдуллинской впадиной. К структурам такого же типа может быть отнесена и южная часть Пермско-Башкирского свода, расположенная вблизи хр. Каратау, а также юго-восточный склон платформы.

Подробное описание структур Волго-Уральской области содержится в большом количестве работ (Шатский, 1945; Чепиков, 1947; Мирчинк, Бакиров, 1951; Бакиров, 1954; Наливкин, Розанов и др., 1956; Косыгин, 1958; Фотиади, 1956, 1958; Годин, 1962; Муратов и др., 1962; Гафаров, 1963). Здесь мы в соответствии с выделенными выше основными группами кратко рассмотрим лишь наиболее характерные дислокации, позволяющие понять общий характер тектонических движений данной области.

СТРУКТУРЫ С УНАСЛЕДОВАННЫМ РАЗВИТИЕМ

В пределах Волго-Уральской области наиболее хорошо изучен бурением Татарский свод. Под этим названием выделяют крупный выступ кристаллического фундамента платформы, имеющий протяженность 350 км и ширину 150—200 км.

Свод имеет две вершины — северную (Кукморскую) и южную (Альметьевскую), очерчивающиеся изогипсой минус 1600 м. В целом он характеризуется относительно плоской поверхностью с пологими склонами, измеряемыми минутами, и лишь в зоне сочленения с Камско-Кинельской впадиной погружается на восток под углами 5—7°. В пределах свода полностью отсутствуют осадочные породы верхнего протерозоя и венда, а разрез палеозоя начинается средним или верхним девонем. По ним, а также по каменноугольным отложениям свод выражен достаточно четко, но по пермским пластам приобретает расплывчатые формы.

В общем аналогичное строение имеет и Токмовский свод. Здесь кристаллический фундамент располагается еще выше, максимальные отметки его достигают минус 800 м. Свод отчетливо выражен по отложениям палеозоя, но не находит отражения в структуре мезокайнозоя.

Близкое к описанному строение имеют и другие поднятия рассматриваемой группы. В пределах Жигулевско-Пугачевского свода максимально приподнятые участки фундамента вскрываются на отметках минус 1400—1600 м, а на Пермско-Башкирском своде минус 3000 м (Уфимское плато).

Бирская седловина и Верхне-Камская впадина, ограничивающие Татарский свод с северо-востока, представляют собой единый глубокий прогиб северо-западного простирания. Длина его составляет около 700 км, ширина до 100 км. Глубина погружения фундамента в осевой зоне прогиба, судя по данным геофизики, достигает минус 7000—8000 м. Структура хорошо выражена по отложениям докембрия и палеозоя.

Другие прогибы и впадины рассматриваемой группы принципиально не отличаются от Верхне-Камской, но имеют различные глубины залегания в их пределах поверхности кристаллического фундамента. Так, в Мелекесской впадине фундамент погружен на глубину минус 2369 м, а в Бузулукской (на широте г. Бузулука) на глубину минус 4000—4500 м.

ПОГРЕБЕННЫЕ СТРУКТУРЫ

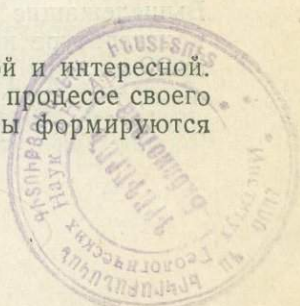
К этой группе структур относятся поднятия, характеризующиеся отсутствием заметных автономных движений. Прогибы и впадины, хотя и погребены под мощной толщей додевонских осадков, в эту группу нами не включаются, так как они развиваются или унаследованно, сохраняя тенденцию к погружению, или превращаются в поднятия (в верхнем структурном этаже). Следовательно, этим структурам свойственна большая подвижность, чем ограничивающим их поднятиям.

Погребенные поднятия ни по форме, ни по размерам не отличаются от поднятий, характеризующихся унаследованным развитием. Поверхность кристаллического фундамента на сводах этих структур вскрыта на абсолютных отметках такого же порядка (минус 1500 м на Котельничском и Немско-Лойненском сводах; минус 1616 м на Сыктывкарском своде), здесь также отсутствуют или имеют очень малую мощность додевонские отложения, широко распространенные в авлакогенах.

Единственным отличием этих структур является то обстоятельство, что они совершенно не проявляются в отложениях палеозоя, залегающих над ними практически горизонтально.

НЕГАТИВНЫЕ СТРУКТУРЫ

Эта группа структур является наиболее своеобразной и интересной. К ней относятся прогибы и впадины, превращающиеся в процессе своего развития в поднятия. Причем положительные структуры формируются



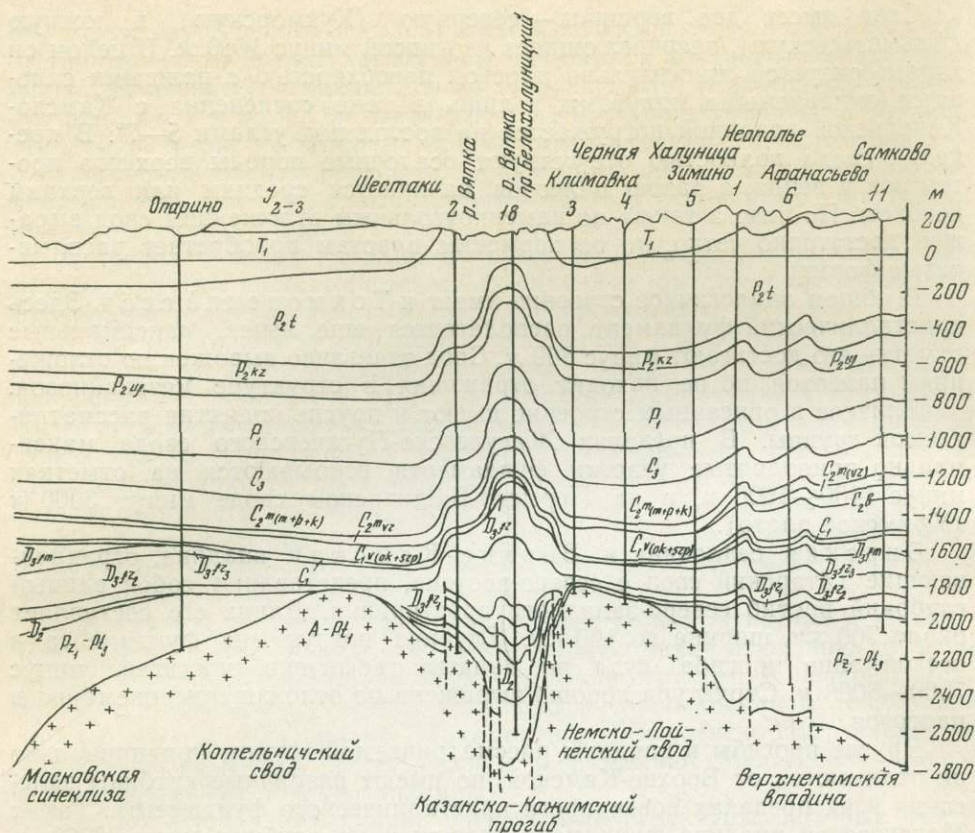


Рис. 3. Схематический геологический профиль по линии Опарино—Самково (по Давыдову, 1967)

лишь в верхней части разреза осадков, выполняющих прогибы, в то время как нижние горизонты сохраняют синклинальное строение. Ниже кратко рассмотрим особенности строения таких структур.

Казанско-Кажимский прогиб прослеживается в субмеридиональном направлении, отделяя Немско-Лойненский и Татарский своды от Сыктывкарского, Котельничского и Токмовского поднятий. Он протягивается от Предтиманского прогиба до г. Казани на расстояние более 600 км. Поверхность кристаллического фундамента в его пределах полого погружается на север от минус 1850 до минус 1700—2800 м. В этом же направлении происходит углубление прогиба от 150—200 до 800—900 м (Давыдов, 1967). В южной приподнятой части прогиба на породах фундамента залегают терригенные отложения среднего девона, а на севере появляется мощная толща верхнепротерозойских образований. Многочисленными разломами, затрагивающими фундамент и осадочную толщу, прогиб разбит на ряд блоков, отличающихся своими размерами и гипсометрическим положением.

Образования верхнего протерозоя, среднего и отчасти верхнего девона, выполняющие прогиб, имеют синклинальное строение, согласующееся с рельефом поверхности фундамента, хотя залегают положе. Вышележащие толщи образуют антиклинальную структуру, известную в литературе как зона Вятских дислокаций (рис. 3). Эти дислокации представлены протяженными асимметричными валами, четко выраженными в отложениях нижней перми. Например, Шургинский вал имеет длину 130 км при ширине около 10 км, в его своде местами обнажаются

породы сакмарского яруса нижней перми. Предполагается, что более крутые крылья валов связаны с разломами в нижних толщах. Вследствие ундуляции оси вал разбивается на ряд локальных структур. Самая крупная из них Шургинская антиклиналь имеет длину 45 км, ширину 10 км, а высоту 160 м (Давыдов, 1967). Аналогичное строение имеют и другие структуры.

Происхождение Вятских дислокаций следует объяснять горизонтальным сжатием земной коры в этой области, вследствие чего блоки кристаллического фундамента были сближены, а слоистые толщи выжаты вверх. В этом случае становится легко понятным тот факт, что смена прогиба поднятием происходит внутри осадочной девонской толщи. Такое толкование происхождения дислокаций не исключает возможности образования сколов и в теле фундамента, которые могут облегчить процесс выжимания вверх слоистых образований.

Сергиев-Абдуллинская впадина имеет широкое простирание, располагаясь между Татарским и Оренбургским сводами. Ось прогиба испытывает подъем к западу. Глубина поверхности фундамента в ее восточной части пока не установлена. Скважина, пробуренная здесь до 5 км, не вышла из верхнепротерозойских отложений.

К западу впадина суживается от 40—50 до 4—5 км, что сопровождается сокращением в этом направлении мощности протерозойских образований до 250 м. Вдоль осевой полосы впадины известен ряд локальных поднятий в палеозойских отложениях. Следовательно, подобно Вятскому валу, здесь над впадиной кристаллического фундамента формируется поднятие, хотя и меньшей амплитуды, чем последний.

В пределах Пермско-Башкирского свода поверхность кристаллического фундамента с максимальной отметкой минус 3000 м расположена в районе Уфимского плато. Структура верхнепротерозойских образований резко не совпадает с поверхностью кристаллического фундамента. Свод бавлинского поднятия с максимальной отметкой минус 1300 м фиксируется вблизи Каратауского надвига и северо-западнее, где имеется куполовидное возвышение с абсолютной отметкой минус 1415 м, известное под названием Башкирского свода. Кристаллический фундамент здесь залегает на абсолютной глубине 10—12 км. Следовательно, можно полагать, что образование поднятий здесь происходило под влиянием горизонтальных движений, сформировавших надвиг Каратау.

Как уже отмечалось, резко расчлененный рельеф кристаллического фундамента платформы в верхнем протерозое был существенно сnivelирован за счет выполнения глубоких прогибов и впадин мощными толщами осадков. В целом кровля бавлинских отложений, так же как и поверхность фундамента, погружается к востоку, но более полого. В Татарии кровля бавлинских слоев залегает на отметках минус 1000 м, а на юге Предуральяского прогиба опускается до отметок минус 3000—4300 м.

Структура палеозойских отложений, до нижнепермских включительно, в региональном плане согласуется с положением кровли верхнего докембрия, хотя в пределах отдельных зон и существуют несоответствия. Кроме того, за счет возрастания мощности палеозойских пород к востоку и юго-востоку общее региональное погружение слоев в этих направлениях становится еще более пологим.

Совершенно иной структурный план имеют отложения верхней перми. Так, на Туймазинской площади кровля нижнеказанского подъяруса образует положительную структуру с максимальной отметкой +270 м. К востоку и юго-востоку от Туймазов на Бакалинской площади уровень ее поднимается до +350 м, а на Федоровской до +400—+420 м. Таким образом, моноклинальное погружение к востоку комплекса пород от уфимских слоев и ниже в отложениях верхней перми не только

пропадает, но даже приобретает встречный западный наклон. Вследствие этого структуры верхней перми занимают более высокое положение на востоке, в зонах максимальных мощностей осадочного покрова. Предуральский прогиб в этом отношении является наглядным примером: здесь на поверхность выступают породы уфимского и кунгурского ярусов, а общая мощность осадочного покрова достигает 10—12 км и более.

УРАЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Согласно общепринятым представлениям, Урал подразделяют на миогеосинклинальную и эвгеосинклинальную зоны (Херасков, Перфильев, 1963; Богданов, Муратов, Шатский, 1964, и др.). В пределах первой распространены рифейские и палеозойские осадочные (карбонатно-терригенные) образования морского шельфа; во второй — вулканогенно-осадочные породы пелагической области океана, характеризующиеся широким развитием офиолитов и пирокластов. Судя по геолого-геофизическим данным, в пределах всего западного склона Урала прослеживается кристаллический фундамент Восточно-Европейской платформы (Огаринов, Хатьянов, 1962; Симоненко, Толстихина, 1963; Ярош, 1966; Гафаров, 1970, и др.). Полосовые магнитные аномалии этой территории, имеющие субширотные простирания, непосредственно продолжают магнитное поле восточной части платформы, где оно отображает состав и строение гранито-гнейсового фундамента. Эта интерпретация материалов геофизики подтверждается и выходом на поверхность древних кристаллических пород на Среднем Урале, в Тараташском массиве.

К востоку от хр. Уралтау магнитные аномалии приобретают линейный характер и меридиональное простирание, что принято связывать с изменением здесь строения и возраста фундамента. Последний считается безгранитным, базальтовым, характерным для коры океанического типа¹. Между тем магнитные аномалии здесь отражают строение не пород фундамента, а палеозойских вулканогенно-осадочных образований, экранирующих магнитные поля более древних толщ. Следовательно, данные магнитометрии не могут быть использованы для выявления состава и строения глубинных пород этой области.

Интерпретация материалов гравиметрии и глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) позволяет предполагать, что гранито-гнейсовый фундамент Восточно-Европейской платформы прослеживается и в современной полосе развития эвгеосинклинальных пород, вплоть до Аятской зоны. Г. Я. Дементьев (1968), основываясь на анализе остаточной гравитационной аномалии, полученной в результате учета гравитационного влияния палеозойского комплекса, пришел к выводу о том, что строение земной коры в области Магнитогорской зоны близко к ее строению на платформе. А. Я. Ярош (1968) считает, что, «по данным ГСЗ, фундамент эпикарельской платформы установлен и в герцинской эвгеосинклинали». А. Н. Тимофеев и соавторы полагают, что «гранитный» слой, отождествляемый с фундаментом Русской платформы, распространен почти по всей складчатой области Урала (Тимофеев и др., 1968).

Таким образом, существует два различных мнения о строении земной коры восточного склона Урала. Согласно первому из них, считается, что здесь развит лишь базальтовый слой, а гранито-гнейсовый фундамент отсутствует, согласно второму, последний прослеживается под всем Южным Уралом. Объективные данные, позволяющие уверенно наметить восточную границу кристаллического фундамента платформы, пока

¹ Такая кора здесь, по мнению одних авторов, считается «первозданной», других — возникшей за счет «переработки» (базификации) древнего кристаллического фундамента.

отсутствуют, возможно, он прослеживается далеко на восток, что согласуется с предполагаемым, по данным геофизики, пересечением древними субширотными разломами всего Урала (Огарин, 1968; Ярош, 1968).

Этот пока не решенный вопрос имеет важное значение для понимания структуры Урала. Действительно, если древний кристаллический фундамент распространен в эвгеосинклинальной зоне, то мы вправе предполагать, что все вулканогенные образования здесь слагают мощный аллохтон, надвинутый на многие десятки километров на Восточно-Европейскую платформу. Имеющиеся геолого-геофизические данные заставляют нас пока склониться именно к этому предположению¹.

Гранито-гнейсовый фундамент с запада на восток существенно утоняется, а поверхность его, как отмечалось, погружается под складчатые сооружения Урала до 12—14 км. В общих чертах такую же структуру имеет поверхность «базальтового слоя» и верхней мантии. В области платформы граница Мохо залегает на глубинах 35—40 км, а под Уралом погружается до 42—47 км. Весьма четко возрастание мощности земной коры в пределах складчатого Урала устанавливается по данным глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ). Судя по профилю Темиртау — Куйбышев, мощность коры в пределах восточной окраины платформы составляет 38—40 км, тогда как в Магнитогорской зоне Южного Урала достигает 48 км (Хрычев и др., 1968). В Свердловском пересечении мощность коры от платформы к Уралу возрастает от 34—42 до 44—47 км (Дружинин и др., 1968). Такое увеличение мощности земной коры происходит существенно за счет пород верхнедокембрийско-палеозойского возраста.

ТЕКТОНИКА ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ, ВЕНДСКИХ И ПАЛЕОЗОЙСКИХ ПОРОД

В разное время исследователи предлагали различные схемы тектонического районирования Урала, в которых они пытались отразить свои принципиальные позиции и основные взгляды на строение этой области. Наиболее широко известны схемы А. Д. Архангельского (1932, 1947) и И. И. Горского (1940, 1958).

А. Д. Архангельский выделил здесь шесть зон, разделенных между собой крупными надвигами. К этим зонам он отнес: 1) палеозойские породы западного склона Урала, 2) кристаллические сланцы докембрия и палеозоя хребта Уралтау; 3) изверженные породы габбро-пироксенитовой формации восточного склона; 4) излившиеся породы и туфы, разнообразные сланцы силура, девона и отчасти карбона; 5) гнейсы и гранитные массивы и 6) палеозойские толщи, прорванные разнообразными магматическими породами. Время образования покровных зон он отнес к эпохе древнекиммерийской складчатости (граница триаса и юры).

И. И. Горский главными структурными элементами Южного Урала считает: Башкирский антиклинорий, Зилаирский синклинорий, антиклинорий Уралтау, Магнитогорский синклинорий, антиклинальную зону гранитных интрузий, Восточно-Уральский синклинорий и Зауральский антиклинорий.

Термины антиклинорий и синклинорий, как известно, впервые были введены в геологию Джеймсом Дэна (Dana, 1873), для крупных структур складчатых областей. Под антиклинориями он понимал сложные антиклинальные поднятия, возникающие из геоантиклинали, а под синклинориями — складчатые синклинальные формы, происшедшие на

¹ Существует также мнение о том, что к востоку от хр. Уралтау распространен новообразованный гранито-гнейсовый фундамент палеозойского возраста. Нам представляется, что такой фундамент развит лишь в Западно-Сибирской низменности.

месте геосинклинали. Первые в течение многих геологических эпох испытывали неуклонное воздымание, а вторые — длительное погружение.

Таким образом, еще Дэна рассматривал как необходимое условие унаследованное тектоническое развитие антиклинориев и синклинориев. И, действительно, Н. С. Шатский на примере Башкирского антиклинория показал, что крупные структуры Южного Урала имеют древнее заложение и развиваются унаследованно (Шатский, 1945).

Считается, что схемы А. Д. Архангельского и И. И. Горского несовместимы между собой, так как первая противоречит принципу унаследованного развития структур, а вторая отрицает существование крупных горизонтальных движений¹.

Между тем на Урале устанавливаются как крупные тектонические покровы, так и обширные поднятия древнего заложения. Следовательно, обе рассматриваемые схемы отражают реально существующие структуры и поэтому не могут противоречить друг другу. Действительно, если время формирования тектонических покровов на Урале считать не только древнекеммерийским, как это делает А. Д. Архангельский, но и более ранним, главное противоречие между этими схемами исчезает. В этом случае они будут лишь дополнять одна другую, отражая разные стороны сложного, но единого процесса развития складчатой области. Таким образом, при тектоническом районировании Урала следует учитывать, с одной стороны, его покровное строение, с другой — унаследованное развитие его структуры.

В настоящей работе описание тектоники для удобства изложения приводится по структурно-фациальным зонам, характеризующимся длительным автономным развитием. На западном склоне Урала к этим структурам могут быть отнесены антиклинории и синклинории. На восточном склоне, испытывавшем более интенсивную тектоническую дислокацию, сохранились лишь фрагменты складчатых структур, образующих сложную мозаику. Поэтому выделение антиклинориев и синклинориев здесь подчас затруднено. В этих случаях описание области целесообразнее проводить по структурно-фациальным зонам, представляющим различные по размерам и формам останцы покровных пластин.

ПРЕДУРАЛЬСКИЙ КРАЕВОЙ ПРОГИБ

Эта структура представляет собой линейную зону погружения земной коры, прослеживающуюся перед фронтом складчатого Урала более чем на 2500 км (рис. 4, 5). На севере она достигает берегов Печорского моря и юго-западной оконечности Новой Земли, а на юге сливается с широтным периклинальным прогибом в районе южного погружения варисцид Урала (Пушаровский, 1959). Последний, по данным А. Л. Яншина (1955), располагается южнее широты г. Оренбурга, на территории Устьурта, Аральского моря и северной части Кызылкумов.

Ширина Предуральского прогиба изменчива, местами она достигает 50—70 км и более (бассейны рек Урала, Юрюзани, Сылвы и Печоры), а на отдельных участках резко сужается и даже полностью редуцирует (район хр. Каратау). Западная граница его прослеживается в субмеридиональном направлении вдоль полосы развития нижнепермских рифов барьерного типа, которая, судя по данным гравиметрии, на ряде участков совпадает с разломами в кристаллическом фундаменте платформы.

¹ Б. А. Петрушевский, например, пишет: «унаследованность» тектонического развития представляет собой длительную в течение многих геологических периодов, передачу в вертикальном направлении особенностей движения нижних горизонтов к верхним. Естественно, что передача в вертикальном направлении тектонических тенденций в течение десятков и сотен миллионов лет может иметь место только при наличии вертикально же действующих сил, т. е., иными словами, при полнейшем господстве устойчивых вертикальных движений» (Петрушевский, 1964, стр. 4).

Рис. 4. Схема основных элементов тектоники Урала

- 1 — верхнепалеозойские отложения Предуральского краевого прогиба;
- 2 — палеозойские отложения миогеосинклинальной зоны;
- 3 — палеозойские отложения эвгеосинклинальной зоны;
- 4 — докембрийские отложения;
- 5 — гранитоиды;
- 6 — габброиды (аллохтон);
- 7 — гипербазиты (аллохтон);
- 8 — границы структур;
- 9 — антиклинальные структуры;
- 10 — Тиманский кряж;
- 11 — западная граница Предуральского краевого прогиба;
- 12 — подошва Главного Уральского шарьяжа;
- 13 — границы выхода на дневную поверхность складчатого Урала.

Антиклинории:

- БА — Башкирский с надвигом Каратау (НКТ),
- УА — Уралтауский,
- УТА — Урало-Тобольский,
- СУА — Среднеуральский,
- ПАХ — Пайхойский,
- ХА — Харбейский,
- ЭА — Эбетинский.

Поднятия:

- ППК — Полюдова Кряжа,
- ТП — Тимаизское,
- КЖП — Кожимское,
- СП — Собское.

Гряды:

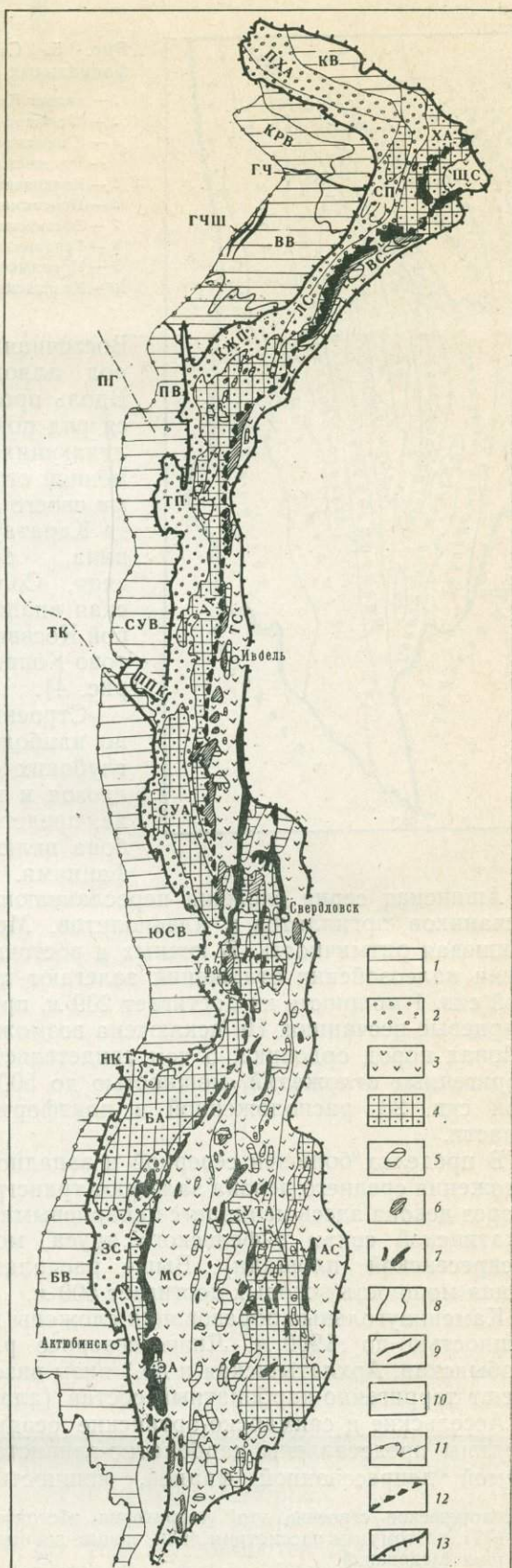
- ПГ — Печорская,
- ГЧШ — Чернышева,
- ГЧ — Чернова,
- ТК — Тиманский кряж.

Синклинории:

- ЗС — Зилаирский,
- МС — Магнитогорский,
- АС — Аяцкий,
- УФА — Уфимский амфитеатр,
- ТС — Тагильский,
- ЛС — Лемвинский,
- ВС — Войкарский,
- ШС — Щучинский.

Впадины Предуральского прогиба:

- БВ — Бельская,
- ЮСВ — Юрюзань-Сылвенская,
- СУВ — Северо-Уральская,
- ПВ — Печорская,
- ВВ — Воркутинская,
- КРВ — Каратауская,
- КВ — Карская



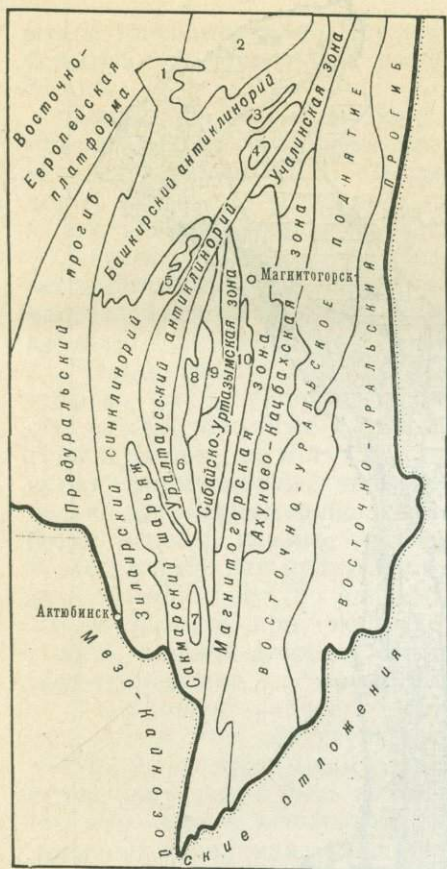


Рис. 5. Схема расположения структурно-фациальных зон Южного Урала

- 1 — надвиг Каратау;
- 2 — Юрюзано-Сылвенская депрессия;
- 3 — Юрюзанская синклинали;
- 4 — Тирлянская мульда;
- 5 — Кракинский шарьяж;
- 6 — Присакмарская зона;
- 7 — Эбетинская антиклиналь;
- 8 — Таналыкская зона;
- 9 — Ирендыкская зона;
- 10 — Кизильская зона

Восточная зона прогиба всюду скрыта под аллохтоном складчатого Урала. Вдоль простираения прогиба выделяется ряд поперечных впадин — ячей, отличающихся между собой как современной структурой, так и особенностями своего развития. На юге, до надвига Каратау, выделяется Бельская впадина, севернее — Юрюзано-Сылвенская, Соликмарская и Верхне-Печорская впадины, разделенные между собой Косьвинско-Чусовской и Ксенофоновско-Колвинской седловинами (см. рис. 4).

Строение Бельской впадины изучено наиболее детально¹. Здесь рядом глубоких скважин вскрыт разрез палеозоя и верхов ашинской серии венда, представленный (до среднего карбона включительно) платформенными фациями.

Ашинская серия сложена переслаивающимися пластами кварцевых песчаников, аргиллитов и алевролитов. Местами наблюдается четкая флишевая ритмичность. В южных и восточных частях прогиба, в основании палеозойских отложений залегают породы силура. В Белоглинской скв. 1 мощность их достигает 209 м, причем в разрезе преобладают кварцевые песчаники. Не исключена возможность присутствия в южных районах пород ордовика, о чем свидетельствует открытие ордовикских терригенных отложений, мощностью до 500 м, в опорной Краснохолмской скв. 28, расположенной в платформенной части Оренбургской области.

В пределах большей северной и западной частей Бельской впадины отложения среднего девона залегают трансгрессивно на ашинской серии. Разрез девона здесь начинается кварцевыми песчаниками и гравелитами такатинской свиты эйфельского яруса, мощностью до 50 м (скв. 19 Воскресенской площади). Выше располагается толща известняков, общая мощность которых достигает 500 м.

Каменноугольные образования сложены известняками и доломитами, мощностью до 1200 м. Лишь севернее р. Зиган на ряде площадей (Табынская, Архлатышская и др.) низы висте, мощностью до 100—150 м, имеют терригенно-карбонатный состав (алатауская свита).

Ассельские и сакмарско-артинские осадки в осевой зоне Бельской впадины представлены карбонатно-глинистой пачкой пород, так называемой депрессионной фацией, мощность которой колеблется от

¹ Геологическое строение этой территории обстоятельно описано А. А. Богдановым (1947), поэтому мы рассмотрим лишь новые данные глубокого бурения и геофизических исследований.

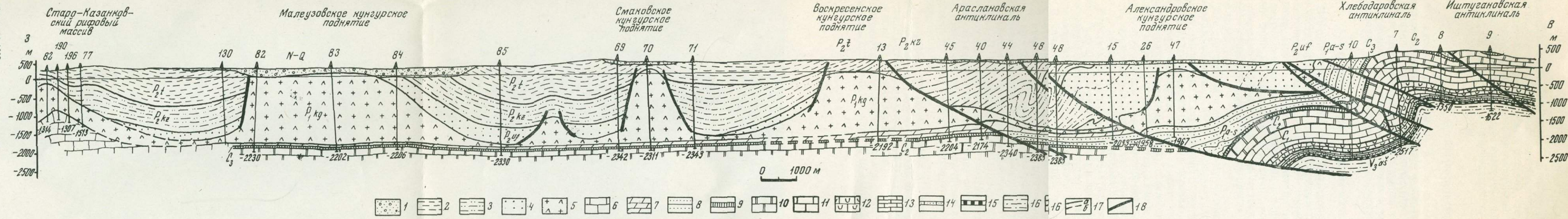


Рис. 6. Геологический разрез через Предуральский прогиб на широте города Мелеуза

- | | | |
|---|---|--|
| 1 — третичные и четвертичные отложения. Глины, пески, галечники; | 7 — мергели и глинистые известняки депрессионной фации; | 14 — нижнеэйфельский подъярус, такатинские слои. Кварцевые песчаники с прослоями аргиллитов; |
| 2—4 — верхняя пермь (2 — татарский ярус). Глины, песчаники, аргиллиты, 4 — уфимский ярус. Глины, аргиллиты, песчаники, конгломераты); | 8 — аргиллиты и песчаники молассовой формации); | 15 — силур, индятауская свита. Алевролиты, аргиллиты, прослои доломитов и песчаников; |
| 5 — нижняя пермь, кунгурский ярус. Соли, ангидриты, гипсы, прослои мергелей и аргиллитов (на востоке замещаются доломитами); | 9 — верхний карбон. Глинистые известняки и мергели; | 16 — ашинская серия венда. Песчаники, аргиллиты, алевролиты; |
| 6—8 — нижняя пермь, артинский, сакмарский и ассельский ярусы (6 — известняки, слагающие Казанковский рифовый массив, | 10 — средний карбон. Известняки и доломиты; | 17 — стратиграфические границы: а — достоверные, б — предполагаемые; |
| | 11 — нижний карбон. Известняки и доломиты; | 18 — тектонические контакты |
| | 12 — верхний девон. Известняки и доломиты; | |
| | 13 — средний девон, живетский и верхняя часть эйфельского яруса. Известняки и доломиты; | |

нескольких десятков до первых сотен метров. На западном крыле прогиба они сменяются рифогенными известняками, мощностью до 1500 м, а на восточном — сероцветной морской молассой, мощностью до 2000 м. Завершается разрез палеозоя галогенной формацией кунгурского яруса и располагающейся выше красноцветной молассой верхней перми. Мощности этих образований подвержены резким колебаниям от нескольких метров до 1—2 км.

Особенности тектоники

Скважины, пробуренные в последние годы, позволяют составить достаточно четкое представление о характере структуры палеозойских отложений Предуральяского прогиба (рис. 6). Выяснилось, что одной из важных особенностей тектоники южной части прогиба является резкая дисгармония структуры докунгурских и вышележащих отложений, происходящая за счет пластических деформаций соленосной толщи.

Структура верхнепермских и кунгурских отложений

Верхний структурный план Бельской впадины в пределах большей его части определяется узкими меридионально вытянутыми кунгурскими поднятиями, разделенными более широкими мульдообразными прогибами, выполненными красноцветами верхней перми. Над сводами поднятий красноцветы отсутствуют, а в прогибах мощность их достигает 1500—2000 м. Палеонтологическими исследованиями последних лет установлено, что однообразная по составу толща красноцветов включает в себя уфимский, казанский и татарский ярусы, а местами также нижний триас.

Все эти породы в пределах мульд имеют синклиналиную структуру, выполаживающуюся вверх по разрезу (см. рис. 6). Местами наблюдается прилегание и стратиграфическое выклинивание отдельных горизонтов красноцветных пород на склонах кунгурских поднятий. Но чаще всего верхнепермские толщи имеют четкие тектонические контакты (выраженные зонами брекчий) с галогенными породами, слагающими склоны и своды поднятий. Эти данные свидетельствуют о том, что соленосные породы прорывают красноцветы, но рост кунгурских поднятий происходил в течение длительного геологического времени, соответствовавшего времени накопления молассовой формации.

Бурением на ряде разведочных площадей (Ромадановская, Подгорновская и др.) установлено, что в верхнепермских отложениях развиты разрывные нарушения, количество которых возрастает в восточном направлении, в сторону складчатого Урала.

В начале тридцатых годов, при геологической съемке в восточной части прогиба, по берегам р. Нугуш, в естественных обнажениях была подсчитана огромная до 15 км мощность красноцветов. Позже бурением было выяснено, что истинная мощность этих образований не превышает 2—3 км. Л. В. Пустовалов (1937) столь большую разницу между истинной мощностью и мощностью, подсчитанной в обнажениях р. Нугуш, объяснил косым наслоением этих осадков, накапливавшихся в дельтах рек. Между тем отмеченное несоответствие может объясняться и особенностями тектонической структуры этого района, а именно развитием здесь надвигов.

Кунгурские поднятия соленосных пород в пределах Бельской впадины прослеживаются на десятки километров; в их сводовых частях мощность галогенных пород достигает 1800—2000 м, в то время как в прогибах не превышает нескольких десятков метров.

Бурением установлено, что эти структуры не прослеживаются ниже подошвы соленосной толщи и, по существу, являются диапирами. Меха-

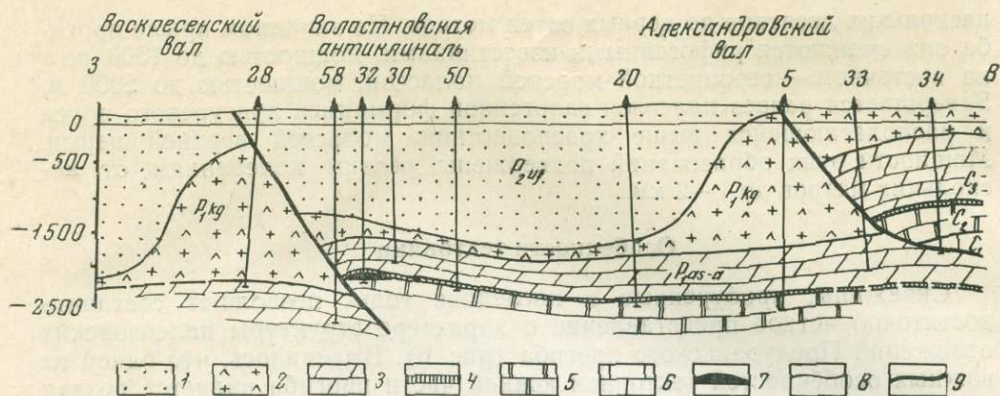


Рис. 7. Геологический разрез через Воскресенский и Александровский кунгурские валы Предуральяского прогиба

- | | |
|--|--|
| 1 — верхняя пермь, уфимский ярус: глины, аргиллиты, песчаники, конгломераты; | 4 — верхний карбон: глинистые известняки, мергели; |
| 2 — нижняя пермь, кунгурский ярус: соли, ангидриты, гипсы, прослои мергелей и аргиллитов; | 5 — средний карбон: известняки и доломиты; |
| 3 — нижняя пермь, артинский, сакмарский и асельский ярусы: мергели и глинистые известняки; | 6 — нижний карбон: известняки и доломиты; |
| | 7 — нефтяная залежь; |
| | 8 — стратиграфические границы; |
| | 9 — тектонические контакты |

низ образования соляных структур обычно связывают или с тангенциальным сжатием (Л. Мразек, Г. Штилле), или с гравитационным выжиманием более легких пластичных масс из-под покрывающих толщ (Д. Бартон), или, наконец, с увеличением объема гидрохимических осадков за счет гидратации ангидритов.

Особенности соотношения диапировых структур с вмещающими образованиями свидетельствуют о том, что в формировании соляных структур Предуральяского прогиба важная роль принадлежит разрывным нарушениям (Камалетдинов, Казанцев, 1973 г.). Свидетельством этому является закономерная приуроченность кунгурских поднятий к зонам надвигов во вмещающих породах. Так, на широте г. Мелеуза бурением глубоких скважин выявлены четыре меридиональных валообразных поднятия соленосных пород (с запада на восток): Мелеузское, Смаковское, Воскресенское и Александровское (см. рис. 6). Сква. 47 (Торгаска) в своде Александровской структуры вскрыла 1560-метровую соленосную толщу, которая в 2 км западнее сокращается до 62 м. Сква. 7, 8 и 9 (Александровка), пробуренными на восточном склоне Александровского поднятия, в отложениях нижней перми и карбона выявлено надвиговое нарушение с амплитудой горизонтального смещения слоев к западу до 1800 м.

В 20 км южнее сква. 5 (Волостновка) в сводной части Александровского поднятия установила максимальную мощность кунгура, равную 1900 м (рис. 7). Сква. 33 и 34, расположенными восточнее, обнаружен надвиг: первый на глубине 1735 м, где под артинскими песчаниками вскрыты ангидриты и гипсы кунгура с пачкой солей, а второй — на глубине 2030 м, где под известняками мячковского горизонта среднего карбона обнаружены песчаники и алевролиты нижней перми. Амплитуда горизонтального перемещения пород вдоль надвига не менее 1000 м.

Аналогичное строение имеет и Воскресенский вал (см. рис. 7). В своде его мощность кунгурских отложений достигает 2035 м (сква. 28 Волостновка). Сква. 40 и 44 (Торгаска), пробуренными на восточном склоне поднятия в нижнепермских и каменноугольных отложениях,

обнаружен надвиг с амплитудой перемещения слоев к западу в 600 м. Надвиг с восточным падением поверхности сместителя и амплитудой 550 м установлен также скв. 58 и 67, пробуренными на восточном склоне Воскресенского поднятия, в 15—20 км южнее.

Во всех отмеченных случаях поднятия галогенных образований возникают перед фронтом надвигов, нарушающих подстилающие породы, осложняя их опущенные крылья.

Несколько отличные от описанных соотношения кунгурских поднятий со структурой подстилающих отложений наблюдаются в западной части Бельской впадины. Так, скважины, пробуренные в районе Мелеузского и Смаковского поднятий, тектонических нарушений в докунгурских отложениях не обнаружили (см. рис. 6). Здесь поверхность надвига, очевидно, проходит в основании галогенных образований. Интенсивная перемятость и разрывные нарушения, характерные для пород кунгура, в подстилающих образованиях полностью отсутствуют. Соленосные поднятия здесь прилегают с запада к тектоническому контакту в породах верхней перми.

Итак, кунгурские валы представляют собой мощные линейные зоны скопления галогенных пород, возникшие перед фронтом движущихся надвигов. Однако одними горизонтальными перемещениями объяснить образование рассматриваемых поднятий невозможно. Этому противоречит небольшая горизонтальная амплитуда надвигов, которая обычно не превышает 1—2 км. Трудно представить, чтобы толща солей мощностью в несколько десятков метров могла лишь за счет тектонического скупивания возрасти до 1500—2000 м. Горизонтальные перемещения здесь могли сформировать лишь относительно небольшие поднятия соленосных пород. Между тем мы имеем очень большой градиент мощностей на границе прогиб — поднятие.

Следовательно, для образования крупных локальных скоплений соли должен быть привлечен и другой механизм. Этим механизмом, очевидно, является выжимание солей вверх из-под вышележащих песчано-сланцевых пород верхней перми, обладающих большей плотностью¹.

Известно, что соли становятся пластичными уже при давлениях 100—200 атм, т. е. на глубине 250—500 м (тогда как для известняков эти давления составляют более 2000 атм). Поэтому на глубинах более километра масса солей, находясь в замкнутых условиях всестороннего давления и сопротивления вмещающих пород, рано или поздно прорывает оболочку в тектонически ослабленных зонах и начинает течь. Такие ослабленные зоны, проницаемые для диапиров, и создаются надвиговыми нарушениями.

Сказанное подтверждается и особенностями внутренней структуры галогенных поднятий. Сложная перемятость, интенсивно проявленная в верхних частях кунгурских поднятий (свидетельствующая о перетекании массы солей), ниже по разрезу обычно ослабевает и слои приобретают субгоризонтальное залегание.

Выше отмечалось, что особенности структуры верхнепермских пород говорят о длительном росте кунгурских поднятий, происходящем по мере и в течение формирования красноцветных моласс. Эти данные свидетельствуют также о том, что к началу верхнепермского времени надвиговые нарушения уже существовали и что они так же, как и поднятия (связанные с ними генетически), развивались длительно и унаследованно.

¹ Это доказывается также существованием многочисленных структур куполовидной формы в юго-западной части прогиба (Гребеньковская, Куш-Кульская, Маячная, Сулакская, Мертвосольская и др.).

Структура докунгурских отложений

Особенностью структуры подсолевого ложа Предуральского прогиба является развитие здесь линейных антиклинальных складок, группирующихся в узкие зоны, протяженностью в десятки и сотни километров (рис. 8). Многочисленные локальные складки в пределах этих зон, как правило, содержат промышленные залежи нефти и газа (в интервале от артинского яруса нижней перми до среднего карбона, реже верхнего и среднего девона) и поэтому детально изучены бурением и геофизикой. Одной из первых в Бельской впадине была открыта Кинзебулатовская структура, поэтому все антиклинали здесь принято называть складками кинзебулатовского типа (в отличие от рифовых массивов). В этом районе выявлены Табынско-Бакракская, Кинзебулатовско-Ромадановская, Воскресенско-Подгорновская, Саратовско-Исимовская и другие антиклинальные зоны. Они имеют субмеридиональное простирание, располагаясь под острым углом к западной границе Предуральского прогиба, но параллельно складчатому Уралу.

Линии складок обычно разделены между собой более широкими полосами, где слои залегают практически горизонтально. Складчатость такого типа получила название переходной (Белюсов, 1954; Хаин, 1954), она характерна для периферийных зон геосинклинальных областей переходных к платформам.

Анализ данных бурения и сейсморазведки показывает, что все антиклинальные складки Предуральского прогиба пространственно связаны с надвиговыми нарушениями большой протяженности. Воскресенско-Подгорновская, Кинзебулатовско-Ромадановская и Табынско-Бакракская зоны складок сопряжены с одноименными надвигами, трассирующимися на расстоянии до 150—200 км, Саратовско-Исимовская зона — с надвигом, прослеженным сейсморазведкой и глубокими скважинами более чем на 60 км (см. рис. 8).

Поверхности надвигов обычно погружаются к востоку под углами от 20—25° (Бакрак, Табынка и др.) до 40—45° (Подгорное). На ряде структур четко устанавливается их выполаживание с глубиной (Горново, Саратовка, Воскресенка, Тауш, Сайтбаба, Бакрак и другие). Амплитуда горизонтального перемещения пород вдоль надвигов достигает 1500 (Южно-Погорное), 3200 м (Саратовка). Антиклинальные складки приурочены к восточным, висячим крыльям надвигов. Ниже рассмотрим характер соотношения разрывных нарушений и пликативных дислокаций.

В северо-западной части Бельской впадины, на правом берегу р. Белой, выше устья р. Зилим, располагается Зириковская структура. Длина ее достигает 14 км, ширина — до 5,5 км. Она является резко асимметричной: на более крутом крыле ее углы падения достигают 70°, а на пологом восточном составляют всего 3—5°. Такая форма структуры скорее отвечает флекуре или ступени, а не антиклинальной складке. Вследствие ундуляции оси Зириковская структура распадается на три локальные брахискладки (с юга): Юлдашевскую, Бакракскую и Николаевскую.

Скважины, пробуренные через Бакракскую складку, обнаружили надвиг с восточным падением поверхности сместителя (рис. 9). Скв. 1 вскрыла этот надвиг на глубине 655 м, где под ассельскими известняками нижней перми вошла в ангидриты кунгурского яруса. Скв. 2 на глубине 930 м под известняками башкирского яруса среднего карбона вскрыла сакмарско-артинские песчаники и аргиллиты. Скв. 3 на глубине 1427 м под известняками турне вошла в доломиты серпуховского надгоризонта верхнего визе. В скв. 4 поверхность надвига обнаружена на глубине 1648 м в отложениях турне-фаменского возраста. Судя по

- 1 — Архлатышская,
- 2 — Мельшевская,
- 3 — Николаевская,
- 4 — Бакракская,
- 5 — Утяшевская,
- 6 — Павловская,
- 7 — Табынская,
- 8 — Сайтбабинская,
- 9 — Антоновская,
- 10 — Южнотабынская,
- 11 — Красноуольская,
- 12 — Пастушинская,
- 13 — Кардинская,
- 14 — Биктауская,
- 15 — Буруновская,
- 16 — Кургашлинская,
- 17 — Цветаевская,
- 18 — Арлитовская,
- 19 — Канакаевская,
- 20 — Салиховская,
- 21 — Кинзебулатовская,
- 22 — Татьянаовская,
- 23 — Арларовская,
- 24 — Уразбаевская,
- 25 — Ромадановская,
- 26 — Воскресенская,
- 27 — Хлебодаровская,
- 28 — Иштугановская,
- 29 — Араслановская,
- 30 — Александровско-Басурмановская,
- 31 — Муллагуловская,
- 32 — Восточноволостновская,
- 33 — Волостновская,
- 34 — Североподгорновская,
- 35 — Таушская,
- 36 — Подгорновская,
- 37 — Саратовская,
- 38 — Южносаратовская,
- 39 — Тавакановская,
- 40 — Исимовская,
- 41 — Каскиновская,
- 42 — Назаркинская,
- 43 — Екатерининская,
- 44 — Аникеевская,
- 45 — Сеелеукская,
- 46 — Тейрукская,
- 47 — Североелгинская,
- 48 — Елгинская,
- 49 — Смаковская,
- 50 — Южносмаковская;

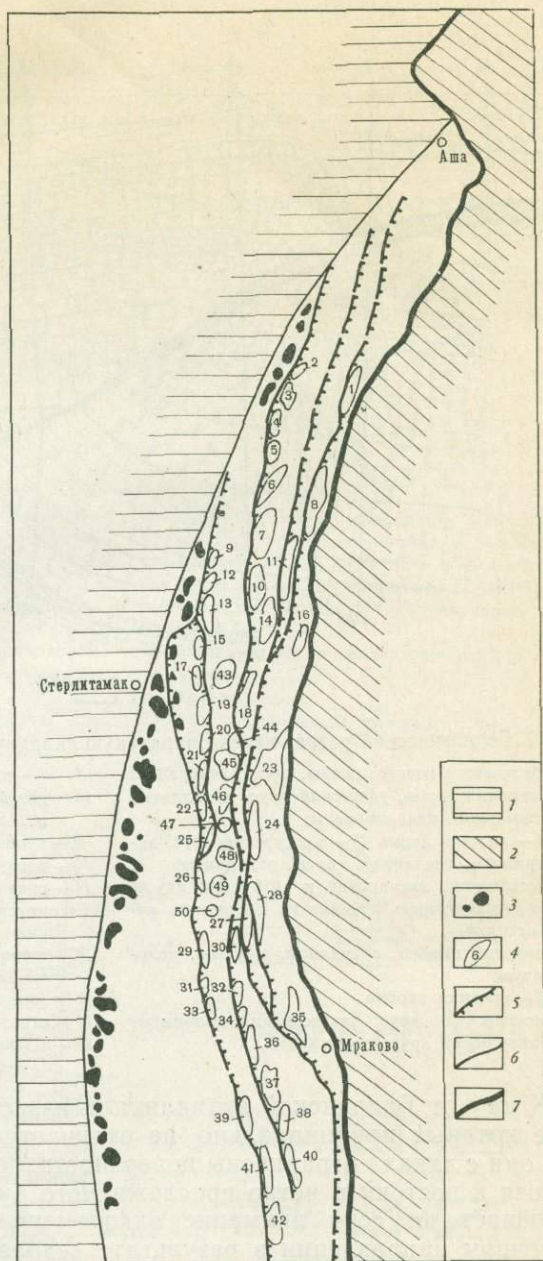


Рис. 8. Структурно-геологическая схема Бельской впадины Предуральяского прогиба (по Казанцеву и автору)

1 — Восточно-Европейская платформа; 2 — складчатый Урал; 3 — нижнепермские рифовые массивы; 4 — антиклинальные структуры; 5 — надвиги; 6 — восточная граница платформы; 7 — фронтальный надвиг складчатого Урала

данным пробуренных скважин, поверхность надвига погружается под углами $18-20^\circ$. Восточнее, в скв. 4 она, по-видимому, выполаживается и переходит в послойный срыв. Резко выполаживается поверхность сместителя и в западном направлении, где скв. 44 обнаружена в интервале 490—570 м, в интенсивно брекчированных отложениях кунгура.

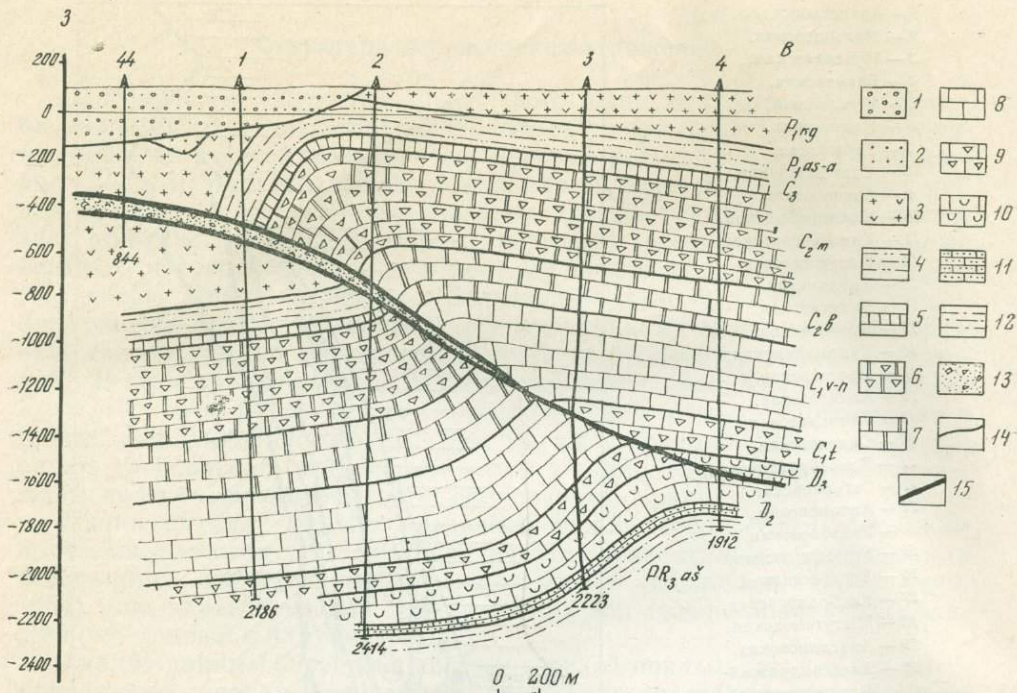


Рис. 9. Геологический разрез через Бакракскую складку

- | | |
|---|--|
| 1 — палеоген и неоген: глины, пески, галечники; | 8 — 9 — нижний карбон |
| 2 — верхняя пермь, уфимский ярус: аргиллиты, песчаники, конгломераты; | (8 — визейский и намюрский ярусы: известняки и доломиты; |
| 3 — 4 — нижняя пермь (3 — кунгурский ярус: аргиллиты, песчаники, гипсы, ангидриты; | 9 — турнейский ярус: известняки; |
| 4 — ассельский, сакмарский и артинский ярусы нерасчлененные: аргиллиты, песчаники, известняки); | 10 — верхний девон: известняки и доломиты; |
| 5 — верхний карбон: аргиллиты, мергели, доломиты; | 11 — средний девон, живетский и эйфельский ярусы: известняки, внизу кварцевые песчаники; |
| 6 — 7 — средний карбон | 12 — ашинская серия венда: песчаники, аргиллиты, алевролиты; |
| (6 — московский ярус: известняки, доломиты; | 13 — зона брекчированных пород; |
| 7 — башкирский ярус, известняки); | 14 — стратиграфические границы; |
| | 15 — тектонические контакты |

К югу от Бакракской антиклинали известен еще ряд складок, строение которых принципиально не отличается от рассмотренной выше. Все они с запада ограничены поверхностью единого надвига, погружающегося к востоку и четко прослеженного бурением и сейсморазведкой. Обращает на себя внимание закономерное усложнение структур в восточном направлении в результате возрастания здесь тектонических напряжений.

Воскресенская антиклиналь, расположенная несколько южнее широты г. Ишимбай, приурочена к Воскресенско-Подгорновскому надвику. Она имеет размеры $7 \times 1,5$ км. На западном крыле складки скв. 19 под известняками нижнего карбона были вскрыты отложения мячковского горизонта, а скв. 74 — под турнейскими породами — известняки визейского яруса. Поверхность нарушения падает на восток под углом 30° С. Амплитуда смещения пород по надвику составляет 550 м (рис. 10).

Скважинами, пробуренными на Волостновской и Подгорновской площадях, рассматриваемый надвиг прослежен далеко к югу. Скв. 79 Подгорновской площади кровля артинского яруса вскрыта дважды — на глубинах 1532 и 2930 м. В скв. 57 той же площади, расположенной в 8 км севернее, на глубине 2619 м под известняками серпуховского

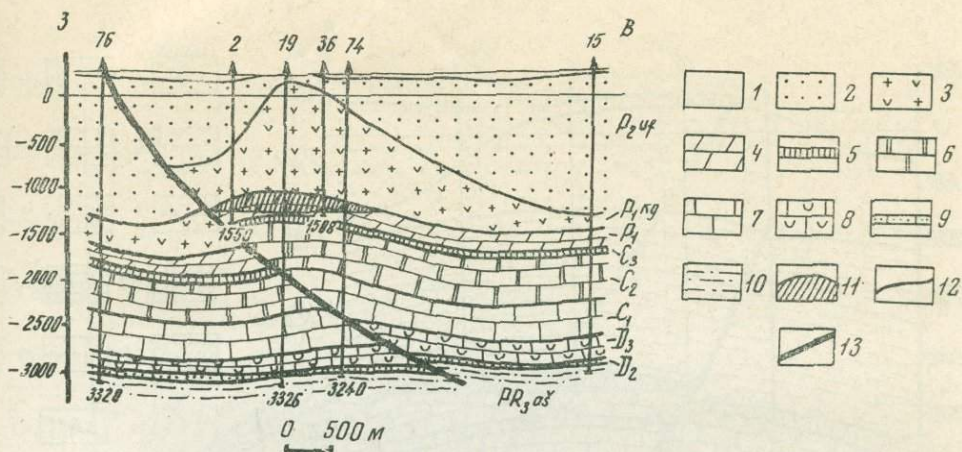


Рис. 10. Геологический разрез через Воскресенскую антиклиналь

- | | |
|---|---|
| 1 — палеоген и неоген: глины, пески, галечники; | 6 — средний карбон: известняки, доломиты; |
| 2 — верхняя пермь, уфимский ярус: аргиллиты, песчаники, конгломераты; | 7 — нижний карбон: известняки и доломиты; |
| 3 — 4 — нижняя пермь | 8 — верхний девон: известняки и доломиты; |
| (3 — кунгурский ярус: аргиллиты, песчаники, гипсы, ангидриты; | 9 — средний девон, живетский и эйфельский ярусы: известняки, внизу кварцевые песчаники; |
| 4 — ассельский, сакмарский и артинский ярусы нерасчлененные: аргиллиты, песчаники, известняки); | 10 — ашинская серия венда: песчаники и аргиллиты; |
| 5 — верхний карбон. Аргиллиты, мергели, доломиты; | 11 — залежь нефти; |
| | 12 — стратиграфические границы; |
| | 13 — тектонический контакт |

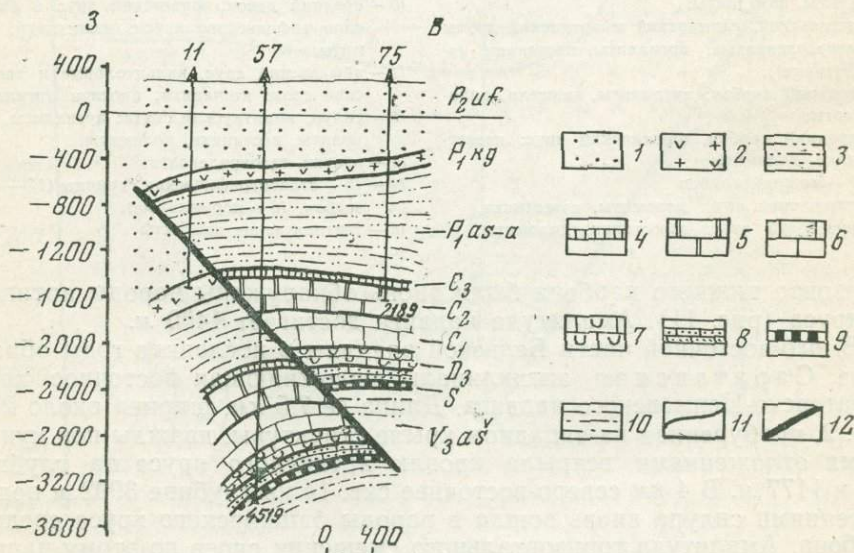


Рис. 11. Геологический разрез через Подгорновскую антиклиналь

- | | |
|---|---|
| 1 — верхняя пермь, уфимский ярус: аргиллиты, песчаники, конгломераты; | 6 — нижний карбон. Доломиты, известняки; |
| 2 — 3 — нижняя пермь | 7 — верхний девон: известняки, доломиты, глинистые сланцы; |
| (2 — кунгурский ярус: аргиллиты, песчаники, гипсы, ангидриты; | 8 — средний девон: известняки, доломиты, внизу песчаники, прослои аргиллитов; |
| 3 — ассельский, сакмарский и артинский ярусы нерасчлененные: аргиллиты, песчаники, известняки); | 9 — силур, индятауская свита: аргиллиты, алевролиты, песчаники, доломиты; |
| 4 — верхний карбон: известняки, мергели, аргиллиты; | 10 — ашинская серия венда: песчаники, аргиллиты, алевролиты; |
| 5 — средний карбон: известняки, доломиты; | 11 — стратиграфические границы; |
| | 12 — тектонические контакты |

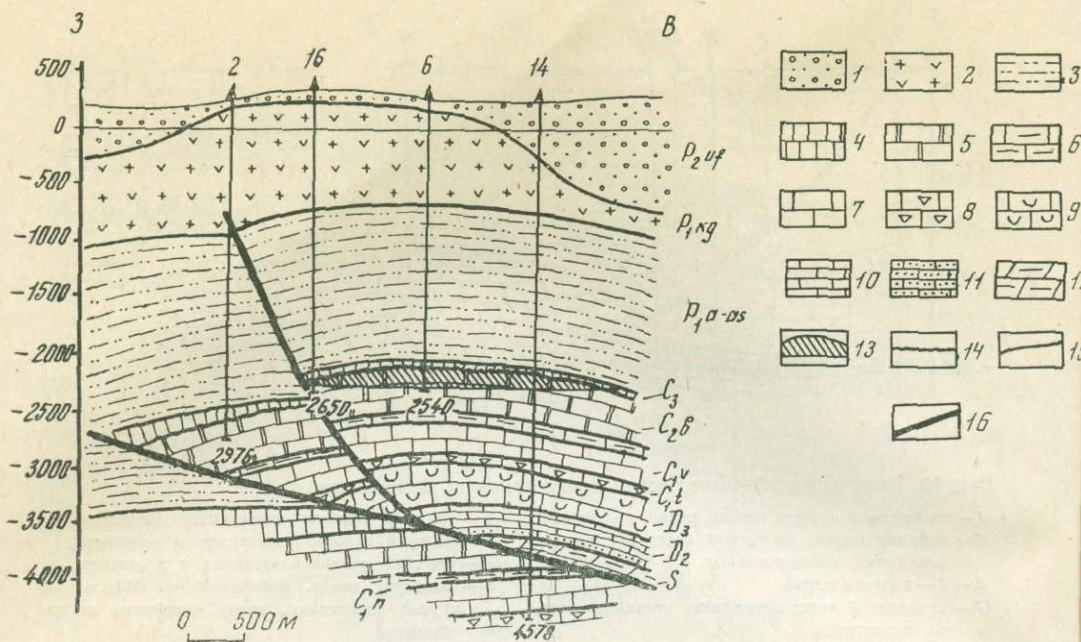


Рис. 12. Геологический разрез через Саратовскую антиклиналь

- | | |
|---|--|
| 1 — верхняя пермь, уфимский ярус: аргиллиты, песчаники, конгломераты; | 8 — турнейский ярус: известняки прослоями глинистые); |
| 2 — 3 — нижняя пермь | 9 — верхний девон. Известняки, доломиты, глинистые сланцы; |
| (2 — кунгурский ярус: аргиллиты, песчаники, гипсы, ангидриты; | 10 — средний девон, живетский ярус и бийские слои эйфельского яруса: известняки, доломиты; |
| 3 — ассельский, сакмарский и артинский ярусы нерасчлененные: аргиллиты, песчаники, известняки); | 11 — эйфельский ярус, кальцеоловые и такатинские слои: песчаники, прослои аргиллитов; |
| 4 — верхний карбон: аргиллиты, мергели, доломиты; | 12 — силур, индятауская свита: аргиллиты, алевролиты, песчаники, доломиты; |
| 5 — средний карбон, башкирский ярус: известняки, доломиты; | 13 — залежь газоконденсата; |
| 6 — 8 — нижний карбон | 14 — 15 — стратиграфические границы (14 — с размытием, 15 — нормальные); |
| (6 — намюрский ярус: доломиты, известняки, | 16 — тектонические контакты |
| 7 — визейский ярус: известняки, доломиты; | |

горизонта нижнего карбона были вновь обнаружены породы артинского яруса (рис. 11). Амплитуда надвига достигает 1400 м.

В юго-восточной части Бельской впадины в последние годы обнаружена Саратовская антиклиналь, осложняющая восточное крыло Саратовско-Исимовского надвига. Длина ее 7,5 км, ширина около 2 км. Скв. 2, пробуренная на западном крыле структуры, дважды под кунгурскими отложениями вскрыла кровлю артинского яруса на глубинах 807 и 1177 м. В 4 км северо-восточнее скв. 14 на глубине 3992 м под отложениями силура вновь вошла в породы башкирского яруса среднего карбона. Амплитуда горизонтального смещения слоев по этому надвигу не менее 3200 м (рис. 12).

Дизъюнктивные нарушения, выявленные на Кинзбулатовской, Ромадановской и Арслановской структурах, имеют западные падения поверхностей сместителей (в отличие от описанных выше).

Так, скв. 50, пробуренная в сводовой части Ромадановской антиклинали (рис. 13) на глубине 1520 м, под известняками и доломитами башкирского яруса вскрыла артинские мергели. В зоне нарушения породы сильно перемяты и брекчированы. Поверхность нарушения падает на запад по углом 50°.

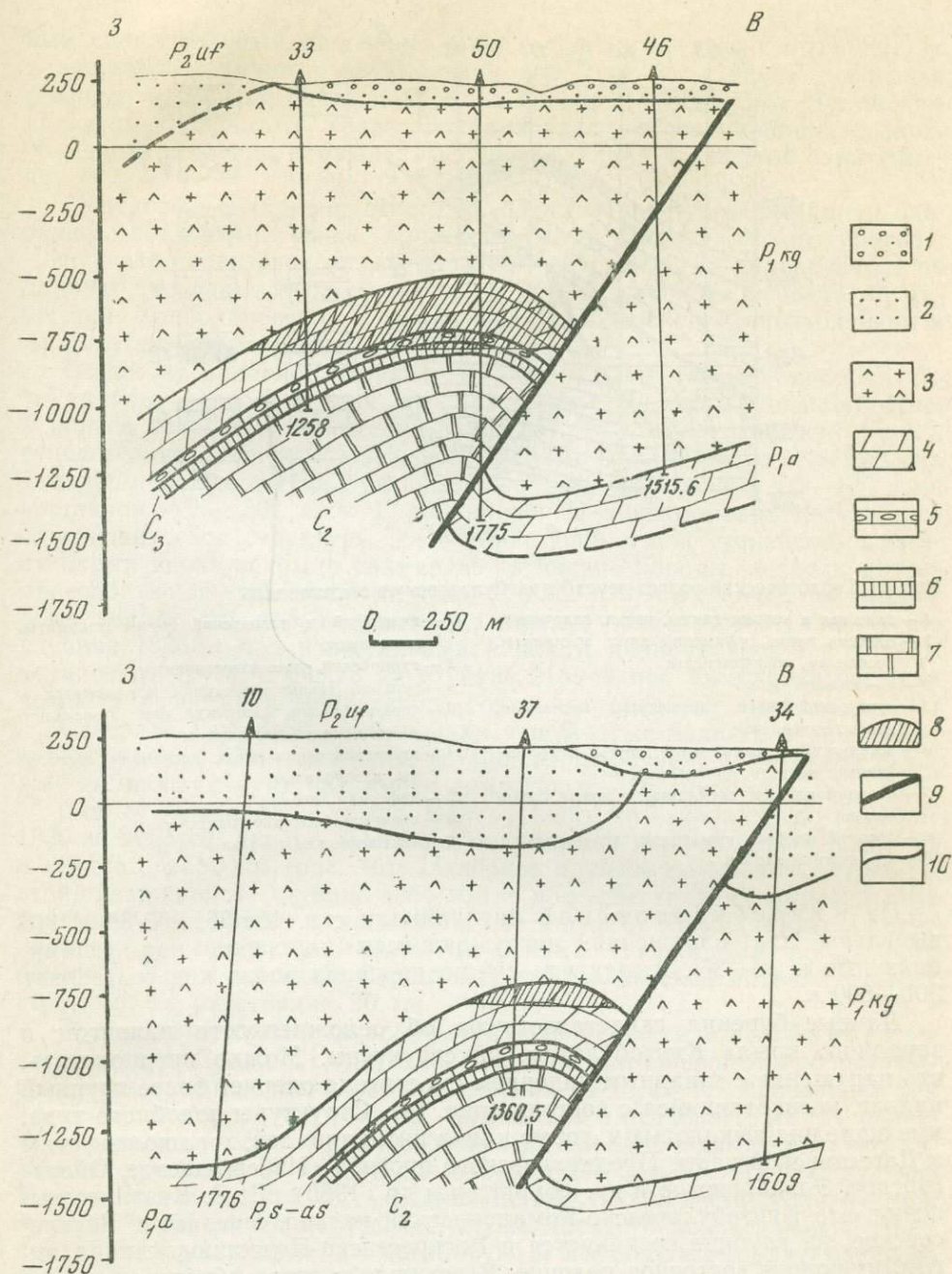


Рис. 13. Геологические разрезы через Ромадановскую антиклиналь

1 — мезо-кайнозойские отложения: глины с прослоями песчаников;
 2 — верхняя пермь, уфимский ярус: аргиллиты, песчанки, алевролиты, реже конгломераты;
 3 — 5 — нижняя пермь
 (3 — кунгурский ярус: гипсы, ангидриты, каменная соль и мергели;
 4 — артинский ярус: переслаивающиеся известняки и мергели;

5 — сакмарский и ассельский ярусы нерасчлененные: известняки, мергели, доломиты);
 6 — верхний карбон: аргиллиты с прослоями известняков, доломитов и мергелей;
 7 — средний карбон, московский и башкирский ярусы: известняки, доломиты;
 8 — нефтяная залежь;
 9 — тектонические контакты;
 10 — геологические границы

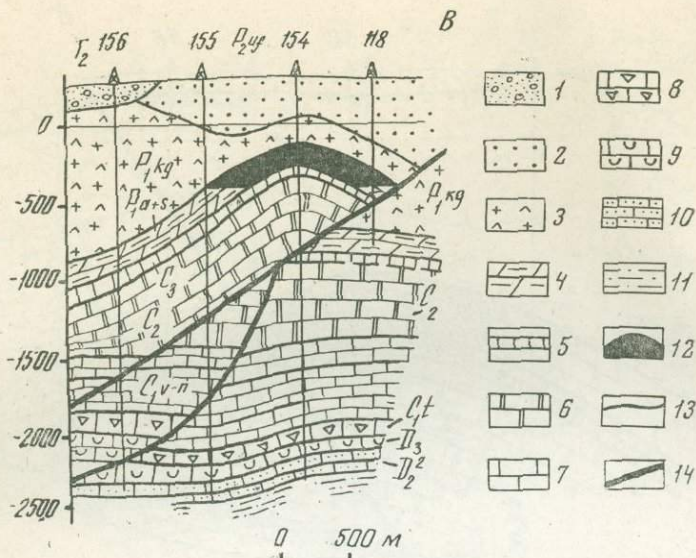


Рис. 14. Геологический разрез через Киззебулатовскую антиклиналь

- | | |
|--|---|
| 1 — палеоген и неоген: глины, пески, галечники; | (7 — визейский и намюрский ярусы: доломиты, известняки; |
| 2 — верхняя пермь, уфимский ярус: аргиллиты, песчаники, конгломераты; | 8 — турнейский ярус: известняки); |
| 3 — 4 — нижняя пермь | 9 — верхний девон: известняки и доломиты; |
| (3 — кунгурский ярус: аргиллиты, песчаники, гипсы, ангидриты; | 10 — средний девон, живетский ярус: известняки, внизу прослойки песчаников; |
| 4 — ассельский и сакмарский ярусы нерасчлененные: мергели, аргиллиты); | 11 — ашинская серия венды: песчаники, аргиллиты, алевролиты; |
| 5 — верхний карбон: аргиллиты, мергели, доломиты; | 12 — нефтяная залежь; |
| 6 — средний карбон: известняки, доломиты; | 13 — стратиграфические границы; |
| 7 — 8 — нижний карбон | 14 — тектонические контакты |

На Киззебулатовской антиклинали скв. 154/36, 155/36 и 116 выявлены два нарушения, погружающиеся на запад под углами, близкими к 30—35°. Амплитуда смещения пород вдоль них составляет 300—600 м.

Данные бурения свидетельствуют об осложненности надвигом и западного крыла Киззебулатовской структуры. Можно предполагать, что нарушение с западным падением сместителя оперяет более крупный надвиг, развивающийся с востока (рис. 14). Структуры подобного типа, имеющие вид выколотых в форме клина антиклиналей, хорошо известны в Дагестанской части Предкавказского прогиба (Избербашское, Ойсунгурское, Эльдаровское и др. (Бурштар и др., 1966). Ю. В. Казанцев выяснил, что Киззебулатовско-Ромадановский надвиг, севернее с. Воскресенское, на глубине соединяется с Воскресенско-Подгорновским надвигом, имеющим восточное падение. В результате этого образовался клиновидный блок, шириной до 16 км, ограниченный снизу поверхностями надвигов, падающими навстречу друг другу. Вдоль западного и восточного краев этого блока располагаются антиклинальные складки, веерообразно наклоненные в противоположные стороны.

В восточной части Предуральского прогиба, вдоль границы со складчатым Уралом известна своеобразная зона дислокаций, получившая наименование передовых складок Урала. Эта зона состоит из линейных и брахискладок, в сводах которых обнажаются ассельско-артинские и каменноугольные отложения до визейского яруса включительно, а крылья сложены породами нижней перми. Здесь прослеживаются две параллельные линии антиклинальных складок, разделенных равноцен-

ным синклинальным прогибом: западная — Иштуганово-Саитбабинская и восточная — Таушско-Артамакская (см. рис. 8). Причем последняя севернее р. Рязуяк почти полностью перекрыта с востока Нугушским надвигом складчатого Урала. Таким образом, в современном эрозионном срезе доступна наблюдению лишь западная часть этой зоны складок.

Передовые складки подверглись более мощной деформации и оказались поднятыми выше других структур Предуральяского прогиба. Чешуйчато-надвиговое строение этой зоны четко устанавливается по данным детальных геологических съемок и глубокого бурения на Таушской, Хлебодаровской, Горновской, Уразбаевской, Саитбабинской и Архлатышской складках.

Одной из наиболее детально изученной является Таушская антиклиналь, расположенная на междуречье Белой и Большого Ика, в полосе артинских отложений (рис. 15). Она имеет широкий свод и относительно пологие крылья, сложенные мелкой складчатостью. На западном, более крутом крыле, слои падают под углами $35-40^\circ$, а на восточном — $25-30^\circ$. Скв. 1, забурившаяся в сакмарских песчаниках, слагающих свод структуры, на глубине 1605 м под турнейскими известняками вновь вскрыла сакмарско-артинские породы, а затем разрез палеозоя до силура включительно. Скв. 2 и 3, пробуренными в 2,5—3 км южнее, это нарушение также хорошо фиксируется. Скв. 2 на глубине 1686 м под известняками нижнего карбона вошла в породы артинского яруса, а скв. 3 на глубине 2189 м под известняками турне вскрыла известняки мячковского горизонта среднего карбона.

Севернее Таушской антиклинали чешуйчатые надвиги в зоне передовых складок Южного Урала, установленные бурением глубоких скважин на многих структурах, имеют аналогичное строение.

Скв. 5, на западном крыле Куперлинской складки до глубины 1930 м, вскрыто четыре надвига в отложениях нижней перми, нижнего и среднего карбона (рис. 16). Наиболее крупное нарушение встречено этой скважиной на глубине 1364 м, где под известняками нижнего визе залегают песчаники и аргиллиты артинского яруса. Продолжение надвига на север прослежено глубокими скважинами до правого берега р. Тор и далее до Горновской и Уразбаевской антиклинальных структур, на расстоянии 80 км.

Весьма характерной складкой этой зоны является Уразбаевская антиклиналь. Свод ее, сложенный известняками среднего карбона, простирается в меридиональном направлении на 15 км от водораздела рек Тор и Суханыш на юге до горы Арка-Елань на севере (рис. 17). Пласты верхнего карбона и нижней перми на западном крыле складки падают под углами $50-60^\circ$, а на восточном — $23-30^\circ$. На междуречье Тора и Большой Елги, на западном крыле антиклинали геологической съемкой установлено нарушение, вдоль которого верхнекаменноугольные породы надвинуты на аргиллиты и песчаники стерлитамакского горизонта нижней перми. Это же нарушение вскрыто скв. 62 на глубине 40 м восточнее выхода его на поверхность. Скв. 10 зафиксировала его продолжение к востоку на глубине 740 м. Судя по этим данным, поверхность надвига наклонена на восток под углом 33° , а амплитуда перемещения пород составляет около 700 м.

Под Уразбаевской покровной складкой устанавливается более крупная структура, в свою очередь, надвинутая с востока на нижнепермские породы Предуральяского прогиба. Западное крыло ее осложнено небольшой Горновской антиклиналью, изученной бурением четырех глубоких скважин (см. рис. 17). Скв. 59, заложившаяся в присводовой части складки на глубине 800 м, под угленосными слоями визейского яруса вошла в известняки среднего визе, показав существование здесь надвига с амплитудой смещения слоев в 240 м. Скв. 63, пробуренная на

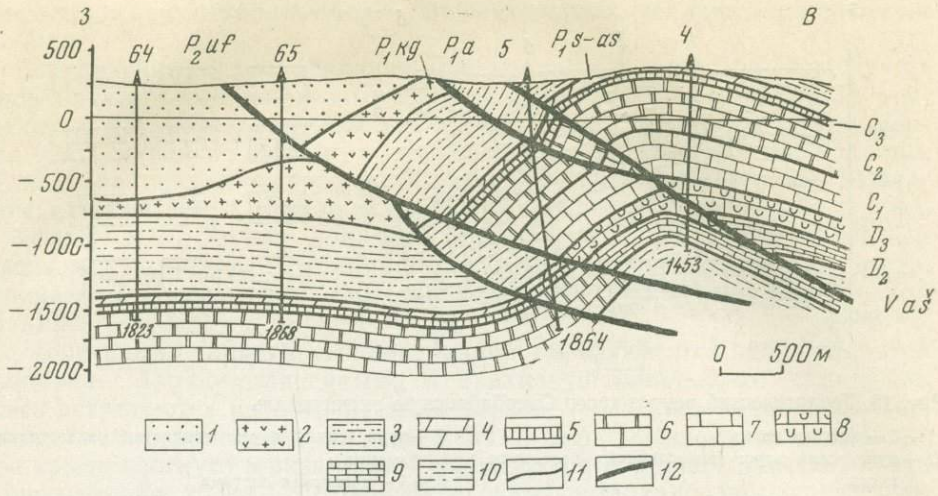


Рис. 16. Геологический разрез через Куперлинскую антиклиналь

- | | |
|---|--|
| 1 — верхняя пермь, уфимский ярус: аргиллиты, алевролиты, прослой конгломератов; | 6 — средний карбон. Известняки и доломиты; |
| 2 — 4 — нижняя пермь (2 — кунгурский ярус: загипсованные песчаники, гипсы; | 7 — нижний карбон. Доломиты и известняки; |
| 3 — артинский ярус: мергели с прослоями известняков, аргиллитов и песчаников; | 8 — верхний девон: известняки с прослоями аргиллитов в нижней части; |
| 4 — сакмарский и ассельский ярусы: доломиты, известняки); | 9 — средний девон: известняки, песчаники, аргиллиты; |
| 5 — верхний карбон: аргиллиты с прослоями мергелей и доломитов; | 10 — ашинская серия венда: аргиллиты, алевролиты, песчаники; |
| | 11 — стратиграфические границы; |
| | 12 — тектонические контакты |

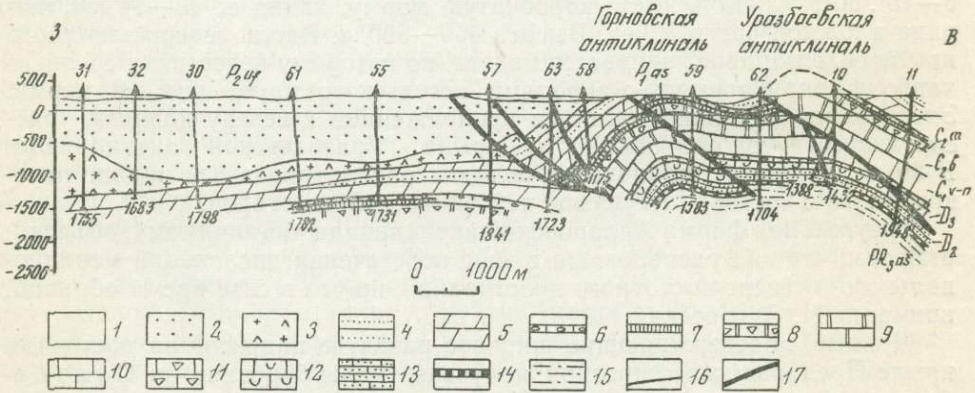


Рис. 17. Геологический разрез через восточную часть Предуралья вдоль долины р. Тор

- | | |
|--|---|
| 1 — четвертичные отложения: суглинки; пески, глины; | 8 — московский ярус: известняки, доломиты; |
| 2 — верхняя пермь, уфимский ярус: аргиллиты, песчаники, конгломераты; прослой мергелей; | 9 — башкирский ярус: известняки, доломиты); |
| 3 — нижняя пермь: на западе — соли, ангидриды, гипсы. На востоке — загипсованные песчаники, гипсы; | 10 — 11 — нижний карбон |
| 4 — 5 — артинские и сакмарские отложения (4 — песчаники, аргиллиты; | 10 — намюрский и визейский ярусы: известняки доломиты; |
| 5 — мергели, известняки); | 11 — турнейский ярус: известняки); |
| 6 — ассельский ярус: известняки, известняковые конгломераты; | 12 — верхний девон: известняки, доломиты, внизу песчаники, аргиллиты; |
| 7 — верхний карбон: известняки с прослоями мергелей; | 13 — средний девон: известняки, аргиллиты, песчаники; |
| 8 — 9 — средний карбон | 14 — силур, индиятауская свита: алевролиты, аргиллиты; |
| | 15 — ашинская серия венда: аргиллиты, алевролиты, песчаники; |
| | 16 — стратиграфические границы; |
| | 17 — тектонические контакты |

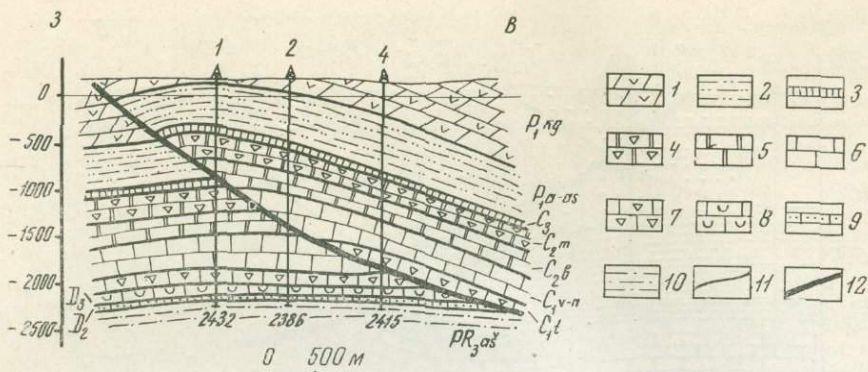


Рис. 18. Геологический разрез через Сайтбабинскую антиклиналь

- | | |
|---|--|
| <p>1 — 2 — нижняя пермь
(1 — кунгурский ярус: загипсованные песчаники, гипсы;
2 — артинские, сакмарские, ассельские отложения нерасчлененные: мергели, известняки, песчаники, аргиллиты);
3 — 7 — каменноугольная система
(3 — верхний отдел: аргиллиты, доломиты;
4 — средний отдел, московский ярус: известняки, доломиты, прослой аргиллитов;
5 — башкирский ярус: известняки, доломиты;
6 — нижний отдел, намюрский и визейский ярусы: известняки, аргиллиты, доломиты;</p> | <p>7 — турнейский ярус: глинистые известняки, кремни);
8 — 9 — девонская система
(8 — верхний отдел: известняки, доломиты, прослой аргиллитов;
9 — средний отдел: известняки, внизу песчаники);
10 — ашинская серия венда: аргиллиты, алевролиты, песчаники;
11 — стратиграфические границы;
12 — тектонические контакты</p> |
|---|--|

выполаживается и артинские отложения падают под углами не более 6—15°. Антиклиналь имеет коробчатую форму, длина ее 13—14 км, ширина в южной части 10 км. Высота 450—500 м. Вдоль северо-западного крыла складки прослеживается надвиг, по которому известняки среднего карбона соприкасаются с породами ассельского яруса нижней перми. Этот надвиг, очевидно, является продолжением к северу надвига, трансирующегося вдоль западного крыла. Уразбаевской антиклинали. В 20 км севернее Арларовской складки рассматриваемый надвиг перекрывается с востока Нугушской тектонической пластиной.

Треугольная форма Арларовской антиклинали, по-видимому, объясняется тем, что она расположена в зоне пересечения дислокаций меридионального и северо-восточного простирания, на что в свое время обращал внимание Н. С. Шатский (1945).

Данные, подтверждающие широкое развитие надвигов на восточном крыле Предуральского прогиба, получены также бурением на Сайтбабинской структуре (рис. 18). Здесь скв. 1 обнаружила зону тектонического нарушения в интервале 1035—1043 м, где под известняками башкирского яруса среднего карбона залегает толща артинских песчаников. В скв. 2 той же площади на глубине 1600 м под известняками серпуховского горизонта визейского яруса были вскрыты известняки намюра. Скв. 4 на глубине 1993 м под породами нижнего турне вошла в известняки тульского горизонта.

Бурением глубоких скважин надвиги обнаружены и на других складках (Хлебодаровской, Архлатышской и др.). Строение их принципиально не отличается от рассмотренных выше.

Из приведенного описания надвиговых нарушений Предуральского прогиба видно, что они имеют значительную протяженность (десятки и сотни километров), но сравнительно небольшую амплитуду горизонтального перемещения пород, колеблющуюся от нескольких сотен метров до первых километров. Причем амплитуда надвигов к западу закономерно сокращается. Тем не менее суммарная амплитуда надвигов Предураль-

ского прогиба составляет более внушительную величину, измеряемую 5—7 км.

Все линейные и брахискладки Предуральского прогиба осложняют фронтальные части надвиговых пластин, представляющих собой структуры более крупного масштаба, чем пликативные дислокации. Закономерная связь между надвигами и складчатыми дислокациями наблюдается во всех районах Предуральского прогиба — в Верхне-Печорской впадине (Вуктыльская, Курьинская, Тулпановская, Кумайская структуры), в Ксенофонтово-Колвинской седловине (Колвинская антиклиналь), в Соликамской впадине (Малянцевская, Всеволодо-Вильвенская и др. складки), в Косьминско-Чусовской седловине и Юрюзано-Сылвенской впадине.

Морфология пликативных дислокаций, образующихся вдоль надвигов различна. Наряду с линейными и брахиантиклинальными складками здесь встречаются разной крутизны изгибы, флексуры, подворачивание, задирание и искривление пластов. Если на Бакракской структуре западное крыло изогнуто в виде крутой флексуры, а восточное залегает почти горизонтально, то на Саятбабинской складке западное крыло практически отсутствует, восточное же падает под углом 20° . Слабо выражены западные крылья на Саратовской, Волостновской, Воскресенской и других структурах. Причем в большинстве случаев западные крылья складок с глубиной вообще пропадают. На некоторых структурах перегибы пластов выражены настолько слабо и неясно, что их трудно называть складками: это, по существу, надвиги, в пределах которых слои залегают моноклинально.

Местами вдоль крупных надвигов происходит дробление пород с образованием более мелких надвинутых одна на другую чешуй.

Таким образом, дислокации, возникающие в надвиговых пластинах, различны и разнообразны. Однако это разнообразие является не принципиальным, а лишь формальным. Оно зависит, по-видимому, от многих причин: от амплитуды перемещения и интенсивности горизонтального сжатия, крутизны падения поверхности надвига, состава, строения и физических свойств пород, толщины пластины и т. д. Общим же самым главным, определяющим их генезис, является приуроченность всех дислокаций к фронтальным зонам надвиговых пластин, и поэтому все эти складки можно назвать фронтальными.

Наряду с рассмотренными в Предуральском прогибе устанавливаются и относительно пологие куполовидные структуры, возникшие в результате коробления аллохтонных пластин за фронтом сжатых линейных складок. Примером таких структур «второго эшелона» могут служить Елгинская и Северо-Елгинская брахиантиклинали, а также ряд поднятий, устанавливаемых сейсморазведкой в южной части Бельской впадины (см. рис. 8).

Наконец, кроме отмеченных дислокаций, местами перед фронтом надвигов в породах постели образуются небольшие структурные осложнения, выраженные задиранием и подворачиванием пластов или формированием пологих антиклинальных складок. Интенсивность этих дислокаций значительно уступает фронтальным складкам, возникающим в аллохтонных пластинах. Примеры таких дислокаций известны на Бакракской, Таушской, Саратовской, Саятбабинской, Куперлинской и других площадях.

Как видно из изложенного, данными глубокого бурения и геофизики четко устанавливается чешуйчато-надвиговое строение Предуральского прогиба. При этом горизонтальная амплитуда надвигов в восточном направлении, в сторону, откуда исходит давление, возрастает, а к западу гасится складчатостью. В каких породах и на какой глубине проходит главная поверхность тектонического срыва, пока неизвестно, возможно, она приурочена к сланцевым пластам внутри ашинской серии венда или к подошве последней. Во всяком случае, верхние горизонты

этой толщи участвуют в надвиговых дислокациях, о чем свидетельствуют данные бурения глубоких скважин.

Окончательное формирование надвигов и пликативных деформаций в Предуральском прогибе, как и в пределах большей части западного склона Урала, произошло в завершающие этапы варисской складчатости, в послевержнепермское время. Об этом свидетельствует развитие надвигов, а также складчатость пород уфимского, казанского и татарского ярусов, наблюдаемые в скважинах и в естественных обнажениях. Скорее всего надвиги и складчатые структуры завершили свое формирование на границе нижнего и среднего триаса, как это установлено исследованиями А. Л. Яншина (1936) для бассейнов рек Малой Хобды (Южный Урал) и Печоры.

ЗАПАДНЫЙ СКЛОН УРАЛА

В составе складчатых сооружений докембрийского и палеозойского чехла западного склона Южного Урала выделяется ряд крупных структурных элементов, отличающихся друг от друга как по составу, строению и мощности слагающих их горных формаций, так и по характеру и времени проявления тектонических дислокаций (см. рис. 4). К ним принято относить Зилаирский синклиорий, Башкирский антиклинорий и зону Уралтау, сложенные преимущественно осадочными образованиями рифейского, вендского и палеозойского возраста. На западе названные структуры вдоль крупных надвигов граничат с Предуральским краевым прогибом, а на востоке тектонически перекрыты эвгеосинклинальными образованиями Главного Уральского шарьяжа.

Структуры западного склона Южного Урала имеют субмеридиональное простирание и в плане состоят из ряда дугообразно изогнутых к западу отрезков. Поскольку все крупные дислокации Урала представляют собой самостоятельные структурно-фациальные зоны, развивавшиеся унаследованно, сведения о стратиграфии и литологии слагающих их пород приводятся при описании соответствующих структурных единиц.

ЗИЛАИРСКИЙ СИНКЛИОРИИ

Так называют обширную складчатую структуру западного склона Южного Урала, расположенную между Башкирским антиклинорием и зоной Уралтау. К югу от широтного течения Малого Ика, там, где Башкирский антиклинорий погружается, синклиорий граничит непосредственно с Предуральским прогибом. Северное центроклинальное замыкание рассматриваемой структуры происходит в районе г. Белорецка, где на поверхность выходят допалеозойские толщи. Еще севернее, на простирании оси синклиория, располагается небольшая Тирлянская мульда, сложенная палеозойскими отложениями, по составу и строению однотипными с разрезом Зилаирского синклиория.

В пределах большей части описываемой структуры обнажаются мощные флишвидные толщи верхнего девона, карбона и нижней перми. «Огромная мощность этих образований свидетельствует о длительном и непрерывном прогибании рассматриваемой территории в соответствующее время, о существовании здесь некогда геосинклинали» (Келлер, 1949, стр. 3).

Краткие сведения о стратиграфии

Последовательность напластования пород, слагающих Зилаирский синклиорий, изучалась многими исследователями: А. П. Карпинским (1874), Д. Н. Соколовым (1897), Е. В. Воиновой, К. Э. Разумовской, Н. К. Разумовским и А. В. Хабаковым (1933), Д. Г. Зеgebардом (1936), В. Е. Руженцевым (1936, 1937, 1947), И. В. Хворовой (1937, 1939, 1961), Д. Г. Ожигановым (1941, 1955), В. Н. Павлиновым (1937, 1947), С. Н. Краузе и В. А. Масловым (1961), М. А. Камалетдиновым и Р. А. Камалетдиновым (1960), Т. Т. Казанцевой (1970) и другими геологами. Наиболее полная сводка по стратиграфии интересующей нас области содержится в работе Б. М. Келлера (1949). Материалы указанных работ позволяют представить стратиграфический разрез палеозоя этого района в следующем виде.

Ордовикские отложения обнажаются в бассейне верхнего меридионального и широтного течений Белой, вдоль западного крыла и северной центроклинали синклиория. Сложены они кварцевыми песчаниками с доломитовым цементом, реже песчанистыми доломитами и мелкогалечными конгломератами. В песчаниках часто содержатся брахиоподы карадокского яруса верхнего ордовика: *Camarotoechia tenera* Lesn., *C. blochini* Lesn., *C. cf. orientalis* Bass. и др. В ряде разрезов в основании толщи встречена фауна, позволяющая относить вмещающие слои к среднему ордовика. Мощность от нескольких метров до 200—300 м.

Силурийские отложения в бассейне Белой и на Малом Ике представлены лландоверским, венлокским и лудловским ярусами.

В составе лландоверского яруса преобладают песчанистые доломиты и глинистые сланцы, содержащие граптолиты: *Climacograptus* sp., *Diplograptus* sp. и др. Мощность до 45 м.

Венлокский ярус — однообразная толща зеленовато-серых глинистых сланцев с редкими прослоями кварцевых песчаников и известняков с брахиоподами: *Calymene tuberculata* Brunn., *Spirifer crispus* Kiaer. и др. Мощность 350—400 м.

Лудловский ярус — светлые доломиты и известняки, прослоями с большим количеством брахиопод: *Conchidium biloculare* Linne, *Spirifer elevatus* Dalm. и др. Мощность до 200 м.

Девонские отложения на западном крыле Зилаирского синклиория представлены всеми тремя отделами.

Нижний и средний девон сложены мощной толщей рифогенных (герцинских известняков), прослеживающихся в виде полосы, шириной 1—1,5 км, от г. Белорецка на юго-запад, вдоль долины р. Белой. Выше д. Максютново они резко поворачивают на юг и следуют до широтного колена Большого Ика, на левом берегу которого погружаются под граувакки верхнего девона. Севернее девонские рифы известны в Тирлянской мульде, в области Уфимского амфитеатра и в ряде других мест.

К нижнему девону относятся светлые, мраморизованные, массивные, водорослевые известняки с фауной брахиопод, кораллов, мшанок и криноидей: *Karpinskia conjugula* Tschern., *K. fedorovi* Tschern., *Atrypa moldawantzewi* Khod., *Columnarina minor* Soshk. и др. В известняках развита инкрустация и сильная трещиноватость. На участке между устьями рек Кургас и Южный Узьян встречаются линзовидные тела доломитов, мощностью до 40 м. В бассейне р. Белой, в составе нижнего девона, по фауне выделяются **жединский** и **кобленцкий ярусы**, мощность которых составляет соответственно 250—300 и 800 м (Камалетдинов и др., 1958, 1960, 1961).

В районе гор Крака, на западном крыле Зилаирского синклиория, отложения нижнего девона отсутствуют. Здесь ваяншкинские песчаники нижнего эйфеля залегают на силурийских доломитах, а весь разрез

девона представлен субплатформенными фациями, свойственными Башкирскому антиклинорию. Рифовые толщи здесь, по-видимому, развиты восточнее и скрыты под граувакками верхнего девона.

Средний девон. **Эйфельский ярус** на р. Большой Ик и в Кракинском районе сложен внизу пачкой аргиллитов и алевролитов, мощность которых достигает 100 м (Большой Ик). В других разрезах нижнюю часть эйфельского яруса слагают массивные известняки с *Karpinskia fedorovi* Tschern., *Gypidula ivdelensis* Khod., *Campophyllum massivum* Soshk. и др. Мощность их до 500 м.

Выше, на Малом Ике выделяются: вязовский горизонт, представленный коричневато-серыми слоистыми известняками с многочисленными остракодами, мощностью 120 м, и бийский горизонт, сложенный серыми известняками с *Conchidiella baschkirica* Tschern. и *Favosites* sp., мощностью 60 м.

Живетский ярус обычно представлен серыми слоистыми известняками с брахиоподами: *Stringocephalus burtini* Defr., *Atrypa desquamata* Sow. и др. Мощность их от 25 до 80 м.

Верхний девон. **Франский ярус**; в нижней части слагаются серые слоистые известняки с редкими *Atrypa uralica* Nal. Мощность толщи изменяется от нескольких метров до 300—350 м. Разрез яруса завершается пачкой светлых рифогенных известняков барминских слоев с многочисленными брахиоподами: *Pugnoides triaqualis* Mark., *Hypothyridina cuboides* Sow. и др. Мощность 5—20 м.

Фаменский ярус развит наиболее широко, занимая всю центральную и восточную части Зилаирского синклинория. Он представлен мощной толщей терригенных флишoidных пород, преимущественно грауваккового состава, известной под названием **зилаирской серии**¹. На левом берегу р. Белой и южнее, до Большого Ика, эти отложения залегают на слабо размытой поверхности известняков барминских слоев франского яруса и более древних породах до эйфельского яруса включительно. В других разрезах породы, подстилающие зилаирскую серию, неизвестны, хотя не исключено, что на западном склоне хр. Уралтау ими являются силурийские кремнистые сланцы, но эти разрезы относятся к уралтаускому типу.

В северной части Зилаирского синклинория, по р. Кайнуй, зилаирская серия расчленяется на три свиты (снизу вверх): темировскую, представленную глинистыми сланцами с прослоями граувакковых песчаников; канскую, сложенную граувакками с прослоями глинистых сланцев и яумбаевскую, состоящую из переслаивающихся пластов граувакковых песчаников, алевролитов и аргиллитов (Казанцева, 1971).

Южнее, в бассейнах рек Большой Ик и Большая Сурень, Б. М. Келлером (1949) над темировской свитой выделяются асташская и авашлинская свиты, из которых в нижней, соответствующей канской, преобладают граувакки, а в верхней, отвечающей яумбаевской, — глинистые сланцы.

В более южных районах эти свиты не выделяются, здесь вся зилаирская серия представлена однообразной толщей переслаивающихся песчаников, алевролитов и глинистых сланцев с растительными остатками. В тонких прослоях известняков содержатся фораминиферы, характерные для фаменского яруса, а в линзах известняков по рекам Куруил и Биштрак обнаружены многочисленные брахиоподы *Lieorhynchus baschkiricus* Tschern. Мощность пород зилаирской серии в разрезе р. Большой Ик, у д. Мурадымово, не превышает 600—700 м, к востоку она возрастает до 2—3 км.

¹ Аспидная формация Б. М. Келлера, 1949.

Каменноугольные отложения, прослеживающиеся полосой меридионального простирания вдоль западного крыла Зилаирского синклиория, подразделяются на ряд свит местной стратиграфической схемы, хорошо выраженных в пределах рассматриваемой структуры.

Нижний карбон. Турнейский ярус.

Машлинская свита — зеленые и темные окремненные аргиллиты и стекловидные силициты с подчиненными прослоями афанитовых известняков с фораминиферами: *Endothyra* ex gr. *latispiralis* Lip., *Brunsiina* aff. *irregularis* Moell. Мощность свиты до 300 м.

Визейский ярус. Мазитовская свита — довольно однообразная толща пород, в которой преобладают зеленоватые мягкие слюдястые аргиллиты с характерной листоватой отдельностью на выветрелой поверхности. Имеются прослои плотных плитчатых песчаников, мощностью до 2—3 м, и редкие тонкие прослои известняков с *Archaeodiscus* sp. Мощность до 500 м.

Куруильская свита — крепкие кремнистые известняки и глинистые сланцы, переслаивающиеся с темными кремнистыми аргиллитами. В известняках содержатся редкие *Endothyra primaeva* Raus., *Spiriferina peracuta* Kop. Мощность до 300 м.

Иткуловская свита — серые мергели и аргиллиты с прослоями песчаников и пачками яшмовидных силицитов. Встречаются прослои известняков с *Archaeodiscus karreri* Brady, *Pseudoendothyra* sp. Мощность до 500 м.

Бухарчинская свита — в нижней части темные тонкоплитчатые, сверху толстослоистые криноидные, иногда брекчированные известняки с редкой фауной мелких брахиопод, гониатитов и фораминифер: *Striatifera striata* Fisch., *Goniatites fimbriatus* Foord et Creek, *Reticuloceras reticulatum* Phill., *Staffella compressa* Raus. Мощность до 360 м.

Унбетовская свита — переслаивание разнообразных песчаников, мергелей и известняков с *Archaeodiscus baschkiricus* Krest. et Theod., *Staffella antiqua* Dut., *Reticuloceras bilingue* Salt. и др. Мощность до 250 м.

Средний карбон представлен мощным терригенным флишем. На правом берегу Большого Ика эти образования слагают крупную Суюшевскую синклираль, а на левом берегу — моноклираль западного крыла Зилаирского синклиория.

В составе среднего карбона выделяются **башкирский** и **московский ярусы**. Первый из них сложен зеленовато-серыми аргиллитами, переслаивающимися с пластами песчаников и редкими прослоями известняков, второй — аргиллитами и песчаниками с двумя пачками плитчатых, пелитоморфных известняков, которые И. В. Хворова выделила под названием золотогорских. В породах часто встречается ритмичная слоистость.

Башкирский ярус по р. Малый Ик, на восточном крыле Суюшевской синклинали, у д. Шигрыш, имеет мощность 750 м; западнее у д. Бикбулатово, р. Малый Ик его мощность сокращается до 150—200 м, а севернее, на водоразделе Малого Ика и Белой, не превышает 50 м. В бассейне рек Сурень и Ускалык мощность башкирского яруса 400 м, по р. Ассель и южнее она возрастает до 750 м и более.

Московский ярус у д. Бикбулатово, р. Малый Ик имеет мощность 80—100 м, восточнее и южнее достигает 600—600 м.

Верхний карбон подразделяется на три горизонта — абзановский, зяанчуринский и оренбургский.

Абзановский горизонт — зеленовато-серые и темные аргиллиты с прослоями песчаных известняков и песчаников, образующих характерные флишевые ритмы. В прослоях известняков содержатся: *Triticites montiparus* Moell., *Tr. lucidus* Raus. и др. Мощность до 700 м.

Зяанчуринский горизонт — крупнообломочные и глыбовые конгломераты, состоящие из слабо окатанных глыб, скрепленных извест-

ковым цементом. В составе обломков присутствуют известняки с фауной из всех трех отделов каменноугольной системы (*Striatifera striata* Fisch., *Choristites bisulcatiformis* Sem., *Metapronorites cuneilobatus* Ruzh. и др.). Встречаются прослой и пачки песчано-сланцевых пород. Максимальная мощность горизонта на юге площади достигает 250 м.

Оренбургский горизонт представлен чередованием аргиллитов и зеленовато-серых песчаников, с тонкими прослоями темно-серых песчаных мергелей и органогенных известняков с *Triticites jigulensis* Raus. Мощность оренбургского горизонта между Большим и Малым Иком достигает 1000 м.

Нижепермские отложения прослеживаются в виде полосы меридионального простирания вдоль западного крыла Зилаирского синклинория, где представлены мощной сероцветной молассой (Хворова, 1961).

Ассельский ярус сложен переслаивающимися мергелями и аргиллитами с прослоями песчаников и органогенно-обломочных известняков с *Pseudofusulina uralica* Krot., *Schwagerina* sp. Вверх по разрезу роль карбонатных пород постепенно возрастает. Мощность ассельского яруса до 500—600 м.

Сакмарский ярус подразделяется на тастубский и стерлитамакский горизонты.

Тастубский горизонт представлен переслаиванием серых слоистых известняков с мергелями, аргиллитами и песчаниками. В органогенно-обломочных разностях встречаются *Pseudofusulina moelleri* Schell., *Ps. verneuli* Moell., *Medlicottia vetusta* Ruzh. Мощность горизонта до 600 м.

Стерлитамакский горизонт сложен чередованием песчаников с зеленовато-серыми аргиллитами и алевролитами и прослоями органогенно-обломочных известняков с *Pseudofusulina urdalensis* Raus., *Sakmarites postcarbonarius* (Карп.). В верхней части разреза иногда имеются прослой конгломератов. Мощность горизонта до 600 м.

Артинский ярус подразделяется на две толщи. Нижняя из них, названная Б. М. Келлером (1949) тазларовской, отличается более мелкообломочным составом. В ней преимущественным развитием пользуются песчаники и аргиллиты с прослоями мергелей и известняков с *Pseudofusulina lutugini* Schell. Мощность их до 700 м. Верхняя байгеджинская толща, выделенная Е. В. Воиновой (1935), представлена песчаниками, грубыми конгломератами, реже мергелями и прослоями известняков с *Pseudofusulina concavatus* Viss., *Sakmarites vulgaris* (Карп.), *Artinskia artiensis* Grun. и др. Мощность до 1000 м.

Из приведенного описания разреза палеозоя Зилаирского синклинория мы видим, что он представлен мощными осадочными толщами, в которых выделяются: субплатформенная (O_3-S_2), рифовая (D_1-D_3fr), аспидная (D_3fm), флишевая (C) и молассовая (P_1) формации. Из них три последние являются типично орогенными образованиями, сформировавшимися в компенсированном прогибе, вблизи подножия растущих поднятий.

Особенности структуры

Северная часть Зилаирского синклинория, располагающаяся между зоной Уралтау и Башкирским антиклинорием, имеет синклинорное строение. Южнее широтного течения Большого Ика, в связи с замыканием названного антиклинория, такое строение пропадает; здесь все толщи моноклинально погружаются к западу в сторону Предуральского прогиба.

Бурением глубоких скважин и детальными геологическими съемками установлено, что Зилаирский синклинорий надвинут с востока на Предуральский прогиб по относительно пологой поверхности. Аллохтон

- а — верхнепермские отложения Предуральяского прогиба;
- б — метаморфические образования хр. Уралау;
- в — нижнепермские отложения зоны передовых складок: аргиллиты, алевролиты;
- г — нижнепермские и верхнекаменноугольные отложения Су-ренской пластины: аргиллиты, алевролиты, известняки;
- д — средне - верхнекаменноугольные отложения зоны передовых складок: известняки, глинистые известняки;
- е — среднекаменноугольные отложения Суюшевской и Мурадымовской пластин: аргиллиты, алевролиты, песчаники;
- ж — каменноугольные отложения зоны передовых складок: известняки, доломиты;
- з — нижнекаменноугольные и девонские отложения (в Мурадымовской пластине только С₁): аргиллиты, песчаники, известняки;
- и — девонские отложения: известняки;
- к — силурийские и девонские отложения Икской пластины: известняки, аргиллиты;
- л — ашинская серия венда: аргиллиты, алевролиты, песчаники;
- м — о — кварцевые песчаники, серия;
- н — средний рифей, юрматинская серия;
- о — нижний рифей, бурзянская серия
- п — м — о — кварцевые песчаники, алевролиты, аргиллиты, доломиты, известняки);

D₃fp — С₁t — не заштриховано поле развития зилаирских граувакк;

- п — останцы шарьяжей;
- Кр — Кракинский,
- Кэ — Кзылбалыкский,
- Мс — Малосуренский,
- Зл — Зилаирский,
- Ск — Сакмарский;
- р — антиклинальные структуры:
- 1 — Уразбаевская,
- 2 — Хлебодаровская,
- 3 — Иштугановская,
- 4 — Таушская,
- 5 — Ямашская (северная часть),
- 6 — Кошелевская (Кибизская),
- 7 — Кузнецовская,
- 8 — Ямашская (южная часть),

- 9 — Бикбулатовская,
- 10 — Максютювская,
- 11 — Ямантауская,
- 12 — Атиковская,
- 13 — Караминская,
- 14 — Ямашлинская,
- 15 — Павленская,
- 16 — Мурадымовская,
- 17 — Асташская,
- 18 — Икская,
- 19 — Кушакская,
- 20 — Дмитриевская,
- 21 — Сосновская,
- 22 — Верхне-Бикбердинская,
- 23 — Касмарская,
- 24 — Мукомодьярская,
- 25 — Баншевская,
- 26 — Богдановская,
- 27 — Саплайская;

- с — геологические границы;
 - т — изолинии условного отражающего горизонта;
 - у — предполагаемые разломы;
 - ф — линии надвигов.
- Буквы на карте: тектонические пластины:
- С — Суренская,
 - Н — Нугушская,
 - Сш — Суюшевская,
 - УТ — Уваринская и Тассинская,
 - А — Алатауская,
 - И — Икская,
 - М — Мурадымовская,
 - Зк — Зильмердакская,
 - Ю — Юрматинская,
 - Зр — Зюраткульская

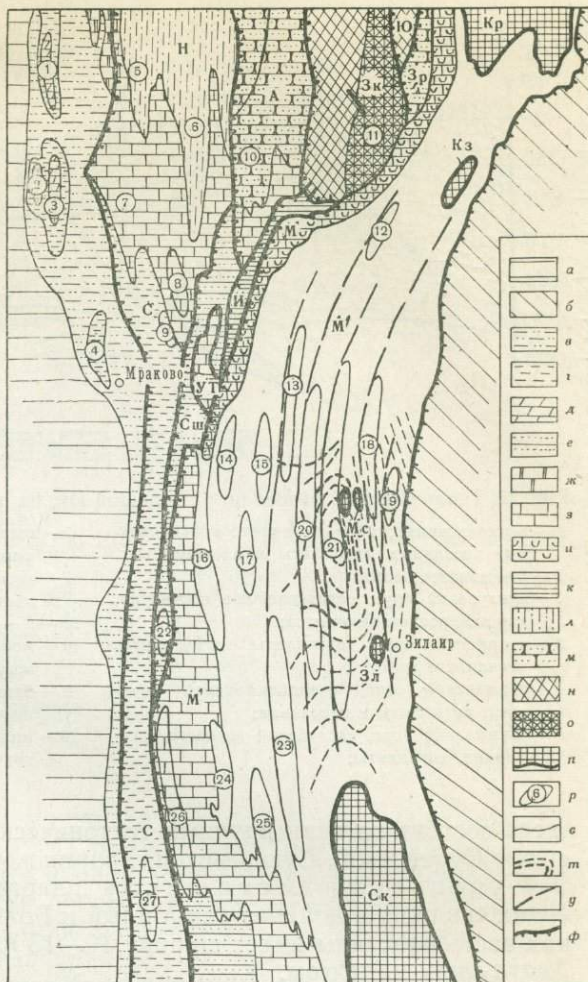


Рис. 19. Схематическая геологическая карта Зилаирского синклиория

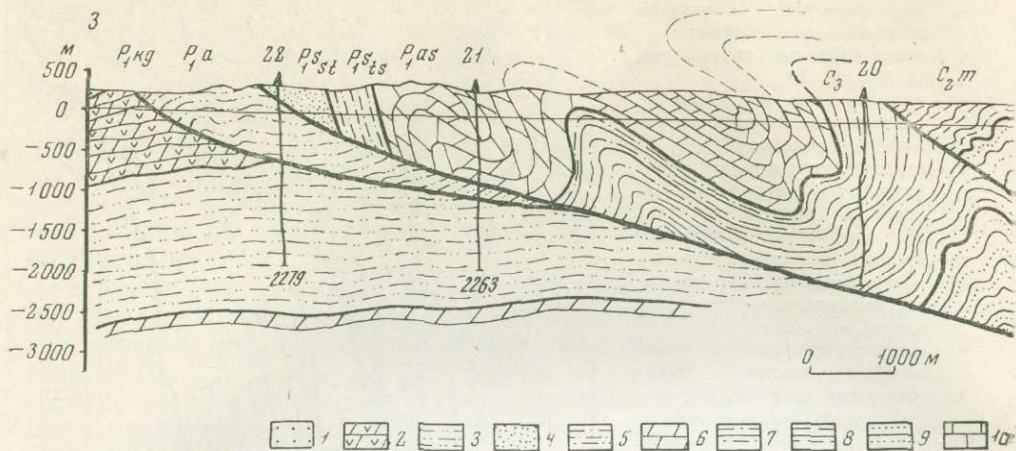


Рис. 20. Геологический разрез по р. Большой Ик, на широте д. Мурадымово

- | | |
|--|---|
| 1 — верхняя пермь, уфимский ярус: красноцветные песчаники, аргиллиты и алевролиты; | 6 — ассельский ярус: известняки, мергели, прослой аргиллитов и песчаников); |
| 2 — 6 — нижняя пермь | 7 — верхний карбон: аргиллиты, алевролиты, песчаники; |
| (2 — кунгурский ярус: загипсованные песчаники, гипсы, прослой доломитов; | 8 — 9 — средний карбон |
| 3 — артинский ярус: аргиллиты, алевролиты, песчаники; | (8 — московский ярус: песчаники, алевролиты, аргиллиты с прослоями известняков; |
| 4 — сакмарский ярус, стерлитамакский горизонт: аргиллиты и песчаники; | 9 — башкирский ярус: аргиллиты, алевролиты, песчаники); |
| 5 — сакмарский ярус, тастубский горизонт: песчаники, аргиллиты; | 10 — нижний карбон, намюрский и визейский ярусы: известняки, прослоями глинистые; |

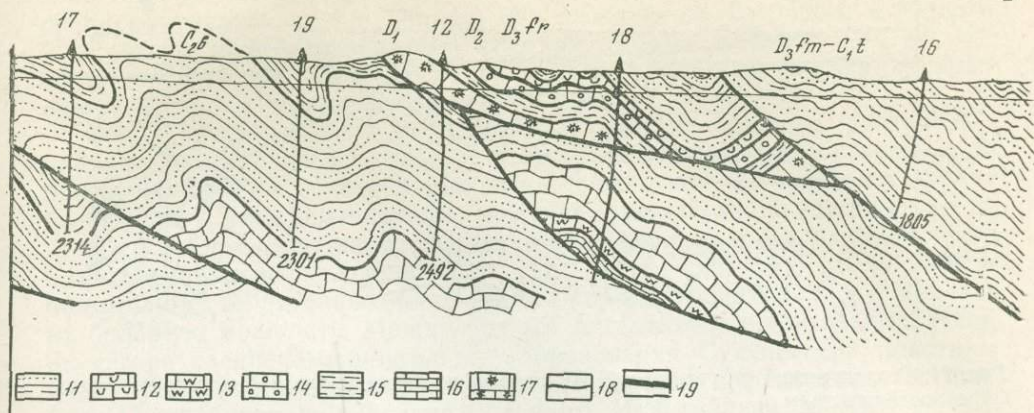
здесь состоит из пяти крупных тектонических пластин (с запада на восток): Суреньской, Суюшевской, Уваринской, Икской и Мурадымовской.

Суреньская (Асташская) пластина выявлена бурением глубоких скважин в долинах рек Малый и Большой Ик (рис. 19). Обнаженная часть пластины имеет ширину 10—15 км. На востоке она перекрыта Алатауским надвигом.

Рассматриваемая структура является лишь южным отрезком более крупного фронтального надвига складчатого Урала, прослеживающегося вдоль всего западного склона хребта. На широте приблизительно г. Актюбинска надвиг скрывается под мезокайнозойскими отложениями, а северное продолжение его, расположенное в пределах Башкирского поднятия, нами описывается под названием Нугушского надвига. Необходимость такого условного разделения на отдельные отрезки единого надвига продиктована лишь удобством изложения материала. Слишком большая протяженность и поперечная фациальная изменчивость пород в пределах пластины сильно усложнили бы ее описание целиком как единого структурного элемента.

Подоща Суреньской тектонической пластины выступает на поверхность вдоль западной границы ассельско-сакмарских (курмаинских) известняков. Тектонический контакт в ряде мест можно наблюдать непосредственно в обнажениях. Так, например, на левом берегу Большой Сурени видно, как сильно пльчатые известняки курмаинской свиты надвинуты с востока на песчаники и аргиллиты артинского яруса. Сква. 21 на левом берегу Большого Ика эти известняки полностью перебурены и вскрыты артинские отложения постели надвига (рис. 20).

Перебурена Суреньская пластина и скв. 1, расположенной в долине Малого Ика у д. Бикбулатово. Эта скважина забурилась в флишеидных породах верхнего карбона и на глубине 270 м вошла в толщу моласс ассельско-сакмарского возраста (рис. 21). На глубине 740 м скважина вскрыла каменноугольные отложения, которые по составу, строению,



- | | |
|---|---|
| 11 — 13 — верхний девон | 15 — мурадымовская свита: аргиллиты и песчаники; |
| (11 — фаменский ярус, зилаирская серия: аргиллиты и граувакковые песчаники; | 16 — живетский ярус: известняки слоистые, прослоями глинистые); |
| 12 — франский ярус: известняки светлые, массивные; | 17 — нижний девон: светлые рифогенные известняки; |
| 13 — фаменский и франский ярусы: известняки серые, слоистые); | 18 — стратиграфические границы; |
| 14 — 16 — средний девон | 19 — тектонические контакты |
| (14 — живетский и эйфельский ярусы: светлые рифогенные известняки; | |

стратиграфической полноте и мощности резко отличаются от разновозрастных образований, развитых на поверхности. Так, верхний карбон в поднадвиге сложен доломитами и мергелями, мощностью не более 50 м, в то время как на поверхности он представлен терригенным флишем, мощность которого превышает 1000 м. В составе верхнего карбона здесь выделяются абзановский, зианчуринский и оренбургский горизонты. Средний карбон поднадвига сложен толщей известняков и доломитов, мощностью 440 м, подразделяющейся на московский (200 м) и башкирский (240 м) ярусы. На поверхности среднекаменноугольные отложения представлены московским ярусом, состоящим из глинистых сланцев (50 м), и башкирским, сложенным известняковыми конгломерато-брекчиями (40 м).

Учитывая, что скв. 1 (Бикбулатово) расположена в 7 км восточнее фронта надвига, а также, что разрез поднадвига по фациальному составу и строению резко отличается от пород аллохтона, мы должны признать, что амплитуда горизонтального перемещения Суреньской пластины составляет не менее 15—20 км.

Нижнепермские и каменноугольные отложения в пределах Суреньской пластины залегают в виде обширной складчатой моноклинали, погружающейся в западном направлении (см. рис. 20). Наиболее интенсивная дислоцированность пород пластины наблюдается вдоль фронта надвига, где слои часто находятся в опрокинутом к западу залегании.

Структура нижнепермских отложений, слагающих прифронтальную полосу пластины, в устье р. Малый Ик у д. Кузьминовки, была описана А. А. Богдановым и Б. М. Келлером (1947). Здесь ассельско-сакмарские (курмаинские) известняки образуют опрокинутую к западу антиклиналь, сопряженную с расположенной восточнее перевернутой синклиналью (рис. 22). Продолжением Кузьминовской складки к югу является Нукаевская антиклиналь, прослеживающаяся на расстоянии 20 км (от широтного течения Большого Ика до верховьев Большой Ургинки), при ши-

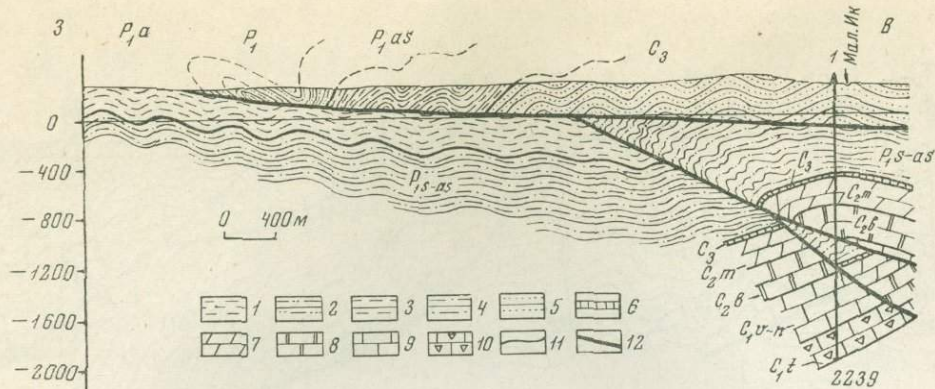
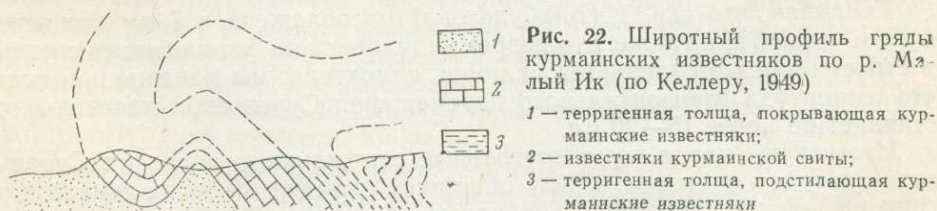


Рис. 21. Геологический разрез через Бикбулатовскую антиклиналь и фронтальную часть Суреньской пластины

- | | |
|--|--|
| 1—3 — нижняя пермь (1 — артинский ярус: песчаники, алевролиты, аргиллиты; | известняки, аргиллиты с прослоями мергелей; |
| 2 — сакмарский ярус: аргиллиты, песчаники, прослой мергелей; | 7—8 — средний карбон (7 — московский ярус: известняки и доломиты; |
| 3 — ассельский ярус: известняки и мергели, переслаивающиеся с аргиллитами); | 8 — башкирский ярус: известняки); |
| 4 — сакмарский и ассельский ярусы нерасчлененные: аргиллиты, алевролиты, песчаники с прослоями известняков и мергелей; | 9—10 — нижний карбон (9 — визейский и намюрский ярусы нерасчлененные: известняки и доломиты; |
| 5 — верхний карбон (флишевый): аргиллиты, алевролиты, песчаники; | 10 — турнейский ярус: известняки); |
| 6 — верхний карбон (платформенная фация): | 11 — стратиграфические границы; |
| | 12 — тектонические контакты |

рине 2 км. Свод ее, сложенный известняками ассельского яруса нижней перми, проходит западнее д. Нукаево. На всем своем протяжении складка опрокинута к западу. На западном крыле ее слои падают на восток под углами 70—80°, а на восточном — 40—50°.

На правобережье Малой Сурени, близ ее устья, вдоль фронта надвига также можно наблюдать опрокинутую к западу антиклиналь, сложенную в ядре ассельско-сакмарскими известняками (рис. 23). На междуречье Ассели и Касмарки в этой же полосе располагается Саплайкская антиклиналь, сложенная в ядре средним карбоном. Свод складки опрокинут к западу; на западном крыле ее слои наклонены к востоку под углом 70—85°, а на восточном под углом 45°. Все эти структуры на востоке сопряжены с более пологими синклиналями. Так, на междуречье Кас-



марки и Урала в нижнепермских отложениях известна крупная Бужанская синклиналь с пологим блюдцеобразным днищем и более крутыми крыльями.

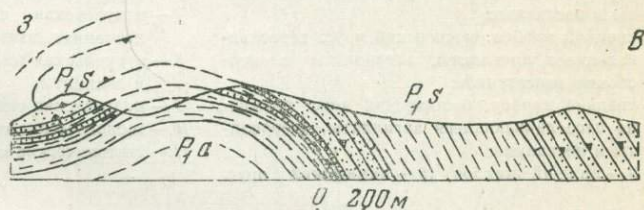
Суреньская тектоническая пластина севернее р. Большой Ик расширяется и переходит в Нугушскую пластину Башкирского антиклинория. Здесь располагаются крупные Кибизская и Кузнецовская антиклинали, описание которых будет приведено при рассмотрении структур Башкирского поднятия.

Суюшевская тектоническая пластина надвинута с востока на Суреньскую (см. рис. 19). Она сложена терригенным флишем среднекаменноугольного возраста. На междуречье Большого и Малого Ика породы пластины обнажаются в виде полосы шириной 6—7 км, которая южнее сужается до 1—1,5 км и далее следует до р. Ассели, скрываясь затем под Мурадымовским надвигом.

Скв. 1, пробуренная в своде Богдановской антиклинали (р. Чумаза), породы Суюшевской пластины не встретила. Здесь Мурадымовский покров располагается непосредственно на Суреньском; по-видимому, фронт Суюшевской пластины проходит восточнее упомянутой скважины.

В 1,5 км юго-западнее д. Увары, приблизительно в центральной части Суюшевской пластины, пробурена скв. 19, которая при забое 2301 м не вышла из терригенных флишеидных пород среднего карбона, показав их большую мощность. Между реками Асселью на юге и Малым Иком на севере среднекаменноугольные образования Суюшевской пластины надвинуты с востока на породы верхнего карбона Суреньской пластины. Скв. 17, пробуренная в долине Большого Ика, вблизи д. Хвалынское, на глубине 1600 м, вскрыла подошву Суюшевского покрова и углубилась в подстилающие верхнекаменноугольные отложения до 2314 м (см. рис. 20).

Рис. 23. Широтный профиль через стерлитамакские и артинские отложения на правобережье р. Малая Сурень близ ее устья (по Хворовой, 1963)



Севернее, на восточном крыле Кибизской антиклинали среднекаменноугольные флишеидные породы Суюшевской пластины надвинуты на различные толщи карбона, а в одном месте — на известняки верхнего девона Суреньского покрова.

О величине горизонтального перемещения Суюшевской пластины можно судить по скв. 17, вскрывшей поверхность надвига (в 2300 м от его фронта), а также по резкому стыку фаций среднекаменноугольных отложений в долине р. Малый Ик. Как уже отмечалось при описании Суреньского покрова, в районе южной периклинали Кибизской структуры средний карбон представлен известняками башкирского яруса (200 м) и артилитами московского яруса (50 м), а тектонически перекрывающие их одновозрастные породы Суюшевской пластины — терригенными флишеидными образованиями, мощностью 1,5—2 тыс. м.

Хотя отмеченный стык фаций сам по себе не определяет расстояния перемещения пород покрова, он все же свидетельствует о том, что это расстояние составляет не менее 5—7 км.

Среднекаменноугольные отложения в пределах описываемой пластины смяты в многочисленные мелкие складки, картирование которых весьма затруднено из-за слабой обнаженности пород.

Восточная часть Суюшевской пластины тектонически перекрыта на севере — Алатауским надвигом Башкирского антиклинория, в средней части — Икским, а в южной — Мурадымовским покровами. Продолжение Суюшевской пластины под надвигами обнаружено скв. 12 и 18 (Мурадымово) на глубинах, соответственно, 430 и 2430 м (см. рис. 20). В первом случае эти породы залегают непосредственно под Мурадымовским покровом (скважина прошла по ним 2162 м), а во втором — под Икским. Кроме того, породы Суюшевской пластины обнаружены скв. 1 Верхне-Бикбердинской площади на глубине 1300 м под Мурадымовской пласти-

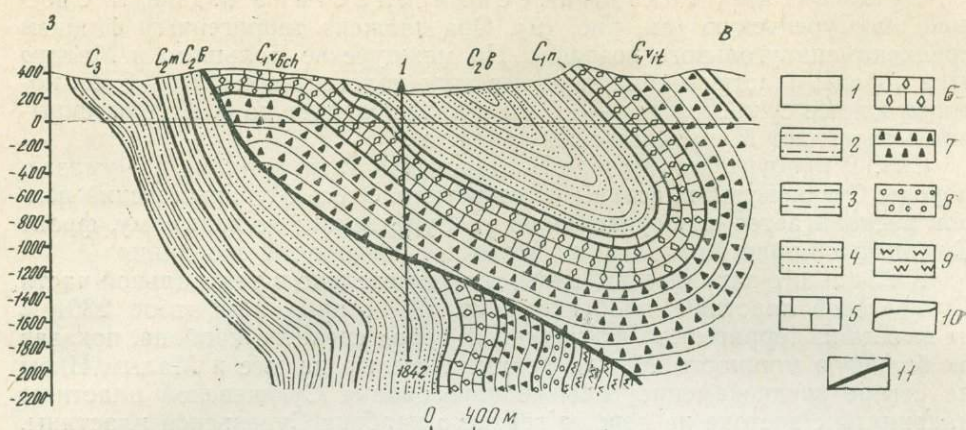


Рис. 24. Геологический разрез через Верхнебикбердинскую антиклиналь

- | | |
|--|--|
| 1 — четвертичные отложения: глины, пески, галечники; | унбетовская свита: известняки, аргиллиты, песчаники; |
| 2 — верхний карбон, абзановская свита: ритмично переслаивающиеся аргиллиты, алевролиты и песчаники; | 6 — визейский ярус, бухарчинская свита; известняки с прослоями аргиллитов; |
| 3 — средний карбон, московский ярус: переслаивающиеся аргиллиты, алевролиты с прослоями известняков; | 7 — иткуловская свита: мергели, аргиллиты, песчаники, известняки, кремни; |
| 4 — средний карбон, башкирский ярус: ритмично переслаивающиеся аргиллиты, алевролиты и песчаники; | 8 — куруильская свита: кремнистые аргиллиты и силициты; |
| 5 — 9 — нижний карбон (5 — намюрский ярус, | 9 — мазитовская свита: аргиллиты и песчаники); |
| | 10 — геологические границы; |
| | 11 — тектонические контакты |

ной (рис. 24). Обе упомянутые скважины прошли по аргиллитам и песчаникам среднего карбона более 500 м.

Уваринский и Тассинский тектонические останцы. На поверхности флишеидных пород среднего карбона, слагающих Суюшевскую пластину, закартированы два покоящихся один на другом крупных тектонических останца (рис. 25). Нижний из них, Уваринский, сложен нижнекаменноугольными и отчасти верхнедевонскими образованиями, а верхний, Тассинский — породами девонского и силурийского возраста¹.

Тассинский останец покрова, по-видимому, является восточным продолжением Икской пластины, разобщенной процессами денудации, а Уваринский представляет самостоятельную пластину, перекрытую с востока Икским и Мурадымовским тектоническими покровами. На местности породы Уваринского и Тассинского останцов образуют ряд горных вершин, склоны которых сложены песчаниками и аргиллитами среднего карбона. Пересеченный рельеф обусловил сильно извилистые очертания границ покровных структур в плане, резко дискордантные их внутренней структуре.

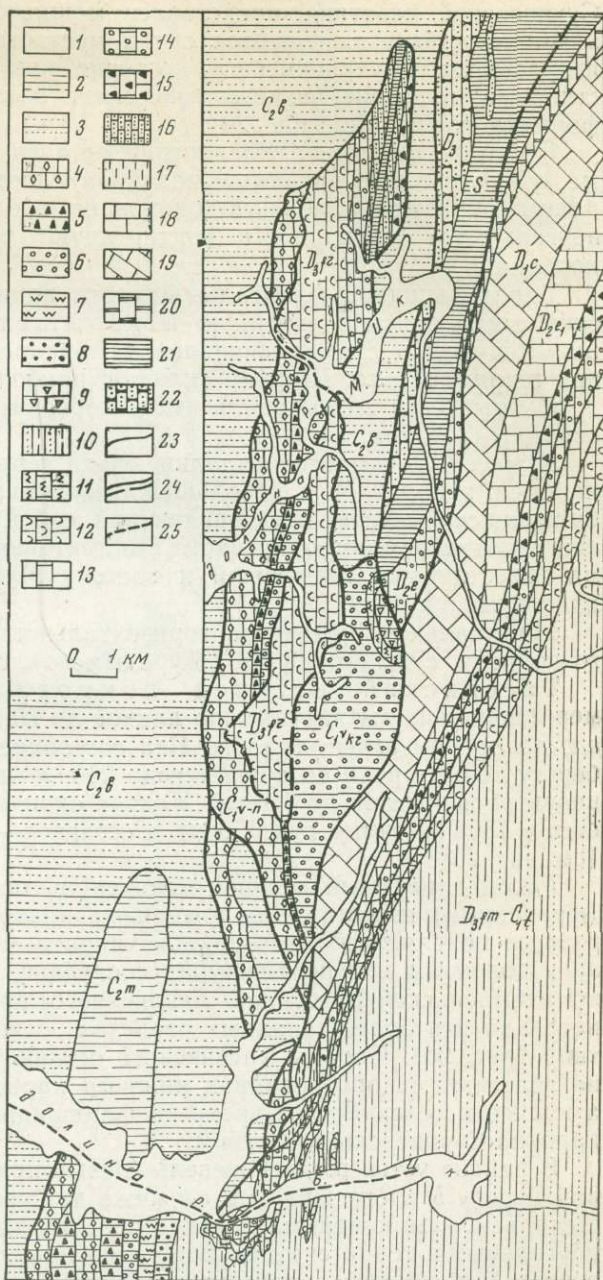
Длина Уваринской пластины достигает 20 км, ширина в средней части — 5 км. С востока она перекрыта Мурадымовским покровом.

Скв. 18 (Мурадымово), пробуренной в долине Большого Ика, в 5 км восточнее д. Мурадымово, обнаружено восточное продолжение Уваринской пластины (см. рис. 20). Здесь каменноугольные и девонские

¹ Ранее считалось, что эти породы слагают горсты, осложняющие Суюшевскую синклиналь (Желлер, 1949).

Рис. 25. Геологическая карта междуречья Большого и Малого Иков

- 1 — четвертичные отложения: глины, пески, галечники;
- 2 — 3 — средний карбон (2 — московский ярус: аргиллиты, алевролиты, песчаники, прослой известняков;
- 3 — башкирский ярус: аргиллиты, алевролиты, песчаники);
- 4 — 8 — нижний карбон (4 — намиорский и визейский ярусы, бухарчинская свита: известняки с прослоями аргиллитов;
- 5 — визейский ярус, иткуловская свита: мергели, песчаники, известняки с пачками кремне-ных аргиллитов;
- 6 — визейский ярус, куруильская свита: кремнистые аргиллиты и силициты;
- 7 — визейский ярус, мазитовская свита: аргиллиты и песчаники;
- 8 — турнейский ярус: аргиллиты и няков);
- 9 — верхний девон (9 — фаменский ярус: известняки;
- 10 — фаменский ярус, зилаирская серия: граувакковые песчаники, алевролиты, аргиллиты;
- 11 — нижний карбон, турнейский ярус: известняки;
- 12 — верхний девон, франский ярус: известняки;
- 13 — средний девон, живетский ярус: известняки;
- 14 — 18 — средний девон, эйфельский ярус (14 — на востоке: известняки светлые, массивные, рифогенные; на западе — известняки темные, слоистые, глинистые);
- 15 — вязовские слои: слоистые известняки;
- 16 — такатинские слои: кварцевые песчаники;
- 17 — мурадымовская свита: аргиллиты, алевролиты, кварцевые песчаники;
- 18 — нижнеэйфельский подъярус: светлые рифогенные известняки);
- 19 — нижний девон, кобленцкий ярус: светлые, массивные рифогенные известняки;
- 20 — нижний девон, жединский ярус: массивные рифогенные известняки;
- 21 — силур, лудловский и вен-



- | | |
|--|--|
| 22 — верхний ордовик: кварцевые песчаники; | 23 — геологические границы; |
| 24 — тектонические контакты; | 25 — предполагаемая линия контакта под четвертичными отложениями |

отложения описываемой структуры вскрыты в интервале глубин 972—2430 м между Мурадымовским и Суюшевским покровами¹.

Стратиграфический разрез палеозоя рассматриваемой пластины характеризуется следующими особенностями. Средний карбон, как и в

¹ Стратиграфия пород, вскрытых этой скважиной, рассмотрена в специальной статье (Камалетдинов и др., 1970).

Суюшевской пластине, представлен мощным терригенным флишем, в нижнем карбоне выделяются свиты местного значения (куруильская, иткуловская и бухарчинская), но турне, как и на западе, сложен известняками; в девоне развиты известняки и кварцевые песчаники платформенного типа (см. рис. 20).

Породы, слагающие Уваринский останец покрова, залегают в форме моноклинали с западным падением слоев, причем на севере и юге пласты образуют «торцовые» окончания, вдоль которых с среднекаменноугольными отложениями контактируют различные свиты нижнего карбона.

Вдоль западной фронтальной части покрова известняки бухарчинской свиты смяты в линейную Шигрышскую антиклиналь, прослеживающуюся в субмеридиональном направлении более чем на 10 км при ширине 2,5 км. Шарнир складки наиболее приподнят на широте д. Шигрыш, где антиклиналь имеет коробчатую форму с более крутым западным крылом.

Южнее Шигрышской складки, среди терригенных осадков среднего карбона, закартирован небольшой изолированный выход известняков бухарчинской свиты, представляющий собой останец того же Уваринского покрова. Восточная часть его тектонически перекрыта девонскими известняками следующей к востоку Мурадымовской аллохтонной пластины.

Минимальная амплитуда горизонтального перемещения Уваринского покрова, судя по скв. 18 (Мурадымово), составляет 7—8 км.

Тассинский останец покрова в плане представляет меридионально вытянутое тело длиной до 20 км. Максимальная ширина его на правом берегу Малого Ика составляет 2,5 км; южнее на левом берегу той же реки он сужается до 250 м и затем по руч. Шигрыш вновь расширяется до 1,7 км. Южное окончание структуры располагается в 1500 м южнее руч. Тассы, а северное—в 6 км севернее д. Сурень (см. рис. 25).

Рассматриваемый останец сложен в основном верхнедевонскими (франскими) известняками и лишь на правом берегу Малого Ика в разрезе появляются известняки и кварцевые песчаники среднего девона и доломиты верхнего силура (последние, как мы видели, отсутствуют в Суреньской пластине). Девонские отложения по составу и строению, как и в более западных разрезах, относятся к платформенному типу (рис. 26). Породы Тассинского останца покрова почти повсеместно залегают на образованиях нижнего карбона Уваринской пластины, а южнее и севернее д. Сурень на флишеидных образованиях среднего карбона Суюшевской пластины.

В районе устья р. уч. Пшевель (левый приток Малого Ика) и на левом берегу Малого Ика, в 2 км ниже д. Сурени, горными выработками были вскрыты контакты верхнедевонских известняков с среднекаменноугольными терригенными породами нижележащей Суюшевской пластины. В первом из названных пунктов поверхность тектонического контакта падает на запад под углом 10—15°; известняки на контакте сильно трещиноватые, дробленные с зеркалами скольжения (рис. 27). Аргиллиты и алевролиты среднего карбона, имеющие северо-восточное падение (40—45°), у самого контакта залегают почти горизонтально, как бы подмяты глыбой известняков. В непосредственном контакте они перетерты до состояния милонитов, ожелезнены и содержат многочисленные зеркала скольжения, причем уже в близлежащих шурфах те же терригенные породы не несут следов интенсивной дислоцированности.

Не менее четко налегание известняков франского яруса на аргиллиты и песчаники среднего карбона устанавливается на левом берегу р. Малый Ик (рис. 28). Здесь известняки, слагающие верхнюю часть

Рис. 26. Стратиграфическая колонка Тассинского останца покров

- 1 — барминские слои;
- 2 — мендымский горизонт;
- 3 — кыновский и саргаевский горизонты

Система	Отдел	Ярус	Литоология	Мощность	Краткое описание
Девонская	Верхний	Гарсиант, слои	*	20	Известняки
		Астонский	**	70	Известняки с <i>Hypothyridina suboides</i> Saw.
		Домениковский	**	25	Известняки
		Медвежий Франский	***	50	Известняки с <i>Styrolina</i> sp.
		Чеславские	***	30	Известняки
		Аранские нижние	***	50	Известняки с <i>Styrolina</i> sp., <i>Tentaculites</i> sp.
	Средний	Бибельские	***	60	Известняки с <i>Favosites goldfussi</i> d'Orb.
		Тахтинские	***	95-100	Известняки с <i>Lepidodina bozdhatana</i> Scht и <i>Amphiroga zamasa</i> Phill.
		Вязовские	***	100-120	Песчаники мелкозернистые, кварцевые
		Средние	***	50	Известняки с <i>Atzura</i> cf. <i>granulifera</i> Baz.
		Средние	***		
		Средние	***		

* 1 ** 2 *** 3

Рис. 27. Характер тектонического контакта известняков верхнего девона с аргиллитами и алевролитами среднего карбона

- 1 — известняки;
- 2 — аргиллиты;
- 3 — алевролиты;
- 4 — милониты

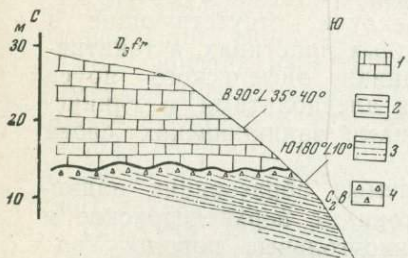
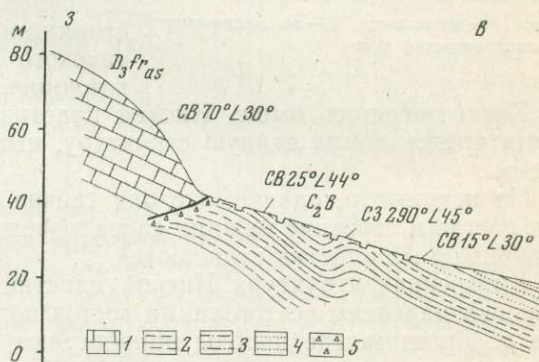


Рис. 28. Характер тектонического контакта известняков верхнего девона с аргиллитами и песчаниками среднего карбона

- 1 — известняки;
- 2 — аргиллиты;
- 3 — алевролиты;
- 4 — песчаники;
- 5 — милониты



склона долины, падают на восток под углами 30—40°, а подстилающие их аргиллиты и песчаники имеют пологое (до 10°) южное падение. В непосредственном контакте в них наблюдается мелкая пльчатость, интенсивное брекчирование с зеркалами скольжения и милонитизация.

В северной части покрова, на правом берегу Малого Ика, сохранился фрагмент узкой линейной антиклинали меридионального простирания, в ядре которой обнажаются доломиты верхнего силура. Крылья этой складки, сложенные песчаниками и известняками среднего и верхнего девона, падают под углами до 50—70°. В пределах южной части покрова пласты падают преимущественно на запад.

Минимальная амплитуда горизонтального перемещения Тассинской пластины, судя по распространению на поверхности среднекаменноугольных пород постели, составляет 5 км. Действительная же амплитуда, вероятно значительно превышает указанную цифру.

Система	Итадел	Средний	Верхний	Ландоверский	Слои	Литоология	Мощность	Краткое описание
Девонская	Средний	Итадел	Верхний	Ландоверский	Слои	Литоология	100	Глинистые известняки
							100	Известняки, песчаники, аргиллиты
							200	Долмиты, известняки с <i>Copchidium biloculare</i> Linne
Силурийская	Нижний	Венлокский	Верхний	Слои	Литоология	Литоология	350—400	Глинистые сланцы с прослоями песчаников и известняков с <i>Soubutepe tiberisulata</i> Vghpp.
							45	Долмиты и глосланцы
Ордовикская	Верхний	Карадокский	Верхний	Слои	Литоология	Литоология	200—250	Кварцевые песчаники, долмиты, реже конгломераты. В песчаниках <i>Satagetchia vloschipi</i> Lesn.

* 1 * * 2 * * * 3

Рис. 29. Стратиграфическая колонка Икской тектонической пластины

Слои: 1 — вязовские; 2 — ваяншинские; 3 — ландоверский ярус

Как отмечалось выше, Икская пластина и Тассинский останец некогда представляли единую структуру, ныне разобщенную эрозионным срезом.

Не исключено, однако, что они сейчас тектонически сближены, так как состав и строение нижних слоев эйфельского яруса в пределах рассматриваемых пластин отличаются.

Внутренняя структура Икской пластины характеризуется моноклиальным падением всех толщ на восток под углом 45—50°. Лишь севернее д. Иргизлы, где породы приобретают широтное простирание, слои погружаются на юг под углами от 20 до 40°. Данных, позволяющих подсчитать амплитуду перемещения Икской пластины, пока не имеется: можно предполагать, что она составляет не менее 10 км.

Мурадымовская тектоническая пластина является одной из крупнейших структур Южного Урала. Она прослеживается от верхнего меридионального течения Белой до берегов р. Илек на расстояние более 400 км. Южное продолжение пластины скрыто под мезозойскими образованиями, а северное прослеживается в пределы Башкирского антиклинория, где выделяется под названием Зильмердакского покрова. Ширина Мурадымовской пластины достигает 50 км. Она сложена породами ордовикского, силурийского, девонского, нижне- и среднекаменноугольного возраста¹. Разрез этой пластины был охарактеризован в стратиграфическом очерке Зилаирского синклинория. Состав и строение палеозойских пород, слагающих эту пластину, су-

Икская тектоническая пластина. Эта структура прослеживается в виде узкой полосы северо-восточного простирания от долины. Малого Ика до широтного течения Белой, на расстоянии более 40 км. Севернее д. Иргизлы рассматриваемая полоса резко поворачивает к востоку, следует вдоль долины Белой, а затем скрывается под Мурадымовским покровом. Пластина сложена породами верхнего ордовика, силура и среднего девона (см. рис. 19). Состав и строение палеозойских отложений здесь претерпевают существенные изменения. Появляются мощные толщи верхнего ордовика и силура, отсутствующие в более западных пластинах, а такатинские песчаники эйфельского яруса замещаются алевролитами и глинистыми сланцами ваяншинских слоев (рис. 29).

Описываемые образования надвинуты с востока на верхнедевонские и нижнекаменноугольные породы Уваринского покрова, севернее — на среднекаменноугольный флиш Суяшевского покрова, а еще севернее — на известняки нижнего карбона и девона Алаутского покрова Башкирского антиклинория.

¹ Породы ордовика и силура обнажаются в северной части пластины, а среднего карбона — на юге.

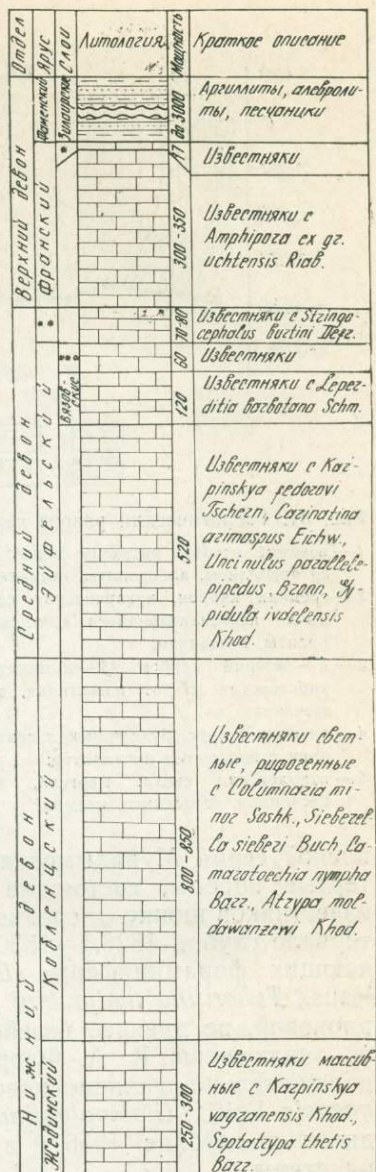
щественно отличается от соседних к западу структур. Здесь появляется мощная толща рифовых известняков нижнего, среднего и франского яруса верхнего девона.

Фаменский ярус, в отличие от западных разрезов (где он представлен известняками), сложен мощной толщей песчано-сланцевых пород аспидной формации (рис. 30). На междуречье Сакмары и Большого Ика подошва Мурадымовской пластины обнажается вдоль западной границы нижекаменноугольных известняков, а южнее прослеживается внутри флишеидных пород среднего и верхнего карбона. Севернее Большого Ика линия надвига трассируется в северо-восточном направлении вдоль западной границы нижедевонских известняков, а севернее Иргизлов поворачивает на восток. На правом берегу р. Кургас она резко изгибается к северо-западу и уходит в область развития докембрийских толщ Башкирского антиклинория.

Подошва Мурадымовской пластины вскрыта скважинами, пробуренными на р. Чумаза (Богдановская площадь), в бассейне Малой Сурени (Верхне-Бикбердинская и Асташская площади) и в долине Большого Ика (Мурадымовская площадь).

Скв. 1, пробуренная в своде Богдановской антиклинали, на глубине 1850 м под толщей визейских отложений Мурадымовской пластины, вскрыла известняки среднего карбона Суреньской тектонической пластины (рис. 31). Известняки эти темно-серые, глинистые, прослоями содержащие фузулиниды; с глубины 2364 м они сменились известняками нижнего карбона. Породы, вскрытые под надвигом, по фациальному составу и строению резко отличаются от одновозрастных отложений, обнажающихся на поверхности. Так, если последние представлены мощной толщей терригенного флиша, то в постели залегают известняки, содержащие лишь тонкие прослои аргиллитов и песчаников.

Скважина, пробуренная в долине Малой Сурени, на Верхне-Бикбердинской антиклинали, на глубине 1300 м под карбонатно-терригенной толщей нижнего карбона Мурадымовской пластины вскрыла аргиллиты и песчаники среднего карбона Суюшевской пластины (см. рис. 24). Эта скважина выявила погружение надвига, выступающего на дневную поверхность вдоль западной границы нижекаменноугольных известняков на восток под углом около 40°. Скв. 8 (Асташ), пробуренная вверх по течению той же реки в 15 км от предыдущей скважины, на глубине 1828,5 м, под граувакками зила-



* 1 ** 2 *** 3

Рис. 30. Стратиграфическая колонка девонских отложений Мурадымовской тектонической пластины

1 — барминский горизонт; 2 — живетский ярус; 3 — бийские слои

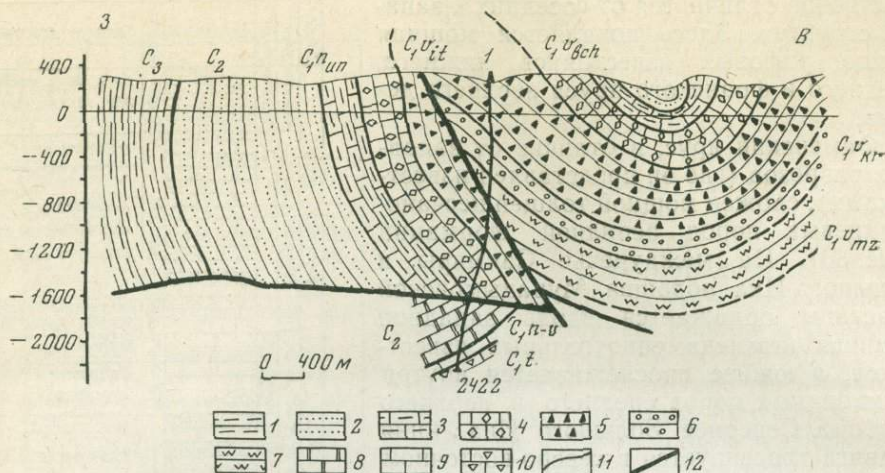


Рис. 31. Геологический разрез через Богдановскую антиклиналь (р. Чумаза)

- | | |
|---|---|
| 1 — верхний карбон: ритмично переслаивающиеся аргиллиты, алевролиты, песчаники; | 6 — куруильская свита: кремнистые аргиллиты и силициты; |
| 2 — средний карбон, кугарчинская свита: ритмично переслаивающиеся аргиллиты, алевролиты, песчаники; | 7 — мазитовская свита: аргиллиты, песчаники; |
| 3 — 7 — нижний карбон (3 — намюрский ярус, унбетовская свита: известняки, аргиллиты, песчаники; | 8 — средний карбон, башкирский ярус: известняки; |
| 4 — визейский ярус, бухарчинская свита: известняки с прослоями аргиллитов; | 9 — нижний карбон, намюрский ярус (?): известняки; |
| 5 — иткуловская свита: мергели, аргиллиты, песчаники, известняки, кремни; | 10 — нижний карбон, визейский ярус: известняки; |
| | 11 — геологические границы |
| | 12 — тектонические контакты |

ирской серии Мурадымовской пластины вскрыла тектонически перетертые породы, состоящие из обломков аргиллитов, алевролитов и известняков ниже- и среднекаменноугольного возраста (рис. 32). В интервале глубин 1828,5—1830,1 м возраст обломков известняков, заключающих фораминиферы (*Eostafella mosquensis* Viss., *E. ex. gr. prisca* Raus., *Tuberitina maljavkini* Mikh. и др.), по определению А. Я. Виссарионовой, не древнее визейского. В интервале 1851—1852 м обломки, по заключению В. А. Флорова, имеют среднекаменноугольный, предположительно раннемосковский возраст (*Planoendothyra ex gr. mosquensis* Reitl., *Globivalvulina granulosa* Reitl.). Забой скважины находится на глубине 1956 м в известняках среднего карбона Суреньской пластины.

Скв. 2, расположенная западнее, на глубине 1746 м, под зилаирскими граувакками также вскрыла породы Суреньской пластины. Они представлены серыми и темными, сильно глинистыми известняками с прослоями аргиллитов и реже алевролитов. Возраст пород, определенный по многочисленным фораминиферам (*Archaeodiscus* cf. *krestovnicovi* Raus., *A. cf. timanicus* var. *minima* Reitl., *Eostatella* cf. *Grozd et Leb.* и др.), относится к башкирскому ярусу среднего карбона. На глубине 1950 м скважина вошла в глинистые известняки нижнего карбона. В интервале 2164—2168 м в них встречена фауна окского надгоризонта (*Hyperammia vilgaris* Raus. et Reitl., *Eostafella ikensis* Viss., *E. ex. gr. pseudostruvei* Raus.), а в интервале 2374—2378 м — фораминиферы, свойственные низам алексинского или верхам тульского горизонтов. С глубины 2597 м и до забоя (2840,6 м) вновь пройдены известняки башкирского яруса среднего карбона.

В трех километрах западнее предыдущей скважины пробурена скв. 5, которая на глубине 2650 м под породами Мурадымовского

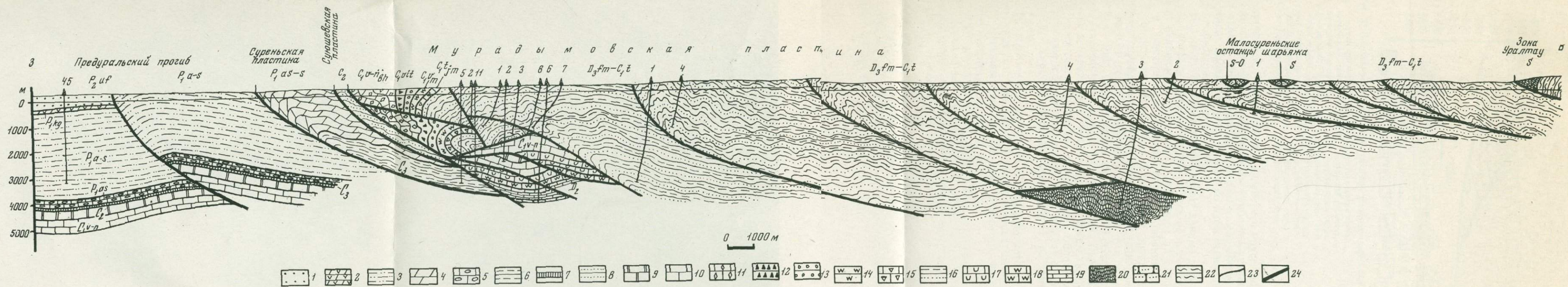


Рис. 32. Геологический разрез через Зилаирский синклиорий

- | | | | |
|---|---|---|---|
| <p>1 — верхняя пермь, уфимский ярус: конгломераты, песчаники, аргиллиты;</p> <p>2 — 5 — нижняя пермь (2 — кунгурский ярус: доломиты, гипсы;</p> <p>3 — артинский, сакмарский ярусы: песчаники, аргиллиты, известняки;</p> <p>4 — ассельский, сакмарский ярусы: известняки, аргиллиты, алевролиты;</p> <p>5 — ассельский ярус: известняки с прослоями аргиллитов);</p> <p>6 — 7 — верхний карбон (6 — аллохтон: аргиллиты, песчаники;</p> <p>7 — известняки, мергели);</p> | <p>8 — 9 — средний карбон (8 — аллохтон Сулеймановской пластины: аргиллиты, алевролиты, песчаники;</p> <p>9 — поднадвиг: известняки, доломиты);</p> <p>10 — нижний карбон, визейский и намюрский ярусы автохтона и нижних тектонических пластин: известняки, доломиты;</p> <p>11 — 15 — нижний карбон, слагающий аллохтон Муромовской пластины (11 — бухарчинская свита намюрского и визейского ярусов: известняки с прослоями аргиллитов);</p> | <p>12 — иткульская свита визейского яруса: мергели, аргиллиты, песчаники;</p> <p>13 — куруильская свита визейского яруса: кремнистые аргиллиты, силициты;</p> <p>14 — мазитовская свита визейского яруса: аргиллиты, песчаники;</p> <p>15 — ямашлинская свита турнейского яруса: аргиллиты и силициты с прослоями известняков);</p> <p>16 — верхний девон — нижний карбон, зилаирская серия (Муромовская пластина): аргиллиты и граувакковые песчаники;</p> | <p>17 — 19 — девонские и нижнекаменноугольные отложения нижних тектонических пластин (17 — известняки);</p> <p>18 — франский ярус: известняки прослоями глинистые;</p> <p>19 — средний девон: известняки);</p> <p>20 — силур: кремнистые и глинистые сланцы;</p> <p>21 — ордовик: кварцевые песчаники;</p> <p>22 — верхний рифей: метаморфические сланцы;</p> <p>23 — геологические границы;</p> <p>24 — тектонические контакты</p> |
|---|---|---|---|

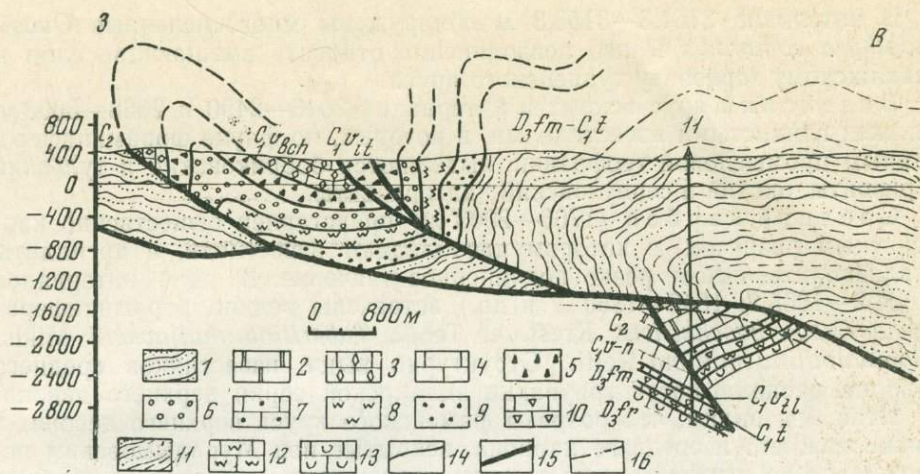


Рис. 33. Геологический разрез Асташовской площади через скв. 11

- | | | |
|---|------------------------|--|
| 1 — средний карбон (1 — ку-
гарчинская свита, 2 — кар-
бонатная толща), | 6 — куруильская свита, | 14 — стратиграфические границы, |
| 3 — 10 — нижний карбон (3 —
бухарчинская свита, | 7 — тульский горизонт, | 15 — линии надвигов, |
| 4 — визейский и намюрский яру-
сы нерасчлененные, | 8 — мазитовская свита, | 16 — условный сейсмический от-
ражающий горизонт; 1, 3,
5, 6, 8, 9, 11 — флишеидные,
в основном терригенные по-
роды; 2, 4, 7, 10, 12, 13 — из-
вестняки и доломиты |
| 5 — иткульовская свита, | 9 — ямашлинская свита, | |
| | 10 — турнейский ярус); | |
| | 11 — зилайрская серия, | |
| | 12 — фаменский ярус, | |
| | 13 — франский ярус, | |

покрова вскрыла известняки визейского яруса нижнего карбона и песчаноаргиллитовую толщу верхнего карбона Суреньской пластины. Причем оказалось, что Суреньская пластина осложнена дополнительным нарушением, вдоль которого визейские известняки надвинуты на флишеидные породы верхнего карбона.

Большого интереса заслуживают данные бурения скв. 11 и 6 Асташовской площади, вскрывших почти весь разрез каменноугольных и девонских отложений поднадвига. Скважины на забое вошли соответственно в известняки франского яруса и бийских слоев эйфельского яруса Суреньской пластины (рис. 33). Ниже приводится краткое описание разреза, пройденного этими скважинами (снизу вверх).

Бийские слои зафиксированы скв. 6 в интервале глубин 3470 и 3475 м. Они представлены органогенно-обломочными известняками с многочисленными остатками криноидей (по-видимому, вскрыта лишь самая верхняя часть бийских слоев). Выше, в интервале 3470—3410 м, залегают серые глинистые известняки с обломками брахиопод, условно отнесенные к живетскому ярусу. Разрез вышележащих отложений девона и карбона лучше изучен в скв. 11, по данным которой приводим описание.

Франский ярус (3224—3323 м) представлен темно-серыми, мелкозернистыми, участками доломитизированными известняками спятнистой, брекчиевидной структурой, в нижней части с многочисленными кониконхиями франского облика.

Фаменский ярус (3159—3224 м) сложен темно-серыми, участками окремнелыми известняками с обломками остракод, кораллов и фораминиферами (*Parathurammia kopeicubovi* Sul., *P. spinosa* Lip., *Archaeosphaera minima* Sul. и др.).

Турнейский ярус пройден дважды — в интервалах 3003—3159 и 2490—2663 м. Представлен переслаивающимися пластами глинистых известняков с многочисленными фораминиферами (*Parathurammia cushmani* Sul., *P. suleimanovi* Lip., *P. kopeicubovi* Sul. и др.) и углисто-глинистых сланцев.

В интервале 3154,3—3158,3 м обнаружены многочисленные *Quasi-endothyra communis* Raus., позволяющие относить вмещающие слои к заволжскому горизонту турнейского яруса.

В изейский ярус вскрыт в интервалах 2046—2490 и 2668—3003 м. Сложен глинистыми известняками, в которых, по фауне фораминифер и данным промысловой геофизики, выделяются бобриковский и тульский горизонты, окский и серпуховский надгоризонты.

Средний карбон (1766—2003 м) представлен существенно карбонатным разрезом, в котором преобладают известняки, а аргиллиты и алевролиты имеют резко подчиненное значение. В ряде интервалов (1804,2—1805,2; 1848—1850 м и др.) встречены редкие фораминиферы. *Archaediscus baschkiricus* Krest. et Teod., *Tuberitina maljavkeni* Mikh., *Globivalvulina minima* Reitl. Структурно выше известняков среднего карбона располагаются граувакки зилаирской серии верхнего девона.

Итак, мы видим, что разрезы фаменского яруса верхнего девона, а также нижнего и среднего карбона, вскрытые под Мурадымовским покровом, резко отличаются по составу, строению и мощности от обнажающихся на дневной поверхности. Если в последнем случае развиты мощные терригенные флишеидные образования миогеосинклинального типа, то породы нижних тектонических пластин представлены существенно карбонатными субплатформенными отложениями. Амплитуда горизонтального перемещения Мурадымовской пластины по отношению к Суреньской, по-видимому, составляет 20—25 км.

Структура Мурадымовской пластины. В зоне верхнего меридионального течения р. Белой палеозойские отложения Мурадымовской пластины образуют синклиналь северо-восточного простирания. Северная центроклинали ее четко выражена на геологических картах по закономерному воздыманию к г. Белорецку толщ нижнего и среднего палеозоя, слагающих крылья этой структуры. Палеозойские пласты падают к оси синклинали под углами от 30 до 50° на западном крыле, от 40 до 70° — на восточном и от 10 до 20° — на северном крыле (см. рис. 19).

Здесь между палеозойскими отложениями Мурадымовской пластины и докембрийскими породами Зильмердакского покрова Башкирского антиклинория наблюдаются стратиграфические соотношения без разрывных нарушений.

Это хорошо видно на участке между устьем р. Кургас и г. Белорецком, где базальные песчаники верхнего ордовика, мощностью от нескольких до 200 м, налегают с глубоким разрывом и резким угловым несогласием на сложно дислоцированные рифейские образования (Келлер, 1949; Хоментовский, 1952; Краузе, Маслов, 1961; Ключихин и др., 1969; Казанцева, 1970, и др.).

На левом склоне долины р. Кургас в ряде обнажений песчаники верхнего ордовика залегают на породах юшинской свиты, а по р. Белой (выше устья р. Кургас) — на зигальгинской, зигазино-комаровской, авзянской, зильмердакской и инзерской свитах восточного крыла Кургасской антиклинали. Налегание песчаников верхнего ордовика с угловым несогласием в 10—15° на инзерской свите можно видеть на правом берегу р. Белой, в 2 км выше с. Кага. Севернее с. Узья верхний ордовик также несогласно залегают на породах зигазино-комаровской и авзянской свит восточного крыла Башкирского антиклинория.

Все это свидетельствует о том, что Мурадымовская пластина Зилаирского синклинория и Зильмердакский покров Башкирского антиклинория тектонически не разобщены, а являются непосредственным продолжением один другого.

Палеозойские породы, слагающие Мурадымовскую пластину, весьма интенсивно дислоцированы, причем особенно сложно в ее фронтальной части. Здесь прослеживается ряд линейных антиклинальных складок, наклоненных или опрокинутых к западу. Одной из них явля-

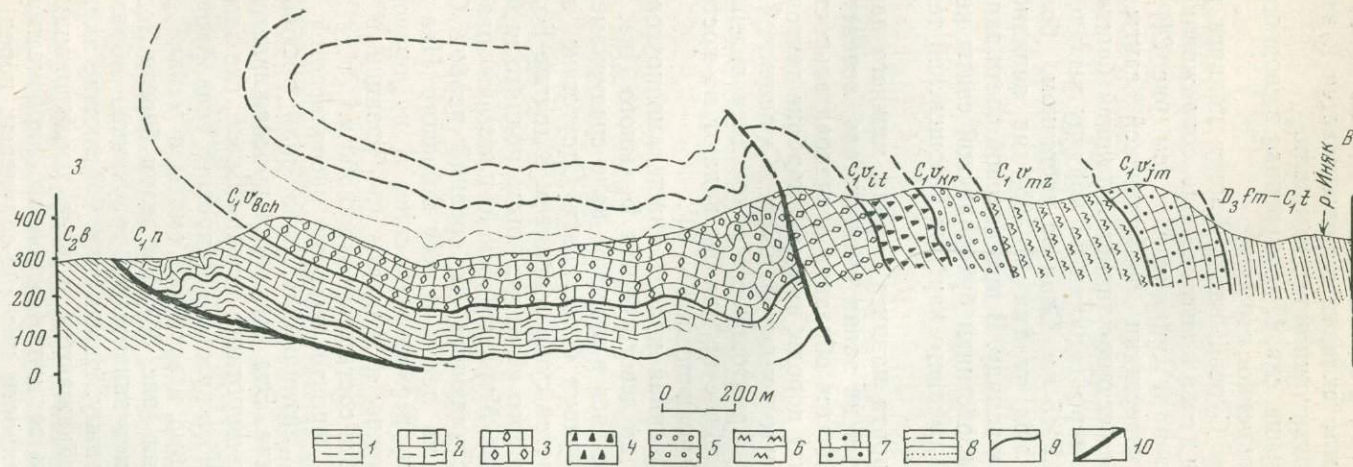


Рис. 34. Геологический разрез по р. Инях

1 — средний карбон, башкирский ярус: аргиллиты, алевролиты, песчаники;
 2 — 7 — нижний карбон (2 — намырский ярус, унбетовская свита: известняки с прослоями аргиллитов);
 3 — визейский ярус, бухарчинская свита: известняки с прослоями аргиллитов;

4 — иткуловская свита: известняки, аргиллиты;
 5 — курульская свита: известняки, аргиллиты, кремни;
 6 — мазитовская свита: песчаники, алевролиты, аргиллиты;

7 — турнейский ярус, ямашлинская свита: кремни, аргиллиты, прослой известняков;
 8 — верхний девон — низы нижнего карбона, зилайская серия: аргиллиты, алевролиты, граувакковые песчаники;
 9 — геологические границы;
 10 — тектонические контакты

ется Богдановская антиклиналь (см. рис. 19), простирающаяся в субмеридиональном направлении от д. Богдановки, на р. Большая Сурень, на юг до р. Абулаисово, на расстоянии 40 км. Ширина ее около 2,5 км. Свод складки сложен породами иткуловской и бухарчинской свит нижнего карбона, крылья — среднекаменноугольными отложениями (см. рис. 31). Углы падения слоев на западном, более крутом крыле колеблются от 50 до 75°, а на восточном — от 20 до 65°. К югу от р. Ускалык западное крыло складки опрокидывается к западу, постепенно выполаживаясь вблизи южной периклинали.

Как уже отмечалось выше, скв. 1, пробуренная в сводовой части этой складки, установила ее покровное строение.

Севернее, на р. Малая Сурень, вдоль фронта надвига располагается Верхне-Бикбердинская антиклиналь, сопряженная на востоке с крутой опрокинутой к западу синклиналью (см. рис. 24). В ядре антиклинали обнажаются известняки бухарчинской свиты визейского яруса, а крылья сложены песчано-глинистой толщей башкирского яруса среднего карбона. Размеры складки по контуру выходов бухарчинской свиты составляют 1,2×5 км. Слои на восточном, более пологом крыле складки, падают под углами 21—65°, на западном — 75—90°, местами они опрокинуты к западу. В присводовой части западного крыла вдоль линии надвига известняки бухарчинской свиты контактируют с породами верхней части среднего карбона Суюшевской тектонической пластины.

На р. Иняк, вдоль фронта надвига породы нижнего карбона образуют крупную опрокинутую на запад антиклиналь, вследствие чего на лежащем крыле ее наблюдается обратная последовательность напластования свит (рис. 34). Снизу породы нижнего карбона тектонически подстилаются среднекаменноугольным флишем Суюшевской пластины. Примечательно, что в зоне тектонического контакта визейские известняки и среднекаменноугольные аргиллиты падают на восток под одинаковыми углами, не превышающими 30—40°.

Интенсивно дислоцированная полоса среднекаменноугольных пород прослеживается на север до левого берега Большого Ика, где затем внезапно обрывается, утыкаясь в широкое поле среднекаменноугольного флиша, развитого на правом берегу реки. Отсутствие здесь пород нижнего карбона объясняется существованием в долине Большого Ика широтного взброса, у которого северное крыло поднято, и на нем среднекаменноугольные породы Мурадымовской пластины размылись, обнажив тектонически подстилающий их средний карбон Суюшевской пластины. Учитывая, что на левом берегу Большого Ика в рифовом массиве обнажаются лишь верхнеэфельские, а на правом — нижнедевонские известняки, можно подсчитать (по разнице в мощности), что амплитуда этого взброса составляет около 300 м.

Далее к северу вдоль фронта покрова располагается Мурадымовская (Уваринская) антиклиналь, сложенная рифовыми известняками девонского возраста. Эта структура прослеживается в северо-восточном направлении до широтного течения Белой, где затем сливается с моноклиналью западного крыла Зилаирского синклинория. Восточнее д. Мурадымово рифовые известняки смяты в мелкие складки меридионального простираения (рис. 35). На левом берегу Большого Ика они погружаются на юг под зилаирские граувакки, образуя с ними сложную фестончатую границу. Известняки, слагающие ядра узких антиклинальных складок, обнажаются в виде изолированных выходов среди зилаирских пород и восточнее основного карбонатного массива.

Характер дислоцированности песчано-сланцевых пород зилаирской серии существенно отличается от карбонатных толщ. Здесь развиты узкие линейные складки меридионального и северо-восточного простираения, согласного с границами Зилаирского синклинория. Они так

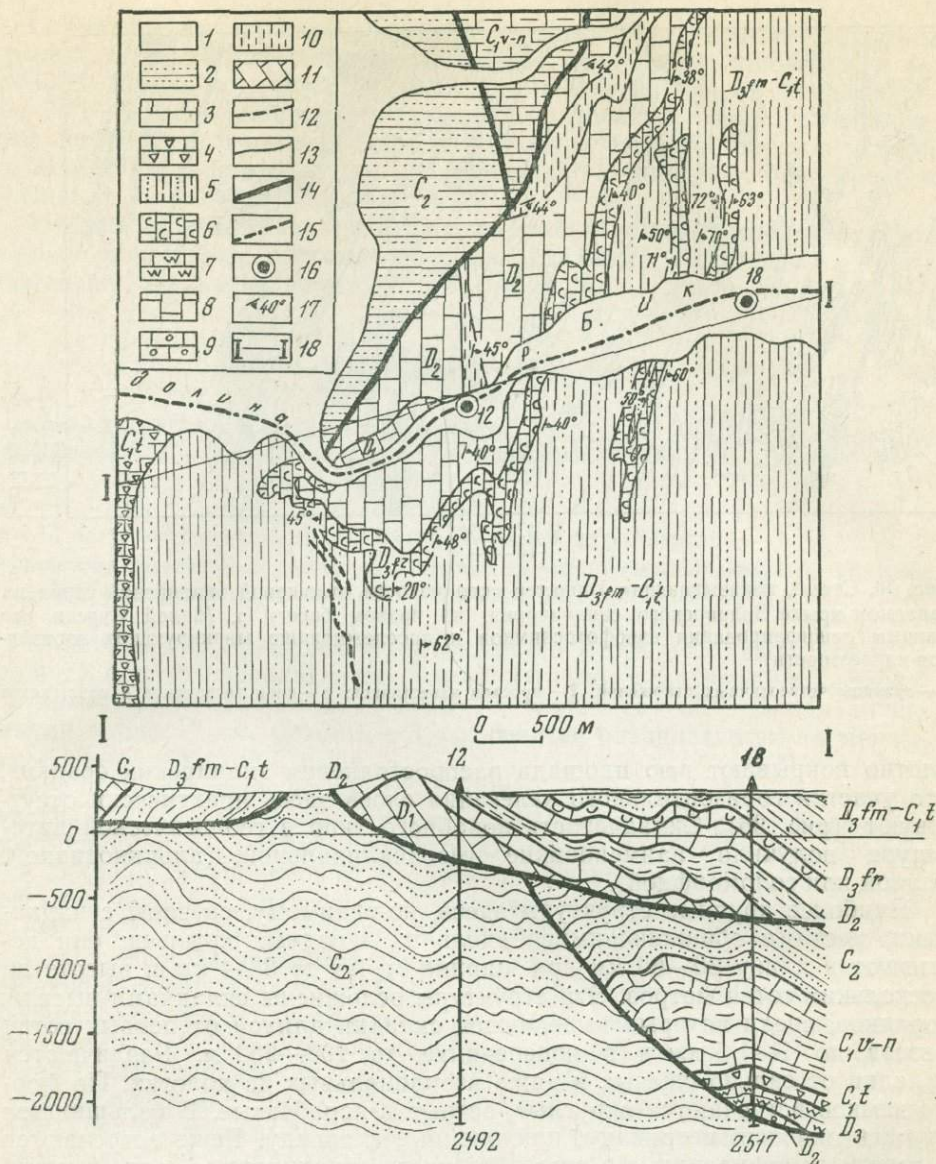


Рис. 35. Геологическая карта бассейна р. Большой Ик, выше д. Мурадымово и разрез по линии I—I

- | | |
|---|--|
| 1 — четвертичные отложения: глины, пески, галечники; | 8 — средний девон, живетский и эйфельский ярусы: рифогенные известняки; |
| 2 — средний карбон: аргиллиты, алевролиты, песчаники; | 9 — средний девон, живетский и эйфельский ярусы, известняки; |
| 3 — нижний карбон; визейский и намюрский ярусы: глинистые известняки с прослоями аргиллитов; | 10 — эйфельский ярус, мурадымовская свита: аргиллиты с прослоями песчаников и линзами известняков; |
| 4 — нижний карбон, турнейский ярус. В аллоктоне — силициты с прослоями известняков (ямашлинская свита), в параавтотектоне — известняки; | 11 — нижний девон, кобленцкий ярус: рифогенные известняки; |
| 5 — верхний девон — нижний карбон, зилаирская серия: аргиллиты, алевролиты, песчаники; | 12 — прослой известняков внутри зилаирской серии; |
| 6 — верхний девон, франский ярус: рифогенные известняки; | 13 — геологические границы; |
| 7 — верхний девон: слоистые известняки; | 14 — линии надвигов; |
| | 15 — предполагаемая линия тектонического контакта под четвертичными отложениями; |
| | 16 — скважины; |
| | 17 — наклонное залегание пластов; |
| | 18 — линия разреза |



Рис. 36. Схема, показывающая характер складчатости отложений зилаирской серии на западном крыле Зилаирского синклинория, на правом берегу р. Малой Сурени (по данным дешифрирования аэрофотоснимков и прослеживанию маркирующих горизонтов на местности)

1 — границы четвертичных отложений; 2 — прослои известняков; 3 — слои песчаников и известняков

плотно покрывают всю площадь распространения зилаирских осадков, что участки горизонтального залегания слоев здесь практически отсутствуют (рис. 36). Складчатость подобного типа в геологической литературе получила наименование геосинклинальной, альпинотипной, полной или голоморфной.

Наиболее крупные структуры здесь, по-видимому, связаны с надвигами, местами обнажающимися вдоль их западных крыльев; они достигают в длину 30—60 км при ширине от 1,5 до 3—4 км и высоте до нескольких сотен метров. Эти структуры осложнены складками высших порядков, среди которых выделяются складки длиной от первых сотен метров до 1—1,5 км и в поперечнике до 200—250 м. Различаются складки от сильно сжатых и даже изоклинальных до пологих. По форме замков встречаются округлые, острые и коробчатые. В большинстве случаев они асимметричные, наклоненные к западу. Реже встречаются симметричные складки, а в восточной части синклинория — опрокинутые к востоку. Иногда пласты нарушены поперечными широтными сдвигами с амплитудой смещения слоев до 20—40 м.

В породах широко развит кливаж, как правило, параллельный осевым поверхностям складок или секущий их под острыми углами. Интенсивность кливажа возрастает в восточном направлении: если для западного крыла обычен кливаж скалывания, то на востоке четко выражен кливаж течения.

Особенности дислокаций зилаирских отложений видны на схеме, составленной по материалам дешифрирования аэрофотоснимков и прослеживания маркирующих пластов в бассейне р. Малой Сурени, на участке между скважинами 2 и 7 (см. рис. 36). Кроме того, особенности строения складок можно наблюдать по берегам рек: Большой Казмаш (рис. 37), Малая Сурень, Большой Ик (см. рис. 20) и другим.

В западной полосе распространения граувак зилаирской серии к югу от Мурадымовского карбонатного массива выделяется одноименная антиклинальная структура, прослеживающаяся до долины Большой Сурени, на расстоянии 40 км.

Структура имеет асимметричное строение с более крутым западным крылом. Судя по наклону зеркала мелкой складчатости, породы на восточном крыле погружаются под углами $10-20^\circ$, а на западном — $50-75^\circ$. Местами здесь кремнистые сланцы ямашлинской свиты нижнего карбона стоят на головах или опрокинуты к востоку под углами от 50 до 80° (например, у устья р. Большой Казмаш, по правобережью р. Иняк, и западнее д. Абыскан).

На междуречье Иняка и Большого Ика Мурадымовская структура осложнена мелкими антиклинальными складками, крутизна которых постепенно затухает к востоку.

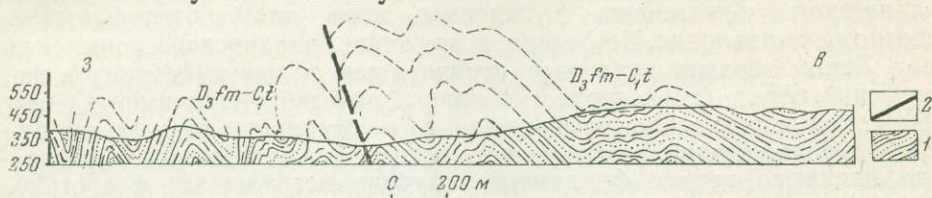


Рис. 37. Характер складчатости зилаирских отложений по р. Казмаш

1 — фаменский ярус верхнего девона — низы нижнего карбона: аргиллиты, алевролиты, песчаники;
2 — тектонический контакт

Восточнее Мурадымовской антиклинали через небольшой синклинальный прогиб располагается Ямашлинская антиклиналь. Западное крыло ее наклонено под углом 45° , восточное — 20° . Длина антиклинали около 17 км, ширина — 3 км, свод ее располагается на междуречье Иняка и Малой Сурени.

Аналогичное строение имеют и другие структуры Мурадымовской пластины. Несколько отличается от описанных дислокаций Сакмарская синклиналь, расположенная южнее широты пос. Зилаир. В ядре этой складки сохранились от размыва ниже-среднепалеозойские и рифейские породы, слагающие Сакмарский шарьяж (описание см. стр. 64—92). Северная центроклиналь синклинали четко фиксируется по изгибу слоев песчаников и аргиллитов зилаирской серии в виде дуги, огибающей северную границу Сакмарского шарьяжа. Обращает на себя внимание относительная простота строения центроклинальной части синклинали, что, очевидно, объясняется блокирующим влиянием на характер смятия зилаирских осадков перекрывающих пород аллохтона.

Вдоль восточной части Мурадымовской пластины располагается крупная, но не четко выраженная Кувалатская синклиналь, впервые выявленная Б. М. Келлером (1949). В верховьях р. Большой Ик ширина ее составляет 15 км, к северу она углубляется и расширяется, сливаясь с очертаниями Зилаирского синклинория. Здесь центральная часть синклинали осложняется крупными выходами ультраосновных пород, слагающих аллохтон Кракинского шарьяжа. Севернее, в районе г. Белорецка, синклиналь замыкается. Южная центроклиналь Кувалатской синклинали располагается южнее широты с. Зилаир. Еще южнее, на простирании Кувалатской синклинали, полоса граувакк верхнего девона между зоной Уралтау и Сакмарским шарьяжем образует антиклиналь, осложненную серией мелких сжатых складок, большая часть которых опрокинута на восток.

Из приведенного описания строения Зилаирского синклинория видно, что он имеет сложную структуру, которую лишь условно можно называть синклинорием. Здесь, в современном эрозионном срезе, выделяются две самостоятельные зоны, разделенные между собой в долине Большого Ика широтным разрывом. Северная из них представляет крупную асимметричную синклиналь (мегасинклиналь) с сорванным и надвину-

тым западным крылом, а южная — чешуйчато-надвиговой моноклиной (в пределах которого породы падают к западу), шарьированный с востока на толщ среднего палеозоя Предуральского прогиба.

Сложность строения зоны проявляется весьма четко и в несоответствии поверхностной и глубинной структур, устанавливаемой геофизическими исследованиями. Породы, подстилающие зилаирскую серию к югу от Большого Ика, судя по данным сейсморазведки, ступенчато погружаются на восток под антиклинорией Уралтау, совершенно не согласуясь с верхним структурным планом. Материалы гравиметрии и глубинного сейсмического зондирования показывают, что поверхность кристаллического фундамента платформы здесь также погружается в восточном направлении, встречном погружению зилаирского комплекса пород. Таким образом, если рассматривать всю толщу рифейских и палеозойских пород (до поверхности кристаллического фундамента) совместно как единое геологическое тело, то в поперечном разрезе оно будет иметь форму клина, направленного острым углом к западу. Подошва этого клина по кровле фундамента глубоко погружается к востоку, а палеозойские породы на поверхности моноклинально падают на запад.

Такие клиновидные структуры, которые можно назвать гомфориями — гоцфорое (от греческого — клиновидные горы), формируются за счет чешуйчатых надвигов и покровов, роль которых возрастает в их тыловых частях, обуславливая здесь более мощное тектоническое скупивание пород.

ОСТАНЦЫ ШАРЬЯЖЕЙ, СЛОЖЕННЫЕ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫМИ ОБРАЗОВАНИЯМИ

На западном склоне Южного Урала в ряде мест встречаются останцы покровных структур, сложенные офиолитами и вулканогенно-осадочными породами эвгеосинклинального типа. Наиболее крупными являются Сакмарский и Кракинский шарьяжи, расположенные, соответственно, в южной и северной частях Зилаирского синклинория.

Сакмарский шарьяж

Д. К. Зеgebардт (1936) предполагал, что кремнистые сланцы силура Сакмарской зоны выполняют крупный синклинальный прогиб в граувакковых породах, возраст которых считался древнее кремнистых сланцев. В подтверждение своих представлений он ссылался на разрез в верховьях р. Куруил, у д. Новопокровки, где: «...можно наблюдать постепенный переход песчано-сланцевой свиты (зилаирской серии.— М. К.) кверху, в толщу пород, содержащих граптолиты нижнесилурийского возраста». После установления Л. С. Либровичем (1932) верхнедевонского возраста граувакковых образований Зилаирского синклинория, среди геологов утвердилось мнение, что породы Сакмарской зоны слагают не синклиналь, а крупное «Сакмарское поднятие» или «антиклинорий Шайтантау» (Разумовский, Лермонтова, 1933; Павлинов, 1937, 1947; Ожиганов, 1941, 1964; Эз, Гафт, Кузнецов, 1965, и др.). По мнению одних исследователей, «Сакмарское поднятие» отделяется от окружающих его граувакк зилаирской серии разломами, по данным других, граница названной серии с более древними породами является стратиграфической.

Наиболее детально эта часть Урала изучалась В. Н. Павлиновым (1937, 1947). В составе палеозойских отложений Сакмарской зоны он выделил четыре комплекса пород, отделенных друг от друга, по его представлениям, глубокими перерывами и угловыми несогласиями.

К первому комплексу им отнесены образования, имеющие возраст от среднего кембрия до среднего ордовика, ко второму — от карадока до верхнего силура, к третьему — девонские эффузивы, а к четвертому — верхнедевонско-нижнекаменноугольные отложения. При этом В. Н. Павлинов считает, что породы третьего комплекса залегают на породах второго и местами первого, а породы четвертого — на образованиях от третьего до первого комплексов. Этим он объясняет основные особенности геологии района, характеризующиеся «...сложной лоскутной мозаикой в расположении пород различного возраста». Эта сложность геологического строения, как полагает автор, «...обусловлена не столько сложностью структур, сколько эрозивной деятельностью и образованием останцев и «окон» среди пород первого, второго и третьего комплексов». Самый глубокий разрыв В. Н. Павлинов отмечает вдоль западного склона хр. Шайтантау. Он указывает, что: «...к северу от р. Бухарча граувакковые породы протягиваются расширяющейся полосой, образуя правильную прямую границу с породами антиклинория Шайтантау и трансгрессивно налегая на более древние породы» (Павлинов, 1947). Аналогичные соотношения верхнедевонских граувакк с аркозовыми песчаниками и сланцами ордовика были ранее отмечены также Н. К. Разумовским для более южного Кидрясовского района (Лермонтова, Разумовский, 1932). Представления об антиклинальном строении Сакмарской структуры и ее древнем заложении нашли отражение на последних сводных геологических картах Урала, где зилаирские граувакки изображены залегающими стратиграфически несогласно на более древних образованиях этой зоны.

Проведенные нами исследования показали, что эти представления являются ошибочными (Камалетдинов, 1968; Камалетдинов, Казанцев, Казанцева, 1969; Камалетдинов, Казанцева, 1970, и др.).

Было установлено, что ниже- и среднепалеозойские породы здесь образуют крупный и сложно построенный Сакмарский шарьяж, покоящийся на осадках зилаирской серии и прослеживающийся от Каргалинских гор до нижнего течения р. Зилаир, на расстоянии более 150 км. Ширина его в бассейне р. Сакмара достигает 20—27 км (рис. 38).

В 15 км южнее широты г. Медногорск, восточная граница шарьяжа резко поворачивает к востоку, и породы аллохтона здесь, огибая с юга хр. Уралтау, переходят на восточный склон Урала, соединяясь с развитыми там однофациальными образованиями Присакмарской зоны.

Южнее, на левом берегу Урала, на продолжении оси Уралтауского антиклинория известна Эбетинская антиклиналь, обнажающаяся в тектоническом окне среди пород аллохтона Сакмарского шарьяжа (рис. 39). Свод этой структуры сложен метаморфическими сланцами и кварцитами каялинской свиты верхнего рифея, а крылья — интенсивно дислоцированными породами нижнего палеозоя. К югу от Эбетинской структуры рифейские и палеозойские образования погружаются под мощный чехол мезо-кайнозойских осадков и более не выходят на дневную поверхность, в связи с чем детали геологического строения этой территории остаются неизвестными.

Северная, обнаженная часть Сакмарского шарьяжа, четко обособлена геоморфологически. На местности ей отвечает платообразная возвышенность, изрезанная многочисленными оврагами и речными долинами. В отличие от меридионально вытянутых гряд, прослеживающихся на площади развития каменноугольных и верхнедевонских пород плато, в пределах Сакмарского плато рельеф имеет беспорядочно-холмистый характер, отражающий его сложную внутреннюю структуру.

Сакмарский шарьяж сложен пестрым по составу комплексом осадочных и вулканогенных пород, с возрастом от верхнего рифея до верхнего девона включительно. Различные по величине и форме выходы разновозрастных и разнофациальных пород здесь беспорядочно разбросаны по площади, образуя сложную мозаику и тем самым создавая исключительные трудности при изучении стратиграфических разрезов рассматриваемой зоны. Составить единую стратиграфическую колонку здесь практически невозможно, так как в отдельных выходах сохранились лишь фрагменты различных частей разреза, относящиеся к разным структурно-фациальным зонам. В составе Сакмарского шарьяжа в настоящее время известны следующие толщи пород.

Рифейские образования развиты в бассейне р. Кураган, западнее г. Медногорска и в ряде других мест. Они представлены небольшими изолированными выходами кварцитов, кварцито-песчаников, серицитохлорито-кварцевых и хлорито-серицитовых сланцев, т. е. пород, аналогичных рифейским образованиям хр. Уралтау (Келлер, 1949; Петровский, Горохов, 1962; Камалетдинов, Казанцев, 1968, и др.).

Кембрийские археоциатовые и водорослевые известняки образуют ряд экзотических утесов-отторженцев, прослеживающихся от бассейна р. Сакмары (широта ст. Кувандык) на севере до зауральских Мугоджар на юге (Лермонтова, Разумовский, 1932; Павлинов, 1947; Хабаков, 1964, и др.). К настоящему времени выходы кембрийских известняков в Сакмарской зоне обнаружены более чем в пятидесяти пунктах. Один из самых крупных выходов, размером 70×180 м, известен на горе Бикташ (правый берег р. Сакмары, у д. Бикташево). Известняки этого выхода — светло-серые, массивные, с инкрустационной структурой. В них содержится большое количество археоциат: *Archaeocyathus terexternus* Vol., *Coscinocyathus bedfordi* Vol., *Ajacycyathus grandis* Vol., *A. voinovae* Vol., *Protophaeretra ertashkaense* Vol. и др., онколиты и нитчатые водоросли. Другой крупный выход кембрийских известняков, размером 100×150 м, обнажается в 3,5 км к северо-востоку от д. Кидрясово, на горе «Шапка Мономаха». В известняках многочисленны археоциаты: *Rhabdocyathus naliokini* Vol., *Rh. kuznetskii* Vol., *Dictyocyathus burhartul* Vol., *Archaeocyathus subtilis* Vol., *A. shin* Vol., *Protophaeretra erteschkai* Vol., *Spirocyathella kislartaense* Vol. и др. По заключению К. Н. Конюшкова, определившего фауну из сборов А. В. Хабакова и А. Д. Петровского, вмещающие породы относятся к верхам нижнего кембрия (средние горизонты ленского яруса). Аналогичная фауна содержится и в других выходах кембрийских известняков (Хабаков, 1964).

Ордовикские отложения распространены весьма широко. Значительные выходы их фиксируются на левом берегу р. Урал, в нижнем течении р. Губерля, в бассейне р. Кураган, у д. Кидрясовой, на правом берегу нижнего течения р. Зилаир, в верховьях р. Куруил и в ряде других мест. Среди ордовикских отложений выделяются кидрясовская свита тремадокского яруса нижнего отдела и кураганская свита среднего отдела (Лермонтова, Разумовский, 1932; Воинова и др., 1941; Хабаков, Петровский, 1960; Ключихин, 1964, и др.).

Кидрясовская свита представлена породами типа моласс: глинистыми сланцами, алевролитами, мелко- и грубозернистыми кварцевыми, глауконитовыми, аркозовыми песчаниками и конгломератами. Среди этих пород местами встречаются эффузивы основного состава. В западных Мугоджарах кидрясовская свита залегает с размывом на чаушской свите нижнего кембрия (Абдулин, 1973). В последние годы в нижней части разреза кидрясовской свиты обнаружена фауна верхнего кембрия (Анцыгин и др., 1970), что позволяет считать возраст свиты верхнекемб-

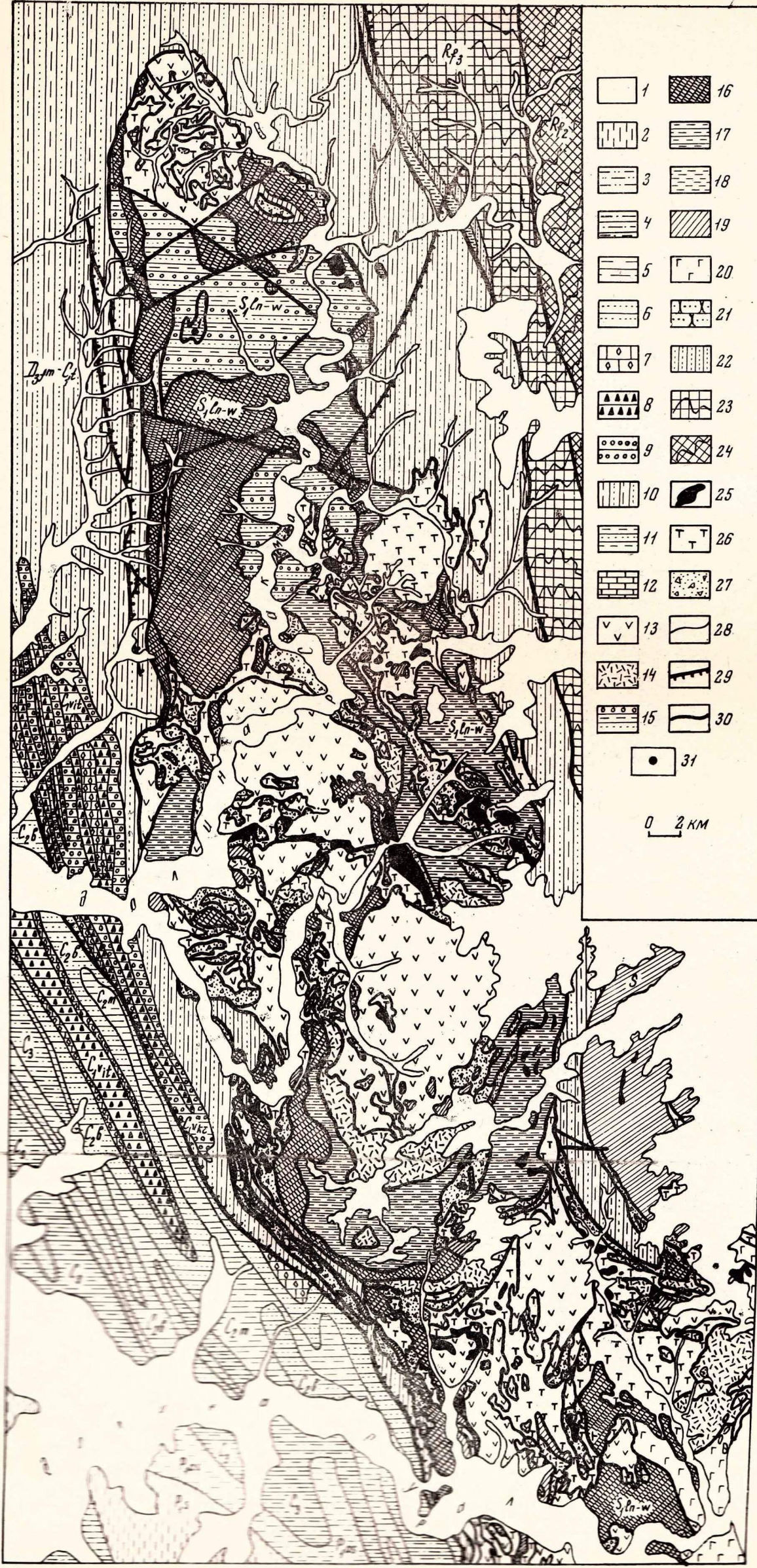


Рис. 38. Геологическая карта Сакмарского шарьяжа

- Миогесинклинальные отложения:
- 1 — современные отложения. Глины, пески;
 - 2 — 3 — нижняя пермь (2 — сакмарский ярус: песчаники и алевролиты с прослоями мергелей;
 - 3 — ассельский ярус: аргиллиты, известняки);
 - 4 — верхний карбон: известняки, аргиллиты с прослоями мергелей;
 - 5 — 6 — средний карбон (5 — московский ярус: аргиллиты, алевролиты, песчаники;
 - 6 — башкирский ярус: песчаники, аргиллиты);
 - 7 — 9 — нижний карбон, визейский ярус (7 — бурхарчинская свита: известняки с прослоями аргиллитов;
 - 8 — иткуловская свита: известняки, аргиллиты, кремни;
 - 9 — куруильская свита: известняки, кремни, аргиллиты);
 - 10 — верхний девон, фаменский ярус — низы нижнего карбона, зиланская свита. Аргиллиты, алевролиты, песчаники. Эвгеосинклинальные образования:
 - 11 — верхний девон, фаменский ярус: глинистые известняки;
 - 12 — средний девон, эйфельский ярус: известняки;
 - 13 — силур и девон нерасчлененные: эффузивы основного состава;
 - 14 — верхний силур, лудловский ярус: туфы средних и кислых эффузивов;
 - 15 — силур: флишиодная толща;
 - 16 — силур: кремнистая толща;
 - 17 — силур, лландоверский и венлокский ярусы: кремнисто-глинистая толща;
 - 18 — силур зоны Уралтау: глинистые сланцы;
 - 19 — силур — ордовик, губерлинская свита: кремнисто-глинистые сланцы;
 - 20 — ордовик, губерлинская свита: альбитофиры и их туфы;
 - 21 — ордовик: кварцевые песчаники;
 - 22 — ордовик зоны Уралтау: песчаники, глинистые сланцы;
 - 23 — верхний рифей зоны Уралтау: метаморфические сланцы, кварциты;
 - 24 — средний рифей зоны Уралтау: метаморфические сланцы;
 - 25 — габброиды;
 - 26 — гипербазиты;
 - 27 — милониты и тектонические брекчии;
 - 28 — геологические границы;
 - 29 — тектонические контакты;
 - 30 — границы шарьяжей;
 - 31 — скважина

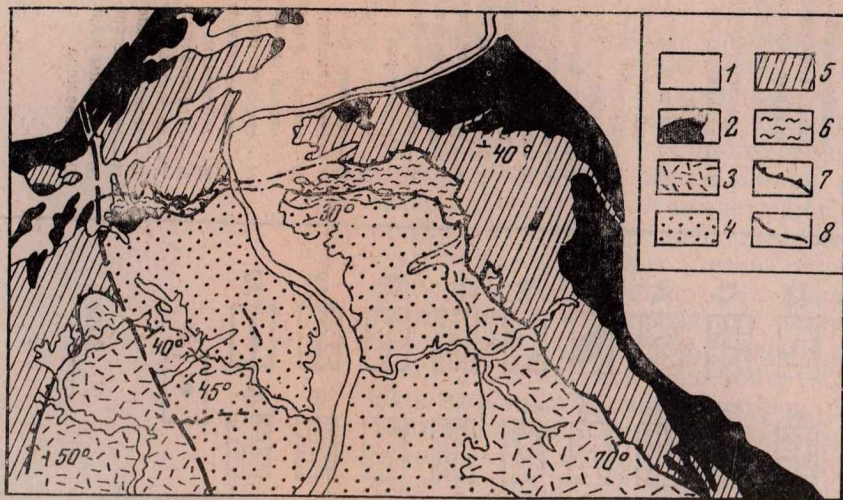


Рис. 39. Схематическая геологическая карта северной части Эбетинского тектонического окна (по Хераскову, 1971)

1 — современные отложения;
 2 — гипербазиты Хабаровинского массива;
 3 — губерлинская свита (O_1 – 2);
 4 — верхнебулатовская подсвита (O_1);
 5 — саздинская свита (рСм);

6 — динамометаморфизованный кембро-ордовик
 (тектоническое месиво),
 7 — шарьяж;
 8 — прочие разломы

рийско-нижнеордовикским. Наиболее полный разрез этих образований, по данным А. В. Хабакова, наблюдается на р. Алимбет, где кидрясовская свита представлена (снизу вверх):

1. Крупнозернистые желтые и серые кварцевые и кварцево-полевошпатовые песчаники с прослоями конгломератов, гравелитов, а также средне- и мелкозернистых зеленовато-бурых песчаников и алевролитов. Изредка встречаются маломощные прослои глинистых сланцев и аргиллитов. В песчаниках содержатся брахиоподы: *Obolus* sp., *Altothis binbertensis* Andr., *Pritoechia* sp., *Alimbella armata* Andr. и др.

2. Желто-зеленые и оливково-зеленые слюдястые алевролиты и аргиллиты с прослоями песчаников и пластинами миндалекаменных эффузивов. В известняковых и мергелистых конкрециях, заключенных в алевролитах, содержатся: *Altothis* sp., *Siphonotreta uralensis* Jerm., *Acrothyra* aff. *chabakovi* Jerm., *Alimbella armata* Andr., *Ceratofige forticula* Sars. и другие формы, характерные для тремадокского яруса нижнего ордовика. Видимая мощность кидрясовской свиты в этом разрезе—300 м.

Кураганская свита представлена глинистыми и глинисто-туфогенными сланцами оливково-зеленого и вишнево-красного цвета, имеющими «костыльчатую» отдельность. Местами встречаются прослои и линзы туфов основного состава, песчаников, кремнистых сланцев, а также кремнистых туфов и туффитов. В верхней части свиты изредка встречаются линзы известняков. В 1 км восточнее ст. Блявы в глинистых сланцах кураганской свиты А. В. Клочихин и А. В. Буряченко в 1949 г. были обнаружены граптолиты аренигского яруса среднего ордовика: *Didymograptus* ex gr. *nicholsoni* Lapw., *D.* aff. *simulans* Ellis et Nood. и др. В 2 км к юго-востоку от хут. Каракуль-Михайловского в линзе известняка, залегающей в верхах свиты, Е. Э. Разумовская в 1934 г. собрала брахиоподы и трилобиты: *Obolus* sp., *Siphonotreta verrucosa* Eihw., *Camerella varians* Bill., *Porambonites* sp., *Cyrtototella* aff. *kuckersiana* (Wys.), *Cybele planifrons* Web., *Pliomerops* aff. *planus* Web. и др. Мощность пород кураганской свиты колеблется от 800 м до 1500 м.

В последние годы получены данные о более широком стратиграфическом диапазоне, занимаемом породами кураганской свиты (Камалетдинов, Чибрикова, Казанцев, 1968). Так, на левом берегу р. Вазям, в 2,5 км ниже д. Русский Вазям и на левом берегу р. Сакмара, у деревень Башкирский Вазям и Бикташево, в породах «кураганского типа» Е. В. Чибриковой обнаружены споры нижнего ордовика *Archaeohylichosphaeridium* (*Acanthosphaera*?) aff. *dorofeevi* Timof., *Ac.* sp. 1, *Lophosphaera milligrana* (Andr.), *Hyrtellopsphaeridium* aff. *introflexum* (Andr.) и др. Следовательно, низы кураганской свиты относятся к нижнему ордовика и могут рассматриваться как возрастной аналог кидрясовской свиты. В более южных районах породы «кураганского типа» встречаются и среди силурийских отложений.

В Косистекском районе кураганской свите по возрасту соответствует **губерлинская свита**, сложенная внизу пестроцветными туфогенными глинистыми сланцами, а сверху—альбитофирами и их туфами, местами нацело замещающими осадочные породы (Разумовская, 1941; Херасков, Милановский, 1953; Абдулин и др., 1969).

Таким образом, среди ордовикских отложений Сакмарского шарьяжа устанавливаются три типа разрезов, резко отличающихся друг от друга по составу, строению и мощности. Первый из них представлен туфогенно-сланцевой, второй—песчано-гравелитовой и отчасти эффузивной, а третий—вулканогенной толщами. Все эти образования не имеют себе фациальных аналогов в нормальном стратиграфическом разрезе западного склона Урала, в том числе в зоне Уралтау, где известны лишь кварцевые песчаники и филлиты верхнего ордовика, мощностью не более 400 м.

Силурийские образования в пределах Сакмарского шарьяжа распространены наиболее широко. Они участвуют в строении почти всех его тектонических пластин. Литологический состав их разнообразен: кремни, кремнистые и углисто-кремнистые сланцы, кремнистые конгломерато-брекчии, гравелиты, песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, эффузивы основного и среднего состава и их туфы.

В бассейне Сакмары среди силурийских отложений выделяется не менее четырех типов разрезов: кремнисто-аргиллитовый (S_1ln-w), видимой мощностью 1300—1400 м, кремнистый ($S_{1-2}ln-ld$), мощностью более 1000 м, флишoidalный (S_1ln-w), мощностью более 1500 м и существенно вулканогенный ($S_{1-2}ln-ld$), мощностью до 1000 м (Камалетдинов, Казанцев, Казанцева, 1970).

Разрез силура **кремнисто-аргиллитового** состава обнажается на левом берегу р. Сакмары, в 2 км выше д. Большое Абишево; на хребте с вершиной Тулягай; на левом берегу р. Вазям, ниже д. Русский Вазям и в ряде других мест. Эти породы ранее относились к кураганской свите верхнего ордовика. Они представлены преимущественно алевролитами, алевритистыми и туфогенно-глинистыми сланцами. Породы окрашены в зеленоватые, буроватые, вишневые и кирпично-красные цвета. В виде прослоев и линз присутствуют черные кремни, кремнистые, кремнисто-глинистые и углисто-кремнисто-глинистые сланцы, кремневые конгломерато-брекчии, кварцевые песчаники и гравелиты. Количество и мощность прослоев кремней и конгломерато-брекчий в разных разрезах изменяются в широких пределах: от редких и маломощных прослоев до более мощных и частых, особенно в верхней части толщи, где они местами составляют до 50% общей мощности пород (широта озера Истубен, разрез у оз. Таван-Куль и др.). В породах толщи содержатся многочисленные граптолиты, характеризующие возраст вмещающих пород от низов лландоверы до низов венлока. Среди них Ю. В. Казанцев обнаружил: *Climacograptus* ex gr. *scalaris* His., *C. sp.*, *Cyrtograptus* sp., *Monograptus* sp., *Hedrograptus* sp., *Monoclimacus* sp., *Retioleris* sp. (определения Б. М. Садрисламова).

Южнее, в районе городов Кувандык и Медногорск, Ю. Г. Братухин и Г. В. Хворов в 1965 г., Б. Ф. Хромых и В. Н. Колесников в 1967 г. также установили силурийский возраст красноцветных образований, относившихся ранее к кураганской свите ордовика. Такие же результаты получены исследованиями С. В. Руженцева (1971) и в Косистекском районе.

Эти данные свидетельствуют о широком возрастном диапазоне толщи существенно сланцевых пород «кураганского» типа, развитых в пределах Сакмарского шарьяжа. Она, очевидно, формировалась в области континентального склона, начиная с раннего ордовика до венлокского века силура включительно.

Кремнистый тип разреза отвечает сакмарской свите в том объеме, в котором она впервые была выделена Н. К. Разумовским в 1933 г. Впоследствии различные исследователи к этой свите относили разные породы, и поэтому представления об объеме ее стали расплывчатыми. Кремнистые образования силура наиболее широко развиты в бассейне Сакмары, между широтой д. Большое Абишево на севере и долиной р. Катрала на юге. Обнажения кремнистых сланцев встречаются во многих местах вдоль западной и восточной границ Сакмарского шарьяжа, а также внутри его — в районе д. Акьюлово, г. Медногорска и в ряде других участков.

Состав пород в целом сравнительно однообразен. Это переслаивающиеся между собой черные, прослоями зеленовато-серые, яшмовидные кремни кремнисто-глинистые и углисто-кремнисто-глинистые сланцы. В породах содержатся многочисленные граптолиты, характерные для лландоверского и венлокского ярусов.

Флишоидный тип разреза силура ранее включался либо в состав сакмарской свиты (Клочихин, 1960), либо в кидрясовскую свиту нижнего ордовика (Криницкий, Криницкая, 1965). Он состоит из ритмично чередующихся между собой аргиллитов, алевролитов, песчаников, гравелитов и конгломерато-брекчий. Обломочный материал является преимущественно кремнистым. Наиболее характерно тонкое переслаивание перечисленных разностей пород, мощностью от нескольких сантиметров до первых метров, но встречаются отдельные пачки конгломерато-брекчий, мощностью до 200 м. Внутри толщи, ближе к ее средней части, Ю. В. Казанцевым были обнаружены граптолиты, свойственные лландоверскому ярусу силура, а в кровле ее, в гальках кремней — граптолиты венлокского яруса. Учитывая, что последние находятся в переотложенном состоянии, возраст верхней части разреза условно относится к лудловскому ярусу.

Вулканогенный тип разреза силура широко распространен в южной и юго-восточной частях Сакмарского шарьяжа, а также в районе его северного окончания. В составе его преобладают диабазы, спилиты и диабазовые порфиристы с различной структурой с прослоями туфогенных пород преимущественно основного состава. Местами встречаются маломощные пачки плагиоклазовых и плагиоклаз-роговообманковых порфиритов, а также кератофилов и кварцевых кератофилов и их туфов. В виде прослоев встречаются кремнистые сланцы, содержащие граптолиты, характеризующие возраст вмещающих слоев от лландоверского до лудловского ярусов.

Силурийские отложения Сакмарской зоны, так же как и ордовикские, по фациальному составу являются чуждыми для разреза разновозрастных отложений западного склона Урала; накопление их происходило в различных фациальных условиях преимущественно эвгеосинклинальной зоны, в значительном удалении друг от друга.

К девонским отложениям относится верхняя часть вулканогенных пород, возраст которых охватывает интервал от силура до среднего девона включительно, рифогенные известняки эйфельского яруса, встречающиеся в виде небольших тектонических останцов, а также кремнистые сланцы франского яруса, известные в южной части района.

На правом берегу Катралы, в одном из выходов светлых массивных известняков эйфельского яруса, залегающих среди эффузивов и кремнистых сланцев силура, были собраны: *Cladopora ivdelensis* Janet, *Camarotoechia* cf. *strajeskiana* (Vern.), *Atrypa aspera* Shloth., *Carinatina* sp., *Spirifer* sp. и др. На водоразделе рек Кишкильдя и Малый Дергаиш отмечен ряд выходов светло-серых рифогенных известняков размерами от 2,5 до 20 м в поперечнике. Они прослеживаются в виде редких утесов среди серпентинитов и вулканитов силурийского возраста. В известняках содержатся многочисленные брахиоподы эйфельского яруса: *Atrypa* ex gr. *devoniana* Webst., *A. tabuskaensis* Khod., *A. gruenewaldtii* Tschern., *A. subalinensis* Nikif., *Yupidula bibplicata* Schnur, *Spirifer* sp. indet., *Karpinskia fedorovi* Tschern. и др.

На левом берегу Сакмары, в 1 км восточнее д. Сакмагуш, среди кремнистых сланцев силура, отделяясь от них брекчированными, милонитизированными породами, прослеживаются несколько известняковых глыб с обильными остатками водорослей, мшанок, кораллов и криноидей нижнего эйфеля: *Cypressocrinus minor* Iolt., *Thamnopora* (?) sp. indet., *Amphipora* cf. *ramosa* Phill., *Alveolites* sp. и др.

Отдельные выходы эйфельских известняков с фауной брахиопод и кораллов встречены также среди пород различного возраста в среднем течении речки Чебаклы (приток Урала); в бассейне Курагана; по р. Сакмаре, против впадения в нее р. Катралы; в 3 км к юго-востоку от д. Юмагузино; восточнее д. Яныбаево; в верховьях руч. Арапьян; по р. Малая Узала, впадающей в р. Зилаир и во многих других местах.

Местами внутри Сакмарского шарьяжа, а также вдоль контакта с зилаирскими отложениями развиты своеобразные конгломерато-брекчии предположительно среднедевонского возраста. Они состоят из галек и глыб различных пород: эффузивов, песчаников, алевролитов, аргиллитов, реже известняков и серпентинитов. Размеры наиболее крупных глыб достигают нескольких десятков метров в поперечнике. Цементом конгломерато-брекчий служит перетертый материал тех же пород, из которых состоят глыбы. В обломках и глыбах этой толщи отмечаются остатки фауны тремадокского яруса ордовика (*Altorthis kinderlinsis* Andr., *Alimbella arlata* Andr., *Asaphidae* и др.) нижнего силура (*Gliptograptus* sp., *Monograptus* sp., *Monoclimacis* sp., *Pristiograptus* sp. и др.) и эйфельского яруса среднего девона (*Scabriscullellum* ex gr. *fureiterum* (Hawle et Corda)). По простиранию эти породы обычно выклиниваются или замещаются толщей полимиктовых песчаников и гравелитов флишoidного строения.

На левобережье р. Урал, в Косистекском районе, по данным С. В. Руженцева (1971), французский ярус, как и на восточном склоне Урала, представлен кремнистыми сланцами **мукасовского горизонта**, залегающими с резким угловым несогласием на силурийских и ниже-среднедевонских породах. Выше по разрезу мукасовские кремни сменяются отложениями **зилайрской** серии фаменского яруса верхнего девона. Выходы аргиллитов и алевролитов, содержащие богатый комплекс спор фаменского возраста, известны и севернее, в бассейне р. Вазям (см. рис. 50). В кернах пород из картировочной скв. 1, пробуренной на правом берегу р. Вазям, у пос. Русский Вазям, Е. В. Чибриковой были обнаружены формы, среди которых доминируют *Lophozonotriletes torosus* Naum., *L. crassatus* Naum., *L. aff. grumosus* Naum., *L. concessus* Naum., *Trachytriletes* aff. *minor* Naum. и др. Фаменские споры были встречены также в аргиллитах красновато-бурого и зеленовато-серого цвета, обнажающихся на участке от лесничества до с. Русский Вазям по левому берегу р. Вазям. По литологическому составу и строению верхнедевонские породы р. Вазям несколько отличаются от пород зилаирской серии тем, что почти нацело сложены аргиллитами. В них отсутствуют прослои песчаников и крупнозернистых алевролитов, придающие зилаирским породам характерную ритмичную слоистость; не встречено в них также следов подводного оползания и косой слоистости, свойственных зилаирским отложениям. Все сказанное позволило нам выделить верхнедевонские породы р. Вазям в самостоятельную вазямскую свиту (Камалетдинов, Чибрикова, Казанцев, 1968). Мощность пород вазямской свиты, видимая в обнажениях и вскрытая скв. 1 и 8, составляет 437 м.

Кроме рассмотренных пород, в Сакмарском шарьяже широко развиты в различной степени серпентинизированные гипербазиты, образующие местами значительные по размерам массивы (Шайтантауский, Катралинский, Восточно-Катралинский, Губерлинский и др.), а также небольшие разрозненные тела (см. рис. 38). Возраст их не поддается точному определению. В. Н. Павлинов (1937, 1947) считал их вначале среднедевонскими, а затем силурийскими образованиями. Е. В. Воинова, Г. И. Кириченко и др. (1941) эти породы относили к одной из фаз варисской складчатости, так как, по мнению указанных авторов, они прорывают ниже- и среднепалеозойские породы. Д. Г. Ожиганов (1941), основываясь на изучении гипербазитовых массивов Крака, пришел к выводу о досилурийском возрасте ультраосновных интрузий Южного Урала. С. В. Москалева (1963) возраст гипербазитов рассматриваемого района считает докембрийским. По мнению Г. И. Водорезова и Х. С. Розман (1956), а также С. С. Горохова, Г. Б. Рудника и В. С. Шарфмана (1962), внедрение гипербазитов на Южном Урале происходило в несколько фаз: допалеозойскую, досилурийскую, среднедевонскую и каменноугольную.

Исследованиями ряда авторов (Ожиганов, 1941, 1964; Москалева, 1963; Казанцева, Камалетдинов, 1969) установлено отсутствие активных влияний на осадочные образования со стороны ультраосновных пород. Следовательно, существующее мнение об интродировании гипербазитами осадочных пород в рассматриваемом районе является ошибочным. Всюду вдоль границ гипербазитов с вмещающими осадками наблюдается сильное рассланцевание, брекчирование и милонитизация, свидетельствующие о тектоническом характере контактов. Поэтому время формирования ультраосновных пород Сакмарской зоны нельзя определить по возрасту окружающих осадочных образований.

Наиболее вероятным является допалеозойский возраст гипербазитов Сакмарской зоны. Это доказывается, во-первых, отсутствием активных контактов с породами палеозоя, а во-вторых, тесной связью их с офиолитовой ассоциацией, представляющей наиболее древнюю часть разреза эвгеосинклинальной области.

С ультраосновными породами почти повсеместно встречаются амфиболиты и габбро-амфиболиты, возраст которых нами также условно принимается докембрийским, а также небольшие выходы габбро-диабазов и диоритов нижнего и среднего палеозоя, местами существенно измененных процессами метаморфизма.

Структура Сакмарского шарьяжа

Для удобства изложения вначале мы рассмотрим соотношение пород Сакмарского шарьяжа с подстилающими образованиями зилаирской серии, а затем приведем описание тектонических пластин, слагающих зону аллохтона.

Особенности строения границ шарьяжа

Вдоль границ рассматриваемой структуры в контакте с зилаирскими граувакками в различных местах находятся породы разного возраста и фациального состава. Так, северное замыкание шарьяжа сложено силурийскими эффузивами основного состава и серпентинитами, южнее, вдоль западной границы обнажаются силурийские кремнистые сланцы, а в верховьях р. Куруил — песчаники и глинистые сланцы кураганской и кидрясовской свит ордовика. Вдоль восточной границы шарьяжа, в нижнем течении р. Зилаир, у д. Акьюлово, с зилаирскими породами контактируют кварцитовидные песчаники ордовика, а южнее — флишoidные породы и кремнистые сланцы силура. В бассейне р. Катрала восточное крыло шарьяжа сложено гипербазитами Катралинского массива (см. рис. 38).

Для выяснения структурного положения Сакмарской зоны во многих участках нами был изучен характер соотношения пород этой зоны с отложениями зилаирской серии верхнего девона (рис. 40). Во всех без исключения случаях контакты оказались тектоническими, а плоскости их — падающими внутрь Сакмарской зоны (Камалетдинов, Казанцев, Казанцева, 1970). Покровная структура этой зоны весьма отчетливо выражена на севере, где верхнедевонские граувакки, слагающие постель шарьяжа, образуют центрoклиналь крупной синклинальной складки с осью, погружающейся в южном направлении. Слои зилаирских граувакк здесь падают под силур-девонские породы Сакмарского шарьяжа под углами 5—25°. Западная граница Сакмарского шарьяжа до широты д. Нижнее Утягулово (р. Сакмара) проходит в меридиональном направлении вдоль подножья хр. Шайтангау. Угол контакта здесь колеблется от 22 до 70°. В верховьях р. Куруил, в 4 км севернее развалин д. Новопокровки, граувакки верхнего девона падают на восток под углом 70° под ордовикские

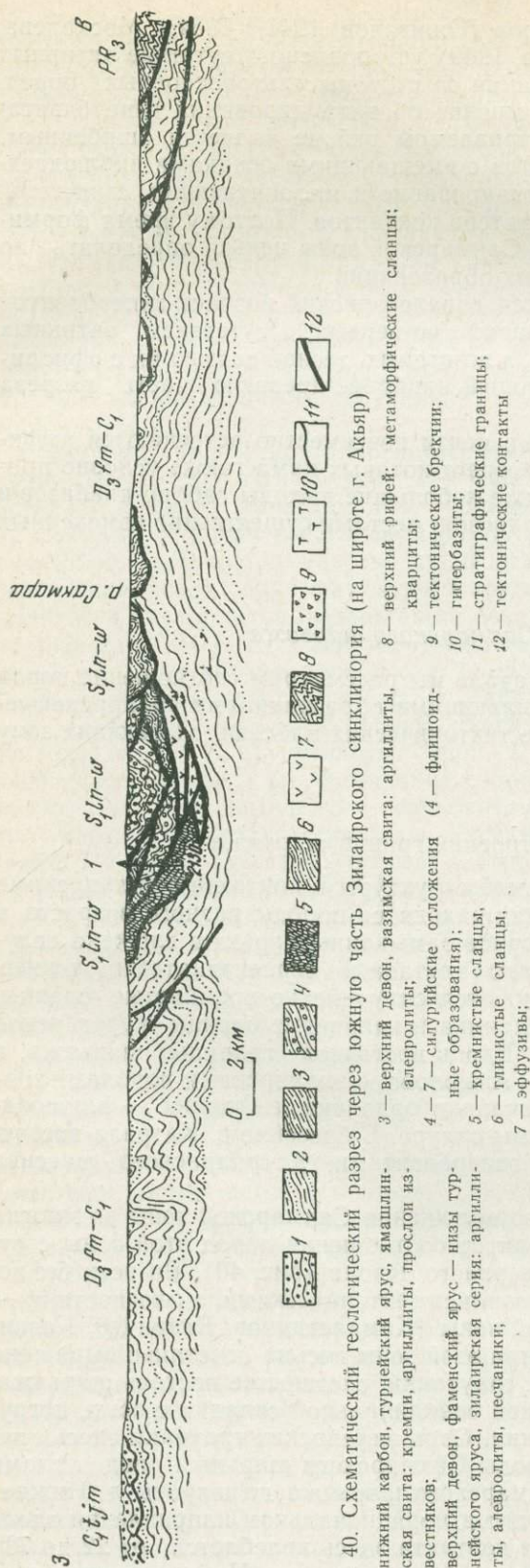


Рис. 40. Схематический геологический разрез через южную часть Зилайрского синклиория (на широте г. Акяр)

песчаники и силурийские кремнистые сланцы. В зоне контакта зилайрские отложения существенно милонитизированы, содержат обилие выделений слюды и насыщены многочисленными кварцевыми прожилками.

Южнее, на правом берегу Малой Бухарчи, в средней части горки, отстоящей к западу от хр. Шайтантау, каменной вскрыт контакт фаменских аргиллитов с кремнисто-глинистыми сланцами силура, содержащими граптолиты лландоверского яруса. Поверхность контакта бугристая, падает на восток под углами от 22 до 35°, параллельно напластованию силурийских сланцев. Последние вблизи контакта сильно подроблены и брекчированы, в них наблюдаются многочисленные зеркала скольжения; зилайрские аргиллиты здесь так же перемяты, милонитизированы и обелены. В 1—1,5 км восточнее этого пункта, среди поля кремнистых сланцев силура, зилайрские граувакки обнажаются в двух узких тектонических окнах меридионального простирания (см. рис. 38). Одно из них располагается в районе верхних течений рек Азагуза, Таплак и Дергаиш (левые притоки Куруила), другое — в верховьях руч. Мамбет-Елги. Выходы зилайрских аргиллитов и песчаников здесь приурочены к понижениям рельефа, в то время как водораздельные пространства сложены кремнистыми сланцами силура. Примечательно здесь, как и на западном склоне хр. Шайтантау, контактируют с образованиями лландоверского возраста, т. е. с более древними частями силурийского разреза, вершины же холмов образованы породами венлока и

лудлова. Внутри тектонических окон зилаирские отложения образуют антиклинали с крутыми западными (до 75°) и относительно пологими восточными ($40-45^\circ$) крыльями.

Южнее широты д. Нижнее Утягулово подошва Сакмарского шарьяжа резко выполаживается, и граница его здесь круто поворачивает к западу, почти полностью согласуясь с рельефом местности. Здесь и южнее встречаются значительные по размерам тектонические останцы песчаников нижнего ордовика и кремнистых сланцев силура, залегающих среди зилаирских отложений. Скв. 16, пробуренная Оренбургским геологическим управлением в конгломерато-брекчиях среднего девона, у пос. Подгоркино, в 80 м восточнее западной границы шарьяжа, вскрыла зилаирские отложения на глубине 40 м, показав, что угол падения тектонического контакта здесь составляет 25° (рис. 41).

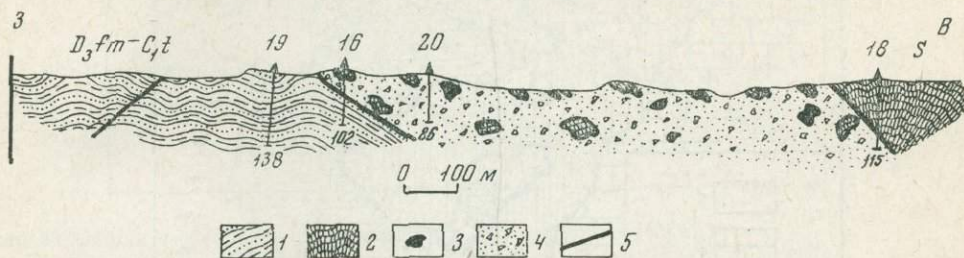


Рис. 41. Геологический разрез через западную границу Сакмарского шарьяжа к востоку от пос. Подгоркино (по данным Оренбургского геологического управления)

- | | |
|---|---|
| 1 — фаменский ярус верхнего девона — трунейский ярус нижнего карбона, зилаирская серия: аргиллиты, песчаники, алевролиты; | 3 — эффузивы основного состава силура — девона; |
| 2 — сакмарская свита силура: кремнистые сланцы; | 4 — брекчии и конгломераты среднего девона; |
| | 5 — тектонические контакты |

Не менее четко выражен надвиговый характер западной границы рассматриваемой структуры и далее к югу. Здесь, до долины р. Урал, граница шарьяжа сильно извилистая, с многочисленными тектоническими полуокнами, свидетельствующими об очень пологой, субгоризонтальной поверхности надвига (рис. 42). Местами вдоль контакта с верхнедевонскими граувакками развиты зоны брекчий и интенсивная милонитизация, говорящие о мощных тектонических давлениях, существовавших при формировании шарьяжа. Среди поля зилаирских отложений обнаруживаются многочисленные тектонические останцы песчаников кидрясовской свиты с брахиоподами нижнего ордовика и кремнистых сланцев с граптолитами нижнего силура. Наиболее крупные выходы представляют собой узкие субмеридионально вытянутые полосы, протяженностью до 4—7 км, при ширине, не превышающей 500—700 м. Наряду с крупными встречаются более мелкие останцы, размеры которых не превышают нескольких десятков метров. Все они приурочены к синклиналям в породах постели и образуют небольшие возвышенности рельефа, склоны которых сложены граувакками.

Южнее широтного течения р. Урал, в бассейне р. Джаксы-Каргала, западная граница Сакмарского шарьяжа изучалась А. Л. Яншиным (1932). Здесь «главная плоскость надвигания кремнистой толщи на граувакковые породы и глинистые сланцы верхнего девона протягивается в грубомеридиональном направлении сплошной непрерывной линией..., начинаясь в верховьях р. Домбар и уходя на юг под меловые осадки водораздела рек Чанды и Джаксы-Каргала» (Яншин, 1932, стр. 328).

Линия надвига в этом районе прослежена А. Л. Яншиным на 42 км. Он отмечает: «...на всем этом пространстве бросается в глаза ее неровный, извилистый характер, свидетельствующий о сравнительно пологом

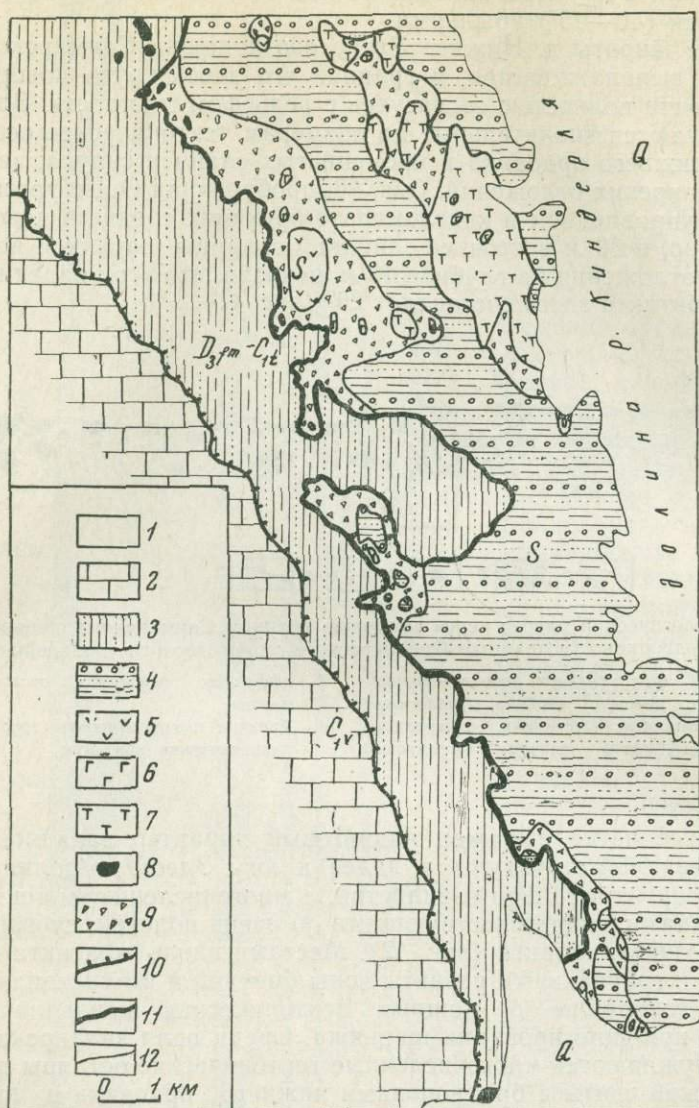


Рис. 42. Геологическая карта западного края Сакмарского щарьяжа на правом берегу р. Урал

- | | |
|--|---|
| 1 — четвертичные отложения: глины, пески, галечники; | 5 — эффузивная толща; |
| 2 — нижний карбон, визейский и намюрский ярусы, бухарчинская свита: глинистые известняки с прослоями аргиллитов; | 6 — габбро-диориты; |
| 3 — верхний девон, фаменский ярус, зилаirsteина серия: аргиллиты, алевролиты, песчаники; | 7 — серпентиниты; |
| 4 — 5 — нижний и верхний сидур нерасчлененные (4 — флишондная толща, | 8 — клиппы пород кидрясовской свиты ордовика; |
| | 9 — тектонические милониты и брекчии; |
| | 10 — линия надвига; |
| | 11 — границы щарьяжных пластин; |
| | 12 — границы четвертичных отложений |

падении на восток главной плоскости надвигания. В пониженных участках рельефа, особенно вдоль долин балок, верхнедевонские отложения заходят на значительное расстояние в глубь древнего массива. Слюи верхнедевонских песчаников близ надвига везде падают под кремнистую толщу под углом 25—35°» (там же).

Подробное описание характера надвига кремнистой толщи силура на граувакки верхнего девона приводится А. Л. Яншиным по правому берегу р. Тас-Сай, правому притоку р. Чанды (рис. 43). «Здесь, в невысоком обрыве правого берега, выходят падающие под $50\text{--}52^\circ$ на ЮВ верхнедевонские глинистые сланцы, переслаивающиеся плитчатым песчаником и мелкогалечным конгломератом с плоскими конкрециями. Верхние концы слоев сланца и песчаника загнуты на запад, сдавлены и местами расплющены. Кроются они тектонической брекчией, состоящей из обломков

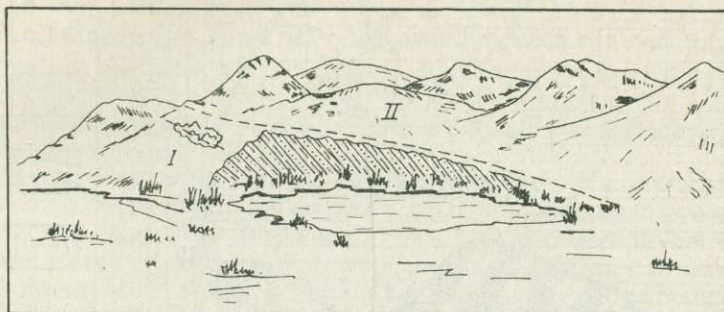


Рис. 43. Общий вид разреза надвига на Тас-Саяе (по Яншину, 1932)

I — верхний девон, зилайрская серия; *II* — силур, сакмарская свита, кремнистые сланцы

кремнистых пород, кусков верхнедевонского песчаника и отдельных конкреций, вмятых в ожелезненную буро-зеленую перетертую глину. В западном конце обнажения, в брекчии, была найдена обтертая глыба кристаллического известняка. Полоса брекчии падает на восток под $9\text{--}10^\circ$. Мощность ее $2\text{--}2,2$ м. Выше нее лежат сильно раздробленные кремнистые породы, приобретшие, вследствие перетирания, конгломератовидное строение. Этими породами сложена бровка обнажения и поднимающиеся над ним мелкие крутосклоненные холмы. Никакой слоистости в нижней перемятой части кремнистой толщи обнаружить не удастся. Замеры элементов залегания, произведенные дальше к востоку по склонам сопок, не дают ясного разреза, но позволяют заключить, что породы надвинувшегося массива изогнуты в мелкие меридиональные складки, погружающиеся параллельно плоскости надвига к востоку» (стр. 326).

Выше мы рассмотрели строение западной границы Сакмарского шарьяжа. Вдоль восточной его границы также отчетливо наблюдается налегание более древних пород аллохтона на граувакки зилайрской серии. На левом берегу Малой Узалы, в $4,5$ км выше д. Акзигитово, зилайрские аргиллиты и песчаники падают на юго-запад под углом 20° под кремнистые сланцы силура (рис. 44).

Южнее и ниже по течению той же реки в $3,5$ км, тектонический контакт между эффузивно-осадочными образованиями силура — среднего девона и верхнедевонскими граувакками падает на запад под углом 140° . На левом берегу ручья Кисыелга (западнее д. Урусбаево) угол падения контакта составляет 32° , азимут падения — 220° . В нижнем течении р. Зилаир и по правому берегу Сакмары зилайрские отложения погружаются на запад под силур и ордов под углами $30\text{--}35^\circ$. Во всех указанных случаях в непосредственном контакте породы верхнего девона милонитизированы, окремнены, смяты в мелкие, измеряемые долями метра складки, несут массу прожилков и гнезд кварца. Местами в них наблюдаются небольшие разрывы сплошности пород с амплитудой смещения слоев в несколько десятков сантиметров или в первые метры.

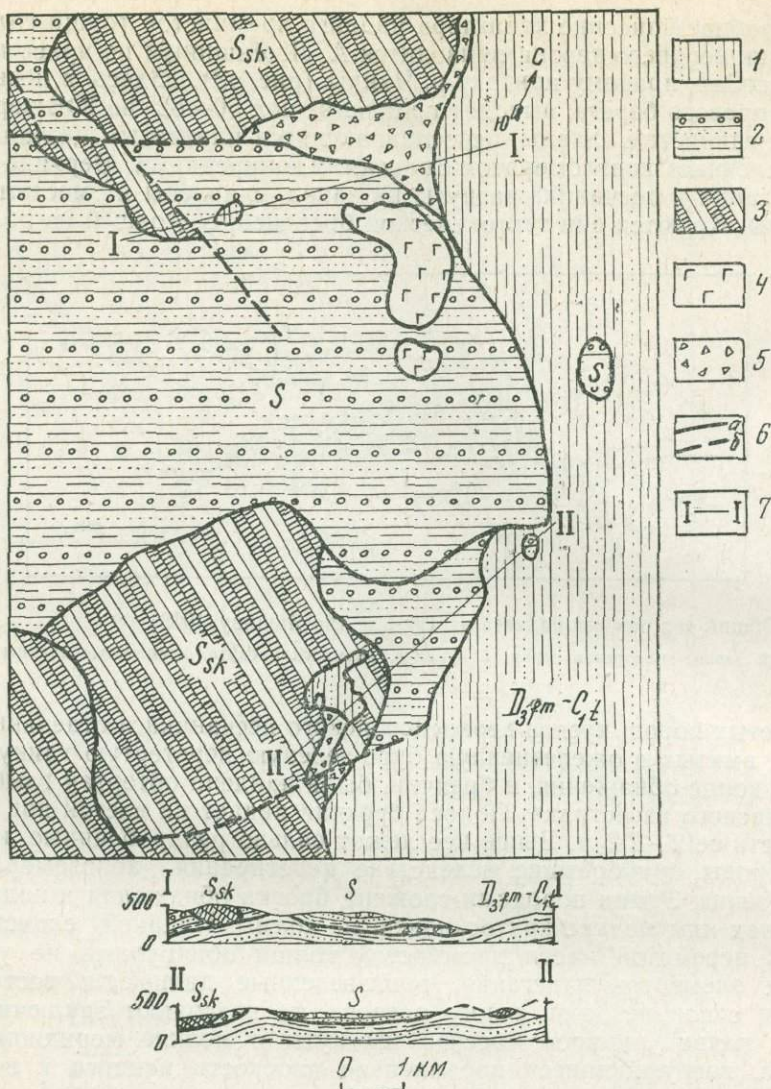


Рис. 44. Геологический план района деревень Акчюлово и Большое Араслангулово и разрезы по линиям I—I, II—II

- | | |
|--|--------------------------------------|
| 1 — верхнедевонско-нижнекаменноугольные отложения зилаирской серии: граувакковые песчаники, алевролиты, аргиллиты; | 4 — габбро-диабазы; |
| 2 — силурийские отложения: флишодная толща; | 5 — зоны перемятых до надвига пород; |
| 3 — силурийские отложения: кремнистая толща; | 6 — линии тектонических контактов; |
| | 7 — линии геологических разрезов |

В устье р. Зилаир, юго-западнее д. Акчюлово, Ю. В. Казанцевым закартировано тектоническое окно, размерами 0,5 км в поперечнике, в котором гравелиты и песчаники зилаирской серии смяты в крутые складки. Последние обнажены в основании лога, выше по склонам которого выступают силурийские породы, простирающиеся на северо-запад и утыкающиеся под острыми углами в слои верхнего девона, имеющие субмеридиональное простирание.

На левом берегу Сакмары, в 1 км к западу от д. Большое Араслангулово, вдоль восточного края Сакмарского шарьяжа, имеется еще несколько небольших тектонических окон, сложенных зилаирскими породами (см. рис. 44). Одно из них имеет размер в поперечнике не более 70—80 м. Верхнедевонские граувакки здесь обнажаются у самого уреза воды

Сакмары, выше залегают силурийские кремнисто-глинистые сланцы; в зоне контакта выделяются тектонизированные породы мощностью до 40—50 м.

В другом, более крупном тектоническом окне, граувакки смяты в мелкие складки северо-восточного простирания. Размеры складок в поперечнике не превышают 3—10 м, они часто имеют изоклинальную форму и опрокинуты на северо-запад. Восточный контакт крутой, падает под углом 50°, а южный и юго-западный — пологие, колеблющиеся от 0 до 15°.

На левом берегу Сакмары, в 1 км северо-восточнее развалин хут. Ново-Петровского, кремнистые сланцы и конгломераты силура образуют тектонический останец размером 0,5×0,7 км. Породы силура, слагающие здесь возвышенность, смяты вместе с подстилающими их граувакками в пологую синклиналичную складку.

В устье руч. Сик, впадающего слева в Сакмару у д. Араслангулово, в ряде обнажений можно наблюдать следы дислокационного метаморфизма. Здесь, в зоне тектонического контакта, в общей буровато-серой сланцеватой массе включены обжатые, иногда круглые обломки и глыбы кремней и кремнисто-глинистых сланцев, кварцевых песчаников, алевролитов ордовика и силура, известняков эйфельского яруса среднего девона, диоритов, серпентинитов и основных эффузивов. Вся порода интенсивно смята, рассланцована и брекчирована (рис. 45). Форма обломочного материала различная, но чаще удлиненная в направлении, параллельном сланцеватости. Крупные глыбы, как правило, представлены более жесткими породами, чаще всего кремнями. Интрузивные и эффузивные породы, а также известняки образуют обломки меньшего размера со сглаженными формами. Размер обломков колеблется от нескольких сантиметров до 1—2 м.

Распределение их в сланцеватой массе крайне неравномерное, хаотическое. Встречаются участки площадью до 4 м², насыщенные беспорядочно разбросанным обломочным материалом (до 50%), а рядом, на площади в 2—3 м², можно не встретить ни одного обломка. Следовательно, описанные брекчии являются типичными брекчиями трения, возникающими вдоль зоны крупного надвига.

Восточнее д. Большое Абишево, среди поля зилаирских осадков на вершинах холмов, встречаются многочисленные тектонические останцы, сложенные кремнистыми сланцами силура и кварцевыми песчаниками ордовика.

Выходы силурийских пород размерами от 20 до 100 м в поперечнике встречаются в ряде мест на левом берегу руч. Сик.

Кроме отмеченных участков, силурийские сланцы, слагающие останцы покрова, обнаружены на правом берегу руч. Инунген (левый приток Сакмары), в нижнем течении р. Кутумбек, на правом берегу р. Катрала, против развалин пос. Нижне-Георгиевского, а также в 1400 м северо-западнее последнего пункта и во многих других местах. Все они образуют вершинные части рельефа, гипсометрически ниже которых по склонам обнажаются верхнедевонские граувакки.

В бассейне Катралы среди зилаирских отложений известны значительные по размерам выходы серпентинитов, слагающие Катралинский и Восточно-Катралинский массивы (рис. 46). Названные массивы разделены узкой полосой аргиллитов и песчаников верхнего девона, слагающих крутую антиклинальную складку, над сводом которой серпентиниты полностью размыты. Таким образом, распространение последних контролируется структурой пород постели, сложность которой подчеркивается сильно извилистой границей граувакк с серпентинитами и наличием длинных «языков» и «заливов». Вдоль западного края Восточно-Катралинского массива встречаются многочисленные останцы кремнистых сланцев силура и кварцевых песчаников ордовика, размерами до

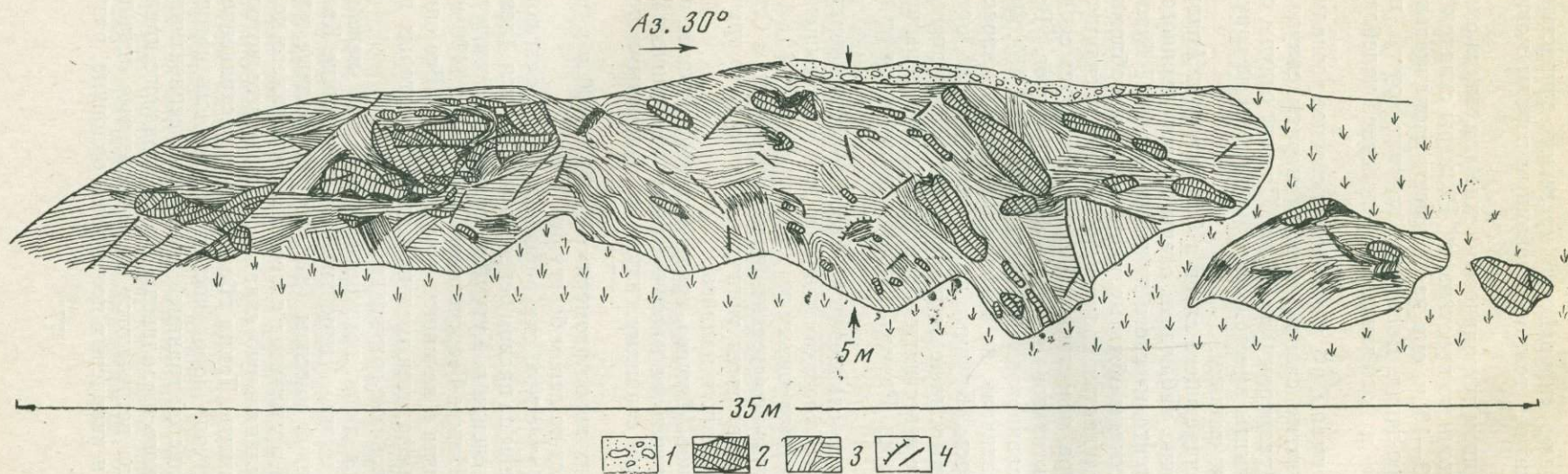


Рис. 45. Обнажение зоны тектонических брекчий в устье руч. Сик (рисунок Ю. В. Казанцева)

- 1 — четвертичные отложения; 3 — мylonитизированные породы;
 2 — кремни силура; 4 — трещины скола

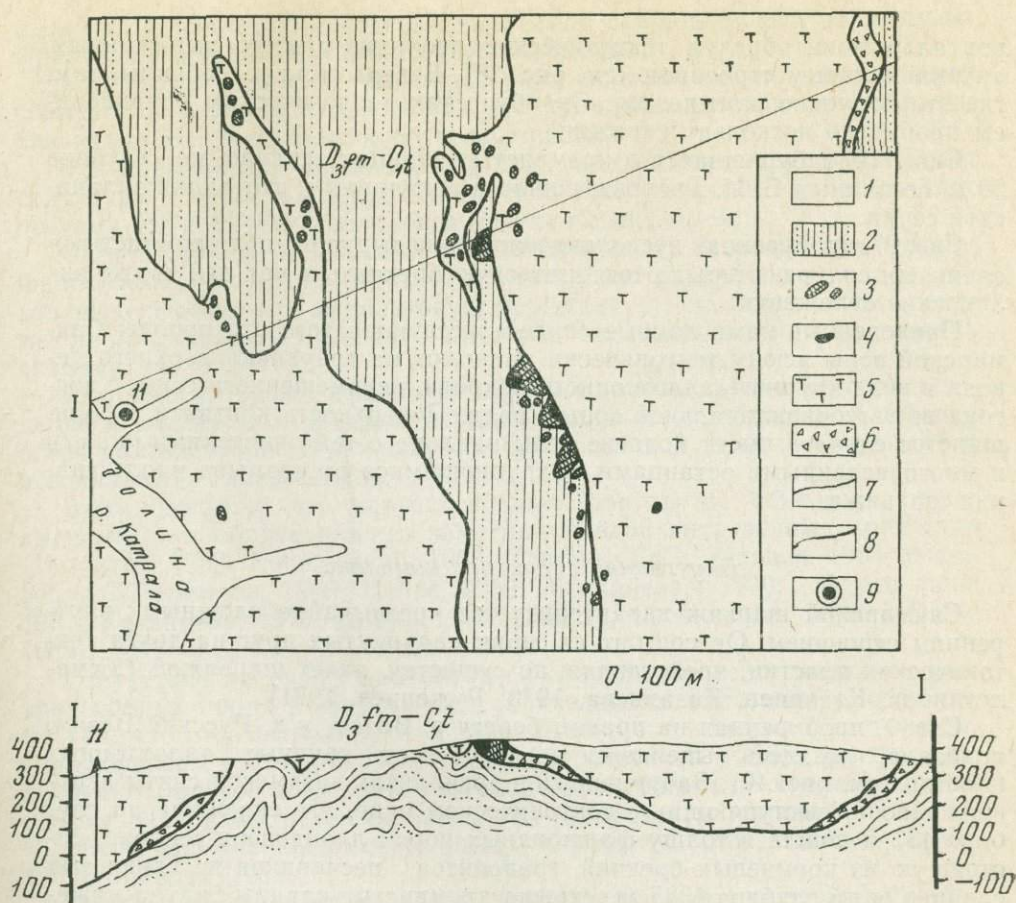


Рис. 46. Геологический план бассейна ручья Камышлы (правый приток р. Катралы) и разрез по линии I—I

- | | |
|--|---------------------------------|
| 1 — современные отложения; | 5 — серпентиниты; |
| 2 — верхнедевонско-нижнекаменноугольные отложения зилаирской серии: граувакковые песчаники, алевролиты, аргиллиты; | 6 — зоны тектонических брекчий; |
| 3 — клиппы кремней силура; | 7 — геологические границы; |
| 4 — клиппы кварцевых песчаников ордовика; | 8 — тектонические контакты; |
| | 9 — скважина |

100—200 м, образующие в рельефе невысокие холмики. В узкой зоне контакта серпентинитов с граувакками местами наблюдается брекчирование, милонитизация и рассланцевание пород.

У восточного края Катралинского серпентинитового массива, в 0,5 км к западу от контакта с зилаирскими породами, в устье руч. Камышлы, была пробурена скважина, которая пересекла серпентиниты, вскрыв на глубине 431,5 м брекчированные, гидротермально измененные осадочные породы актинолит-полевошпат-кварцевого состава (см. рис. 46). Судя по данным этой скважины, поверхность надвига здесь погружается к западу под углом 43—45°. Небольшой выход серпентинитов сохранился от размыва среди верхнедевонских граувакк и восточнее Восточно-Катралинского массива. Серпентиниты и кремнистые сланцы силура встречаются и в ряде других мест южнее р. Кураган. Причем всюду устанавливается их залегание на граувакках зилаирской серии в виде останцов тектонического покрова.

Далее к югу полоса девонских граувакк, прослеживающаяся между Уралтау и Сакмарской зоной, постепенно сужаясь, заходит внутрь по-

род аллохтона, образуя тектоническое полуокно с четко выраженным антиклинальным строением (см. рис. 38). В верховьях р. Чебаклы, там, где это полуокно замыкается, Оренбургским геологическим управлением пробурено несколько скважин.

Скв. 114, забурившаяся в кремнистых сланцах силура, на глубине 20 м, по данным Б. И. Хворова, вошла в аргиллиты и песчаники зилаирской серии.

Скв. 97, пробуренная несколько южнее предыдущей, под кремнистыми сланцами силура, вскрыла тектоническую брекчию, а под ней также зилаирские отложения.

Приведенные нами данные свидетельствуют о том, что породы Сакмарской зоны всюду тектонически налегают на граувакки верхнего девона в виде крупного аллохтонного покрова, перемещенного сюда с востока из эвгеосинклинальной зоны Урала. Поверхность контакта в большинстве случаев имеет пологие углы наклона с тектоническими окнами и многочисленными останцами, сохранившимися от размыва вдоль границ шарьяжа.

Внутренняя структура шарьяжа

Сакмарский шарьяж характеризуется чрезвычайно сложным внутренним строением. Он состоит из серии надвинутых друг на друга тектонических пластин, представляя, по существу, пакет шарьяжей (Камалетдинов, Казанцев, Казанцева, 1970; Руженцев, 1971).

Скв. 1, пробуренная на правом берегу р. Вазям, у д. Русский Вазям, показала, что здесь выделяется не менее трех крупных аллохтонных пластин (см. рис. 40). Забурившись в аргиллитах вазямской свиты верхнего девона, выступающих в тектоническом окне, эта скважина на глубине 437 м вошла в толщу флишoidных пород лландовери-венлока, состоящую из кремневых брекчий, гравелитов, песчаников и глинистых сланцев, а на глубине 1385 м вскрыла кремнистые сланцы силура нижележащей тектонической пластины, в которых остановлена на глубине 2130 м.

Аллохтонные пластины, слагающие Сакмарский шарьяж, достаточно четко выявляются по данным геологических съемок. Самые нижние из них, располагающиеся непосредственно на верхнедевонских граувакках, сложены серпентинитами, которые в силу своих физических особенностей, очевидно, служили своеобразной пластичной смазкой, способствовавшей перемещению блоков более жестких пород.

Ультраосновные породы, слагающие основание Сакмарского шарьяжа, обнажаются во многих местах. В северной части его известен Шайтантауский гипербазитовый массив, выступающий из-под силурийских эффузивов в долинах рек и оврагов. На левом берегу Малой Узалы и на участке вдоль северо-западного края Сакмарского шарьяжа серпентиниты этого массива лежат непосредственно на зилаирских осадках. Южнее, на левом берегу верхнего течения р. Дергаиш (правый приток р. Куруил), небольшой серпентинитовый массив обнажается внутри тектонического окна, сложенного граувакками верхнего девона. Еще южнее, на левом берегу р. Бухарча, серпентиниты, встречающиеся вдоль западного края Сакмарского шарьяжа, налегают на зилаирские отложения с очень пологим углом контакта, а сверху тектонически покрываются породами силура.

Описание Катралинского и Восточно-Катралинского гипербазитовых массивов, покоящихся на верхнедевонских граувакках, нами приводилось выше.

Крупный Губерлинский гипербазитовый массив известен в бассейне р. Губерли. Он обнажается из-под силурийских и ордовикских пород, местами залегая непосредственно на зилаирских граувакках. Все эти

выходы, по-видимому, представляют собой сохранившиеся от размыва фрагменты основания Сакмарского шарьяжа.

Как уже отмечалось, ультраосновные породы обычно встречаются совместно с габброидами, спилитами и кремнистыми сланцами, образуя так называемую офиолитовую ассоциацию.

Эти образования представляют большой интерес для понимания структуры и происхождения Сакмарской зоны, а также Урала в целом; поэтому мы несколько подробнее на них остановимся.

Следует отметить, что со времени открытия Г. Штейнманном (Steinmann, 1905) «тройственного союза» ультрабазитов, габбро и радиоляритов, выделенных им в офиолитовую формацию, последняя является предметом пристального изучения многими исследователями во многих складчатых областях.

Разными авторами офиолитам приписывалось различное происхождение и разная роль в формировании складчатой области. Особенно остро возник вопрос о природе главной составной части офиолитовой ассоциации — гипербазитов.

Было замечено, что ультраосновные породы не обнаруживают с вмещающими образованиями заметных следов интрузивных контактов (Бетехтин, 1953; Коржинский, 1955; Елисеев, 1963; Жданов, 1963; Виноградов, Тюремнов, 1968; Пейве, 1969; Москалева, 1970; Морковкина, 1971; Казанцева, 1971; Knopf, 1960; Charles, Chesterman, 1960; Dietz, 1963).

Отсутствие активных контактов со стороны более тугоплавких ультраосновных пород к вмещающим образованиям одни авторы объясняют тем, что они интродуцируют в вышележащие толщи в полуостывшем, кашеобразном состоянии (Кузнецов, 1964; Логинов, 1966), другие предполагают быстрое остывание ультраосновной магмы по краям внедряющегося расплава, третьи считают, что гипербазиты являются лавами, излившимися в подводных условиях (Dubertret, 1937, 1952; Vuagnat, 1952; Aubouin, 1953).

Однако все эти представления, как увидим в дальнейшем, не согласуются с имеющимися геологическими материалами об особенностях залегания и характере взаимоотношений гипербазитов с вмещающими породами, а также с данными о физических константах пород ультраосновного состава.

В последние годы появились и широко распространились представления о тектоническом характере внедрения ультраосновных пород в вышележащие образования в остывшем виде. Эта точка зрения в настоящее время является наиболее обоснованной и отвечающей накопившемуся по этому вопросу фактическому материалу.

Она подтверждается и данными бурения в океанах, где установлено совершенно определенное стратиграфическое положение гипербазитов в разрезе — они здесь слагают фундамент океанической коры (верхнюю мантию), залегая ниже габброидов и вулканогенно-осадочных серий чехла.

Исходя из принципа актуализма, многие исследователи справедливо предполагают, что и в древних эвгеосинклиналях ультраосновные породы не интродуцировали в вышележащие толщи, а подстилали их в виде остывшего твердого слоя.

В дальнейшем, породы этого слоя тектонически внедрялись в вулканогенно-осадочные толщи более молодого возраста. Однако механизм этого внедрения разными авторами рассматривается по-разному.

Одни исследователи считают, что гипербазиты образуют крупные антиклинальные поднятия, своды которых достигают поверхности земли. Так объясняет происхождение ультраосновных массивов Крака на Южном Урале С. В. Москалева (1959, 1968), согласно которой здесь имеется колоссальное поднятие пород верхней мантии, образовавшееся

еще в дорифейское время, до начала заложения Уральской геосинклинали. Ультраосновные породы, по мнению названного автора, обнажаются в местах глубокого эрозионного среза, в ядрах локальных структур, осложняющих древнее поднятие. В. В. Эз, Д. Е. Гафт и Б. И. Кузнецов (1965) полагают, что структура Сакмарской зоны и гор Крака представляет собой вертикально поднятые по глубинным разломам горсты неправильных очертаний, в ядрах которых обнажаются гипербазиты. Близкое к описанному происхождение приписывается разными авторами и другим выходам ультраосновных пород.

Мы уже неоднократно отмечали ошибочность подобных представлений о структуре ультраосновных массивов Урала (Камалетдинов, Казанцева, 1969, 1971). Они не подтверждаются новейшими полевыми исследованиями и данными геофизики.

Очевидно, в условиях интенсивного горизонтального сжатия, формирующего многоярусные покровные структуры складчатых областей, гипербазиты не могут быть выведены на поверхность в ядрах антиклинальных поднятий непосредственно из мантии.

Некоторые исследователи Соренсен (Sorensen, 1954), Ревер (Roever, 1957), Рост (Rost, 1959), Олсен (Olsen, 1961), Ренц (Renz, 1961) и др. полагают, что гипербазиты, отрываясь в виде глыб и блоков от верхней мантии, тектонически выжимаются в виде протрузий в верхние слои земной коры. Такое выжимание, по представлениям названных исследователей, происходит в конце орогена по крупным разрывам и зонам дробления.

Однако едва ли можно допустить возникновение разломов, подводящих протрузии вещества мантии непосредственно к земной поверхности в конце орогена, когда завершается формирование шарьяжной структуры складчатой области. Тем более сомнительным кажется этот процесс, если учесть, что ультраосновные породы часто образуют разрозненные, как бы разбросанные в беспорядке по обширной площади массивы изометричной формы.

В последние годы все более выясняется, что во многих складчатых областях гипербазиты слагают основания крупных аллохтонных пластин и останцы покровных структур (Кобер, 1952; Бейли и Маккэлиен, 1952—1954; Казьмин, 1966; Чирич, 1966; Пейве, 1969; Белостоцкий, 1965).

Так, выходы гипербазитов мезозойских геосинклиналей Альпийско-Гималайского пояса и складчатых сооружений вокруг Тихого океана представляют собой тектонически раздробленные блоки древнего фундамента океанической коры, находящиеся здесь в аллохтонном залегании в подошве крупнейших шарьяжных пластин (Пейве, 1969; Бейли, Блейк, 1969; Dietz, 1963; Davies, 1968; Hergmes, 1968 и др). Аналогичный характер залегания и сильная дислоцированность ультраосновных пород отмечались нами на Урале (Камалетдинов и др., 1969; Камалетдинов, Казанцева, 1970).

Еще в 1919 г. И. Гринли (Greenly, 1919), при исследовании каледонской структуры Уэльса, обратил внимание на то обстоятельство, что офиолиты здесь чрезвычайно интенсивно катаклазированы и содержат экзотические включения в виде различной величины глыб и обломков.

В 1952—1954 гг. офиолитовые тектониты под названием «Ansaга melange» (Анкарская смесь) были описаны И. Бейли и У. Маккэлиеном в горах Центральной Анатолии, близ г. Анкара (Bailey, McCallien, 1952—1954). Позже они изучались в Юго-Восточной Турции и на северо-западе Сирии многими исследователями (Pinar, Lahn, 1955; Brum, 1960; Rigo de Righi, Cortesini, 1964). В советской геологической литературе серпентиновый меланж Альпийско-Гималайского геосинклинального пояса был описан А. В. Пейве (1969) и И. И. Белостоцким (1970), а на Южном Ура-

ле кратко рассмотрен нами (Камалетдинов, Казанцева, 1970, 1971), С. В. Руженцевым (1971) и А. В. Пейве, Н. А. Штрейсом и др. (1971).

Под меланжем принято понимать «гигантский по мощности тектонит, состоящий из смеси пестрых по составу и цвету пород: гипербазитов, габброидов, спилитов, туфов, розовых и зеленых кремнисто-глинистых сланцев, радиоляритов и экзотических глыб различных известняков и метаморфизованных сланцев. Все эти породы хаотически перемешаны, смяты, раздроблены и развальцованы» (Пейве, 1969).

Набор пород, слагающих меланж на Урале, характеризуется близким сходством с офиолитовыми тектонитами мезозойских эвгеосинклиналей Альпийско-Гималайского пояса.

В составе меланжа **Сакмарской зоны** присутствуют серпентиниты, габброамфиболиты, амфиболиты, метаморфические сланцы рифейского возраста, светлые рифогенные известняки нижнего кембрия, красные глинисто-туфогенные сланцы кураганской свиты ордовика, зеленоватые слюдисто-кварц-полевошпатовые песчаники нижнего силура, черные кремни и кремнисто-глинистые сланцы, кремнистые брекчии, туфоконгломераты, диабазы, спилиты и туфы с возрастом от силура до среднего девона. Все эти породы образуют различной величины и формы разрозненные выходы беспорядочно перемешанных между собой глыб, несущих следы интенсивных тектонических давлений.

В Сакмарской зоне серпентинитовый меланж обнажается во многих местах: в верховьях Узалы, на междуречьи Дергаиша и Кишкильды, в районе ст. Кувандык, в бассейне р. Сакмара, в районе деревень Акчурино, Рамазан и Бикташево, на левом берегу р. Кураган, восточнее д. Псянчино, севернее и западнее г. Медногорска, в бассейне р. Губерля, по берегам р. Урал и в ряде других участков.

Меланж сопровождается здесь практически все ультраосновные массивы. Породы различного возраста и фациального состава залегают в нем, в одних случаях в виде отдельных разрозненных блоков, в других — слагая мощное тектоническое месиво перемятых и дробленных глыб разных размеров и форм. Цементом служат серпентиниты и милониты, состоящие из обломков окружающих пород.

В качестве примера кратко рассмотрим особенности строения серпентинитового меланжа на левом берегу р. Сакмара, в районе д. Бикташево (рис. 47). Вершину одноименной горы слагает один из самых крупных на Урале выходов известняков нижнего кембрия. В плане он имеет вытянутую в северо-западном направлении форму, размерами 70×180 м. Известняки рифогенные, светлые, массивные с многочисленными архециатами, онколитами и ниточными водорослями. В средней части они прорваны дайкой диабазов, имеющих мощность до 3 м. По простиранию известняки вместе с диабазами резко обрываются, утыкаясь в милонитизированные породы. Краевые части известняков интенсивно брекчированы, в них наблюдается вдавливание мелких обломков кремней, кремнистых сланцев и эффузивов, нередко отмечается окремнение. Среди милонитов и брекчий встречаются породы разного состава и возраста: песчаники ордовика, кремни и кремнистые сланцы силура, диабазы и спилиты силура и среднего девона. Так, к северо-западу и юго-востоку от г. Бикташ обнажаются кварц-полевошпатовые песчаники, алевролиты и аргиллиты с линзами слоистых кристаллических известняков ордовика.

К югу и юго-западу встречаются выходы кремней, кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев с граптолитами силурийского возраста. Слои кремнистых сланцев обычно смяты в мелкие крутые складки, сильно трещиноваты и брекчированы. В 1 км к югу от горы Бикташ среди силурийских туфоконгломератов обнаружен небольшой выход мусковито-кварцевых сланцев, петрографически сходных с породами верх-

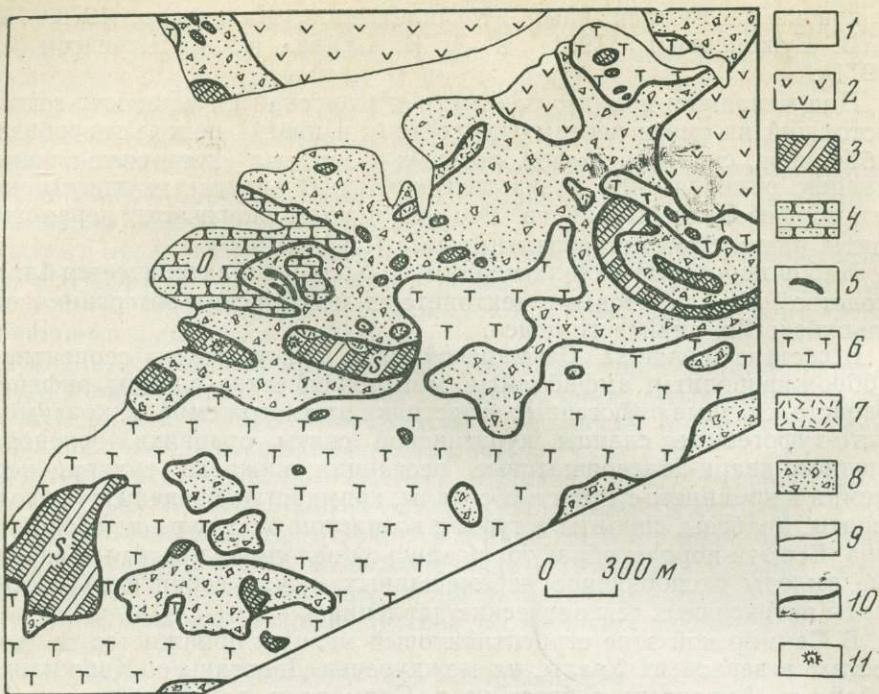


Рис. 47. Геологическая карта района деревни Бикташево

- | | |
|---|---------------------------------------|
| 1 — современные отложения; | 6 — серпентиниты; |
| 2 — эффузивы основного и среднего состава с возрастом от силура до среднего девона; | 7 — спилиты; |
| 3 — кремни и кремнистые сланцы силура; | 8 — тектонические брекчии и милониты; |
| 4 — песчаники и алевролиты ордовика; | 9 — геологические границы; |
| 5 — археоциатовые известняки нижнего кембрия; | 10 — тектонические контакты; |
| | 11 — места сбора фауны |

него рифея хр. Уралтау. Размеры его в поперечнике составляют 4—5 м.

Вмещающими породами всех этих выходов являются серпентиниты, обнажающиеся южнее г. Бикташ и в ряде мест к востоку от нее в понижениях рельефа. Серпентиниты встречаются как среди осадочных, так и вулканогенных пород.

Присутствие нижнекембрийских рифогенных известняков является одной из характерных особенностей строения меланжа Сакмарской зоны. Выходы этих пород в зонах меланжа здесь известны во многих местах: у северной окраины ст. Кувандык, западнее г. Медногорска, в районе пос. Беркут, а также в ряде других участков. На левом берегу Курагана, в 3,5 км к северо-востоку от д. Кидрясово, они слагают гору «Шапка Мономаха» и несколько небольших холмиков вокруг этой горы. Размеры самого крупного выхода известняков составляют 100×150 м.

Вместе с другими более мелкими глыбами он располагается среди сильно милонитизированных, тектонически перетертых обломочных пород. В брекчии, помимо обломков кембрийских известняков, присутствуют крупные глыбы и обломки песчаников и алевролитов ордовика с плохо сохранившимися раковинами оболид и лингул, кремнистых и углисто-кремнистых сланцев с граптолитами верхнего венлока, диабазов, базальтовых порфиринов, спилитов и реже известняков эйфельского яруса среднего девона.

На одном из обнажений кембрийских известняков, расположенном в 180 м западнее основного массива, была пробурена скважина (рис. 48), вскрывшая следующий разрез¹:

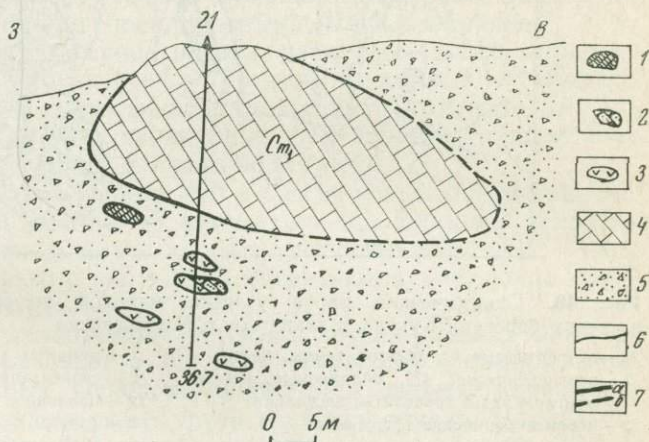
- 0—16 м — известняки светлые, массивные с археоциатами и водорослями.
- 16—19 м — известняки интенсивно брекчированные, серые и темносерые, переходящие в брекчию. В обломках археоциаты плохой сохранности.
- 19—36,7 м — брекчии, состоящие из обломков и глыб (до 0,5 м) известняков, кварцевых и полимиктовых песчаников, алевролитов, филлитизированных глинистых и углисто-кремнистых сланцев, диабазов и андезито-базальтовых порфири-тов. Цементом служит перетертая масса того же состава.

В районе пос. Беркут археоциатовые известняки залегают среди кремней и кремнистых сланцев силурийского возраста.

Б. И. Хворовым шурфами и детальными обследованиями установлено, что выход известняков ограничен тектоническими контактами, выражающимися в развитии здесь милонитов и тектонических брекчий.

Рис. 48. Геологический разрез через выход известняков, расположенный в 180 м западнее горы «Шапка Мономаха»

- 1 — кремни силура;
 - 2 — песчаники ордовика;
 - 3 — эффузивные породы;
 - 4 — известняки кембрия;
 - 5 — тектоническая брекчия;
 - 6 — геологические границы;
 - 7 — тектонические контакты
- (а — достоверный, б — предполагаемый)



Хорошо обнажен серпентинитовый меланж на левом берегу р. Кураган, западнее г. Медногорска. Здесь, восточнее пос. Псянчино, еще в 1949—1951 гг. А. В. Ключихиним и А. В. Буряченко были обнаружены изолированные выходы метаморфических пород рифейского возраста, прослеживающиеся на север на расстоянии 13 км. Позже эти выходы изучались А. Д. Петровским и С. С. Гороховым (1952), В. И. Ленных (1968) и др.

Среди метаморфических пород выделяются кварц-актинолитовые, эпидото-актинолитовые, мусковито-кварцево-роговообманковые, мусковито-гранато-кварцевые, гранато-амфиболито-кварцевые, мусковито-кварцевые сланцы и кварциты. Породы сильно перемяты, с мелкой пльчатостью, местами раздроблены. А. Д. Петровский и С. С. Горохов эти породы сопоставляют с акбиикской свитой верхнего рифея хр. Уралтау.

Считалось, что метаморфические сланцы Сакмарской зоны обнажаются в ядре крупной Рысаевской антиклинали субмеридионального простирания (Петровский, Горохов, 1952; Ленных, 1968). Изучение особенностей залегания рифейских пород с помощью горных выработок показало, что они не образуют антиклинальную складку, а повсеместно залегают в виде бескорневых аллохтонных блоков в зоне серпентинитового меланжа (Жамалетдинов, Казанцев, 1968).

Выходы метаморфических пород здесь имеют неправильные очертания в плане и лежат, в одном случаях, среди песчаников кураганской свиты верхнего ордовика, в других — среди кремней и кремнистых

¹ По данным Оренбургского геологического управления.

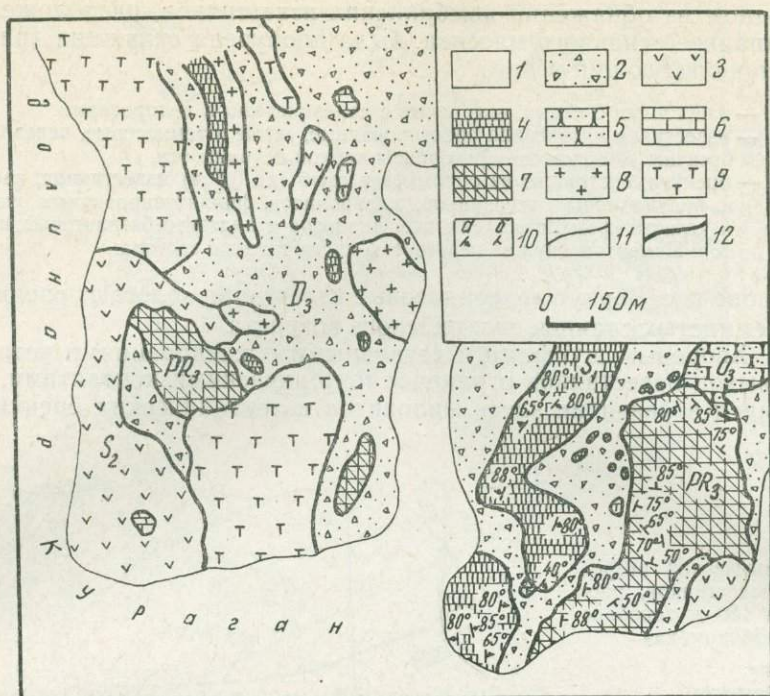


Рис. 49. Геологическая карта участка выходов метаморфических пород рифея на левом берегу р. Кураган, к западу от г. Медногорска

- | | |
|--|--------------------------------------|
| 1 — четвертичные отложения: глины, пески; | 8 — диориты, гранодиориты и граниты; |
| 2 — верхнедевонские (?) обломочные породы: конгломераты, гравелиты, песчаники; | 9 — серпентиниты; |
| 3 — верхнесилурийские эффузивы; | 10 — наклонное залегание: |
| 4 — лландовери-венлокские кремни; | а — слоев, |
| 5 — верхнеордовикские песчаники и алевролиты; | б — полосчатости; |
| 6 — известняковые конгломераты; | 11 — геологические границы; |
| 7 — рифейские метаморфические сланцы; | 12 — тектонические контакты |

сланцев лландоверского и венлокского ярусов силура и, в третьих— среди эффузивов предположительно нижнего палеозоя.

На левом берегу р. Кураган, западнее г. Медногорска, рифейские породы образуют изолированные выходы, достигающие 300—500 м в длину и 150—200 м в ширину (рис. 49). Представлены они метаморфическими сланцами преимущественно серой, розовато- и зеленовато-серой и черной окраски. Породы имеют отчетливо полосчатое строение, подчеркиваемое избирательным распределением минеральных компонентов (чаще всего слюда и кварц), и характеризуются интенсивным смятием и плейчатостью. В северной части крайний восточный выход контактирует с зелеными и кирпично-красными аргиллитами кураганской свиты ордовика, на юге — с эффузивами предположительно нижнепалеозойского возраста, вдоль восточного и западного краев — с тектонически перетертыми породами. Последние развиты здесь очень широко и встречаются почти повсеместно, облекая крупные выходы кристаллических сланцев, кремней и интрузивных пород. Обломки в них имеют неправильную форму, угловатые, а размеры их колеблются от долей миллиметра до 8—12 см в поперечнике. Заметная сортировка материала по крупности обломков отсутствует. Наиболее крупные обломки обычно сложены более крепкими породами — кремнями и интрузивными образованиями. При этом распределение обломочного материала в разных местах подчиняется определенной закономерности. Так, вокруг выходов

кремней брекчии состоят в основной своей массе из обломков таких же кремней и кремнистых сланцев. Брекции, обнажающиеся вблизи метаморфических сланцев, состоят из обломков тех же пород, сцементированных милонитом с бурым хлоритом.

Метаморфические сланцы встречаются среди брекчий как в виде относительно крупных выходов, так и в форме небольших глыб, размеры которых едва составляют по площади первые десятки и даже единицы квадратных метров. Один такой выход метаморфических сланцев, длиной в 5,5 м и шириной 4 м, непосредственно примыкает с востока к кремням лландоверского яруса силура. Контакт этих пород резкий, в пределах сечения горной выработки вертикальный. Как рифейские сланцы, так и кремни силура в контакте не изменены.

Среди брекчий довольно часто встречаются глыбы слоистых кремней силурийского возраста. Вдоль западного края, описанного выше крупного выхода рифейских пород, обнаружено шесть таких глыб, размером от 2 до 5 м в поперечнике. Они имеют неправильные, резко угловатые формы; падение и простираание слоев в разных глыбах различное.

Здесь же встречен выход серпентинитов, размером 4×6 м, залегающих среди брекчий в непосредственной близости от выхода метаморфических сланцев. Контакты серпентинитов с окружающими породами отчетливые, без следов высокотемпературных изменений, что позволяет считать их положение в брекчиях также в виде глыбы.

Из приведенного описания видно, что в Сакмарской зоне развит типичный серпентинитовый меланж. В его составе преобладают вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы, эвгеосинклинальной зоны Урала, и в виде экзотических включений встречаются рифейские кристаллические сланцы зоны Уралтау.

Широким развитием меланж пользуется и в других районах Сакмарского шарьяжа. Так, в верховьях р. Кисыелга (приток р. Зилаир) в зоне меланжа в виде скальных выходов обнажаются светлые кораллово-мшанковые известняки эйфельского яруса среднего девона. Размер самого крупного выхода около 250 м в поперечнике, самого мелкого — 10 м. С севера они контактируют с серпентинитами, на северо-западе — с кремнями силура. Вдоль контактов известняков повсеместно наблюдаются брекчированные перетертые до милонитов породы. Здесь же обнаружен выход кварцевых песчаников с фауной брахиопод тремадокского яруса ордовика (*Altorthis*, *Eoortis* и др.). Длина этого выхода 250 м, ширина — 120 м.

Весьма четко меланж выражен в бассейне р. Катралы, где среди серпентинитов южной и западной частей Катралинского массива встречаются многочисленные глыбы габбро-амфиболитов, аргиллитов кураганской свиты ордовика, кремней и основных вулканитов нижнего и верхнего силура, а также известняков эйфельского яруса среднего девона.

В зонах меланжа развит своеобразный «меланжевый» рельеф, выраженный многочисленными, беспорядочно разбросанными по площади островершинными сопками, причудливыми скалами и возвышенностями, каждая из которых сложена породами разного возраста и литологического состава. Сложность рельефа в данном случае весьма красноречиво отражает сложную внутреннюю структуру этих зон.

Структурно выше зон меланжа располагается серия тектонических пластин, сложенных разнофациальными породами ордовика, силура и девона.

В бассейне р. Сакмара силур в нижних пластинах часто представлен флишoidalными образованиями, а в верхних — кремнистыми сланцами лландоверского и венлокского ярусов.

Местами (устье р. Катралы) на кремнистую толщу силура надвинута существенно аргиллитовая толща лландовери-венлока. На левом берегу

р. Сакмары, ниже д. Верхнее Утягулово, эффузивы силура — среднего девона тектонически перекрыты в одних местах кремнистыми сланцами силура, в других — туфогенными сланцами кураганской свиты ордовика, в третьих — флишоидными отложениями нижнего силура. Ниже рассмотрим строение некоторых пластин Сакмарского шарьяжа, слагающих бассейн среднего течения Сакмары.

На северном замыкании описываемой структуры обнажается Узалинская пластина, слагающая г. Шайтан на западе и бассейны речек Арапьян и Малая Узала (правые притоки Зилаира) — на востоке (см. рис. 38). В ее строении принимают участие диабазовые порфириды, базальты, их туфы, туфобрекчии и туфоконгломераты силур-среднедевонского возраста. На севере и частью на востоке эта пластина надвинута непосредственно на зилаирские отложения, на юге — на породы силура и ордовика Акьюловской пластины, а на юго-востоке она перекрывается ордовикско-силурийскими отложениями Салаватской пластины. Серпентиниты Шайтантауского массива обнажаются из-под силур-среднедевонских эффузивов как по краям, так и внутри Узалинской пластины в понижениях рельефа. Плоскости контактов этих пород неровные, с углами падения от 15 до 25°. Как и всюду, здесь наблюдается значительное проявление катаклаза, образование серпентинитовых сланцев и дробление силурийских эффузивов.

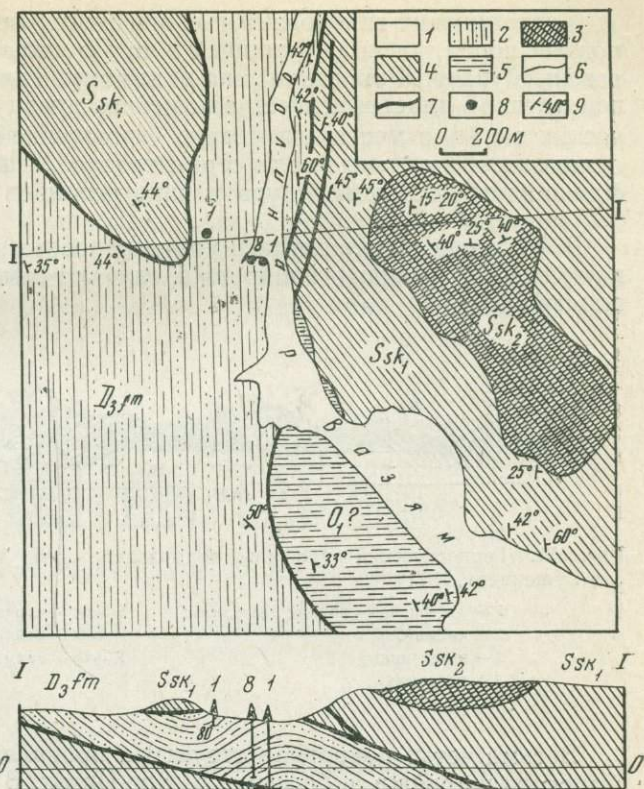
В бассейне руч. Салават, впадающего в р. Зилаир у д. Акьюлово, закартирована Салаватская пластина, размерами 6×8 км, имеющая внутри синклинальную структуру. Она сложена глинисто-кремнистыми сланцами и кремнями с линзами известняков нижнего силура, кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками ордовика, обнажающимися на восточном крыле синклинали. В ядре складки, к западу от д. Акьюлово, сохранились конгломерато-брекчии, содержащие глыбы известняков с брахиоподами нижнего и среднего девона. Эти образования, возможно, представляют собой олистострому. Описываемая пластина разбита субширотными разрывами на отдельные смещенные относительно друг друга блоки, вследствие чего западная граница ее осложнена резкими уступами. На юге и на западе она надвинута на Акьюловскую и Узалинскую пластины, а на востоке — непосредственно на породы зилаирской серии с падением контакта на запад под углом 30° (р. Зилаир, у д. Акьюлово и в 3 км выше по реке).

Акьюловская пластина сложена флишоидной толщей лlandoверского и венлокского ярусов нижнего силура и является весьма значительной по размерам. На востоке породы этой пластины полого налегают на зилаирские отложения, образуя с последними извилистую границу с тектоническими окнами (правый берег р. Сакмара, ниже устья р. Зилаир), а также небольшими останцами, сохранившимися от размыва среди зилаирских отложений. На западе породы описываемой пластины надвинуты на кремнистые сланцы силура хр. Шайтантау, а на небольшом участке (в верховьях р. Дергаиш) — на зилаирские осадки, обнажающиеся в тектоническом окне вдоль западного края Сакмарского шарьяжа. На юге породы Акьюловской пластины перекрыты кремнистыми сланцами Абишевской пластины.

В районе д. Русский Вазям, в долинах рек и понижениях рельефа, из-под пород Акьюловской пластины выступают аргиллиты верхнего девона, слагающие антиклинальную складку, осложняющую Вазямскую пластину (рис. 50). Поскольку складка полностью не обнажена, а лишь «просвечивает» в тектоническом окне, можно наблюдать только фрагменты Вазямской антиклинали. В доступной наблюдению части она имеет асимметричное строение с более крутым восточным крылом, где слои падают под углами до 60°. На западном крыле падение слоев составляет 30—35°. Складка прослежена по простирацию на 7 км, ширина ее до 3—4 км.

Рис. 50. Схематическая геологическая карта верховьев р. Вазям

- 1 — четвертичные отложения: глины, пески;
- 2 — верхний девон, фаменский ярус, зилайская серия, вазямская свита: аргиллиты;
- 3 — 4 — силур, сакмарская свита (3 — нижняя, яшмовидная толща: кремни, кремнистые сланцы и кремниевые брекчи);
- 4 — верхняя, кремнисто-сланцевая толща: яшмы, яшмовидные кремни);
- 5 — нижний ордовик (?): глинистые сланцы, кремнисто-глинистые сланцы, кремни;
- 6 — геологические границы;
- 7 — тектонические контакты;
- 8 — скважины;
- 9 — наклонное залегание слоев



По берегам р. Сакмары, между деревнями Башкирский Вазям, Большое Абишево и Акчурино, фиксируются две тектонические пластины — западная — Абишевская и восточная — Тулягайская, простирающиеся в меридиональном направлении. Абишевская сложена кремнистыми сланцами силура и представляет собой фрагмент крупной синклинальной складки с оборванным восточным крылом. На широте д. Акчурино (устье р. Катралы) внутри складки проходит субширотный разрыв, по которому южная часть его приподнята по отношению к северной. Вдоль долины р. Сакмары в ядре синклинали сохранились флишеидные образования нижнего силура, представляющие, по-видимому, тектонический останец более высокой пластины. На востоке Абишевская пластина надвинута на Тулягайскую, на севере — на Акьюловскую, а на западе — непосредственно на осадки зилайской серии.

Тулягайская пластина сложена кремнисто-глинистыми осадками лландовери-венлока, образующими синклинальную складку с разорванными крыльями. На севере она надвинута на Акьюловскую (угол наклона поверхности надвига по оврагу Киси-Яра колеблется от 30 до 60°), а на западе, в свою очередь, перекрыта Абишевской пластиной. В бассейне р. Катралы, из-под Тулягайской чеши, проступают серпентиниты Катралинского массива, а на востоке — граувакки зилайской серии. В последнем случае поверхность надвига отчетливо фиксируется в обнажениях. Здесь, по берегам р. Сакмары, у дер. Большое Араслангулово и по руч. Киса (правый приток реки Катралы), видны тектонически перетертые милонитизированные породы, слагающие постель надвига. Они, кроме того, обнажаются на правом берегу руч. Сик, в небольших тектонических окнах. Угол поверхности тектонического контакта здесь колеблется от 0 до 15°.

Катралинский гипербазитовый массив и отдельные выходы ультраосновных пород, располагающиеся к югу и юго-западу от него (район деревень Чураево-Ракитянка), по-видимому, являются фрагментами единой крупной пластины, выступающей на дневную поверхность в тектонических окнах, в местах глубокого эрозионного среза. Не исключено, однако, что отдельные тела серпентинитов залегают на поверхности флишеидных осадков силура в виде останцов более высоких шарьяжных пластин.

В большинстве же случаев ультраосновные породы здесь так же, как и на севере Сакмарского шарьяжа, слагают самую нижнюю аллохтонную пластину.

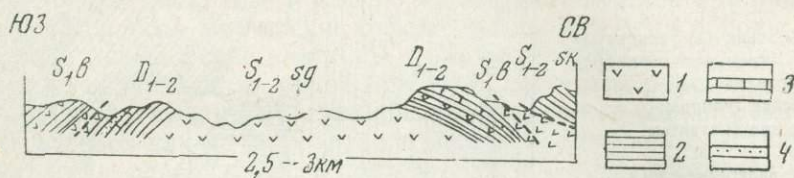


Рис. 51. Геологический профиль водораздела рек Жаксы-Каргала и Карабутак (по Руженцеву, 1971)

- | | |
|----------------------------------|-----------------------------------|
| 1 — основные и средние эффузивы; | S_{1-2sg} — сургалинская свита; |
| 2 — кремни; | S_{1b} — байтерекская свита; |
| 3 — известняки; | S_{1-2sk} — сакмарская свита |
| 4 — песчаники; | |

Весьма четко покровная структура проявлена и в южной части Сакмарского шарьяжа, в бассейне р. Кос-Истек. В последние годы дислокации этого района изучались С. В. Руженцевым (1971), по данным которого приводим их описание.

Структура Сакмарского шарьяжа в Косистекском районе представляет собой две меридиональные, прослеживающиеся на 40—45 км антиклинали: западную — Каргалинскую — и восточную — Косистекскую. В ядрах этих антиклиналей в различных местах обнажаются гипербазиты либо диабазы сургалинской свиты силура, либо кремни, спилиты и альбитофиры силура — нижнего девона (рис. 51). На девонские породы обычно надвинуты альбитофиры, туфы, туффиты и кремни байтерекской свиты нижнего силура, а на последние — фтаниты сакмарской свиты с остатками граптолитов лландовери, венлока и лудлова. Залегание силурийских отложений выше девонских в виде тектонических покровов наблюдается и по левобережью Жаксы-Каргала, на водоразделе ее с р. Шанды, в бассейне нижнего течения р. Кос-Истек.

По левобережью р. Чанчар, на восточном крыле Каргалинской структуры, по данным С. В. Руженцева, породы залегают в следующей последовательности (снизу вверх): 1) серпентиниты и габбро-амфиболиты, слагающие ядро; 2) туффиты, яшмы, туфогенные аргиллиты косистекской свиты нижнего силура; 3) серпентиниты; 4) фтаниты сакмарской свиты силура (с остатками граптолитов); 5) песчаники с глыбами известняков нижнего девона и эйфельского яруса среднего девона; 6) спилиты, альбитофиры, туффиты, яшмы нижнего силура; 7) песчаники с глыбами известняков нижнего и низов среднего девона; 8) фтаниты сакмарской свиты с граптолитами нижнего и верхнего силура. Все контакты между перечисленными пачками тектонические.

На западном крыле той же структуры выше серпентинитов, слагающих ядро складки, залегают: 1) песчаники, эффузивы, туфы, конгломераты и известняки нижнего девона и эйфельского яруса среднего девона; 2) яшмы, туффиты, аргиллиты и фтаниты с остатками граптолитов нижнего силура; 3) фтаниты сакмарской свиты силура. Выше несоглас-

но с базальными конгломератами в основании лежат кремни мукасовского горизонта франского яруса (рис. 52).

В принципе аналогичная картина наблюдалась С. В. Руженцевым и в пределах Косистекской антиклинали. Здесь от ядра складки к крыльям им описан следующий разрез: 1) серпентиниты и габбро-амфиболиты с возрастом от кембрия до девона; 2) фтаниты сакмарской свиты силура; 3) спилиты, туфы, песчаники с глыбами известняков нижнего и низов среднего девона; 4) диабазы, яшмы, песчаники и известняки с остатками трилобитов нижнего ордовика; 5) аргиллиты, яшмы, туффы и фтаниты с граптолитами нижнего силура; 6) спилиты, альбитофиры с прослоями фтанитов нижнего силура; 7) известняки с остатками бра-

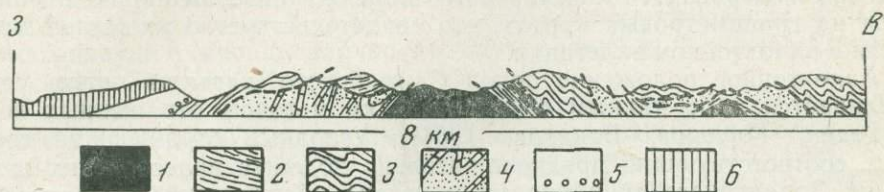


Рис. 52. Геологический профиль левобережья р. Чанчар (по Руженцеву, 1971)

- | | |
|---|---|
| 1 — серпентиниты и габбро-амфиболиты; | 4 — песчаники, туфы, спилиты, известняки (D_{1-2}); |
| 2 — туффы, яшмы, аргиллиты, фтаниты косистекской свиты (S_1); | 5 — кремни (D_{3fr}); |
| 3 — фтаниты сакмарской свиты (S_{1-2}); | 6 — песчаники ($D_{3fm} - C_{it}$) |

хиопод кобленцкого яруса нижнего девона и эйфельского яруса среднего девона; 8) фтаниты с остатками граптолитов нижнего силура.

Подобное чередование тектонических пластин имеет место также в районе среднего течения р. Кос-Истек (к югу от пос. Ленинское), в бассейне р. Байтерек и по правобережью р. Карабулак.

Таким образом, в Косистекском районе ордовикские, силурийские и девонские отложения образуют серию шарьированных друг на друга тектонических пластин. «Не все из них развиты повсеместно, по-видимому, некоторые в процессе надвигания уничтожились. Наиболее широко распространены нижняя, сложенная диабазами силура и перекрывающими их согласно отложениями девона, а также верхняя, образованная исключительно фтанитами сакмарской свиты. Серия средних пластин (разнообразные в фациальном отношении отложения силура, девона, реже ордовика) представляют собой менее значительную покровную массу» (Руженцев, 1971, стр. 423).

* * *

Приведенные факты свидетельствуют о том, что Сакмарская структура представляет собой крупнейший сложно построенный аллохтон западного склона Южного Урала, сложенный породами эвгеосинклинального типа. Он покоится на граувакках фаменского яруса верхнего девона, образующих здесь обширный синклинальный прогиб. Данные геофизических исследований, проведенных на Южном Урале, полностью согласуются с представлениями об аллохтонном залегании пород Сакмарской зоны. Мы уже отмечали, что многие исследователи (Огарин, Хатьянов, 1962; Ярош, 1965, 1968; Гафаров, 1970), основываясь на особенностях строения гравитационного и магнитного полей, пришли к заключению о том, что архей-нижнепротерозойский кристаллический фундамент Восточно-Европейской платформы прослеживается под западным склоном Урала до зоны Уралтау включительно. Справедливость такого предположения подтверждается и особенностями строения всего

вышележащего разреза протерозойских и палеозойских образований западного склона Урала, где широко развиты терригенные и карбонатные осадки субплатформенного типа, но отсутствуют вулканогенные породы.

Судя по материалам гравиметрии и глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), глубина залегания архей-древнепротерозойского кристаллического фундамента в южной части Зилаирского синклинория составляет не менее 10—12 км. Аэрогравиметрическая съемка, проведенная в Сакмарской зоне, показала, что в целом этой структуре отвечает гравитационный минимум, свидетельствующий о глубоком погружении здесь более плотных пород постели Сакмарского шарьяжа (Горюхин, 1961; Огаринов, Фаттахутдинов, 1964). Примечательно, что массивы гипербазитов Сакмарского шарьяжа совершенно не отражаются на гравиметровых картах, что свидетельствует о их малой мощности и аллохтонном залегании.

Аллохтонное положение пород Сакмарского шарьяжа четко устанавливается и по данным сейсморазведки методом отраженных волн (Беседин, Горюнов, Бакиров, 1964). Условный отражающий горизонт, соответствующий предположительно подошве палеозойских отложений Зилаирского синклинория, с севера погружается под углом 5° под Сакмарскую зону в виде крупной синклинали, раскрывающейся к югу (см. рис. 38). Вблизи северного окончания Сакмарского шарьяжа поверхность сейсмического отражающего горизонта опускается до абсолютной глубины — 5000 м. Сейсмические исследования, проведенные комплексом методов (МОВ, КМПВ и др.) по профилю, проходящему на широте г. Медногорска, показали, что подошва Сакмарского шарьяжа имеет четкое синклинальное строение, отражающее и преломляющее площадки этого профиля с запада и востока, и погружается под более древние породы аллохтона под углами, соответственно: 20—25 и 10—15°.

Кракинский шарьяж

Другой крупный тектонический останец пород эвгеосинклинального типа располагается в северной части Зилаирского синклинория, в районе гор. Крака.

Геология этого района изучалась многими исследователями: Р. Э. Квятковским (1933), В. П. Логиновым (1932, 1966), Г. А. Соколовым (1938), Д. Г. Ожигановым (1937, 1941, 1964), Н. С. Шатским (1945), Б. М. Келлером (1949), С. В. Москалевой (1959, 1963, 1968), С. С. Гороховым, Г. В. Рудником и В. С. Шарфманом (1962), В. В. Эзом, Д. Е. Гафт, Б. И. Кузнецовым (1965), А. В. Ключихиным и А. В. Буряченко (1966), Ю. В. Румянцевой (1968), Н. Ф. Решетниковым, В. В. Радченко, Ю. А. Гуляевым и др. В результате этих работ на структуру гор Крака возникли две различные точки зрения.

Согласно мнению одних исследователей, гипербазитовые массивы здесь являются интродуцированными в зилаирскую серию пород в турнейское или более позднее время и залегают в форме лакколитов или батолитов (Квятковский, 1933; Логинов, 1966; Соколов, 1938; Водорезов, Розман 1956; Горохов, Рудник, Шарфман, 1962; Ключихин, Буряченко, 1966, и др.). По представлению других авторов, гипербазиты имеют древний досилурийский возраст и выведены на поверхность в ядре крупной антиклинали (Ожиганов, 1941, 1964; Москалева, 1959, 1963) или слагают горст-антиклинальную структуру (Эз, Гафт, Кузнецов, 1965; Сенченко, Огаринов, 1971, и др.). Данные, полученные в последние годы, не согласуются ни с одним из указанных представлений. И действительно, против первой точки зрения свидетельствует установленное Д. Г. Ожигановым (1941, 1964), С. В. Москалевой (1959, 1963) и Т. Т. Казанцевой (1970, 1971) отсутствие интрузивных контактов ги-

пербазитов с осадочными породами. Мнению об антиклинальном и горстовом строении гор Крака, как увидим в дальнейшем, противоречат, с одной стороны, особенности структуры, с другой — характер размещения фаций палеозойских пород в этом районе.

Исследованиями последних лет установлено, что гипербазиты массивов Крака и ассоциирующие с ними вулканогенно-осадочные породы слагают крупный останец шарьяжа, покоящийся на осадках зилаирской серии северной части Зилаирского синклинория (Камалетдинов, 1968; Казанцева, Камалетдинов, 1969; Казанцева, 1970; Казанцева и др., 1971, и др.).

В северной части Зилаирского синклинория, на левом берегу р. Белой, обнажаются четыре соединяющихся между собой выхода гипербазитов, размерами от 2 до 23 км в поперечнике, имеющих в плане изометричную и меридионально вытянутую форму: Южный, Средний, Узьянский и Северный Крака (рис. 53).

По краям массивов и между ними во многих пунктах залегают вулканогенные породы, среди которых преобладающими являются эффузивы основного состава. Это спилиты, вариолиты, диабазы, туфы и туфобрекчии. Кроме того, широко развиты глинистые, глинисто-туфогенные и кремнистые сланцы. Все эти образования совместно с гипербазитами, так же как и в Сакмарской зоне, образуют мощные офиолитовые тектониты — меланж.

Возраст вулканогенно-осадочных пород В. П. Логинов (1932) и Г. А. Соколов (1938) считали нижнекаменноугольным, руководствуясь видимым налеганием их на граувакки верхнего девона. В 1939 г. Д. Г. Ожиганов (1941) в бассейне р. Сангельды среди серпентинитов массива Южного Крака обнаружил известняки с силурийской фауной и на этом основании вулканогенно-осадочные породы выделил в бетринскую свиту силура — нижнего девона. В 1966 г. А. В. Клочихин и А. В. Буряченко эти породы вновь отнесли к нижнему карбону. Они отмечают: «...сведения о характере контакта между зилаирской и кракинской (соответствует бетринской.—М. К.) свитами позволяют с полной уверенностью говорить о том, что отложения кракинской свиты залегают стратиграфически выше зилаирской свиты» (Клочихин, Буряченко, 1966). Однако летом этого же года А. В. Буряченко в долине р. Сухоляд в глинистых сланцах бетринской (кракинской) свиты были обнаружены граптолиты нижнего ордовика, а в 1967 г. в прослоях кремнистых сланцев восточнее д. Узья А. В. Клочихиным были собраны граптолиты верхнего силура. Этими находками был окончательно доказан ордовикский и силурийский возраст рассматриваемых пород.

Состав и возраст пород, слагающих Кракинский шарьяж

Ниже приводим краткое описание стратиграфии вулканогенно-осадочных образований Кракинского района, по данным А. В. Клочихина, Т. Т. Казанцевой и нашим наблюдениям.

Нижний ордовик представлен фаунистически охарактеризованным **тремадокским ярусом**. В долине р. Сухоляд к нему относятся желтовато-зеленые глинистые сланцы, содержащие граптолиты: ¹ *Dictyonema* aff. *uralensis* Obut., *Expansograptus* aff. *vologdaensis* Obut., *Bryograptus* aff. *pussilus* Rhub.

Кроме того, в разрезе присутствуют темно-серые, мелкозернистые, кварцевые песчаники, кремнистые сланцы, переслаивающиеся с глинистыми сланцами и конгломерато-брекчии с прослоями глинистых сланцев. Видимая мощность отложений около 200 м. Породы нижнего ордовика обнажаются в небольшом тектоническом блоке, ограниченном

¹ Определения Б. М. Садрисламова из сборов А. В. Буряченко.

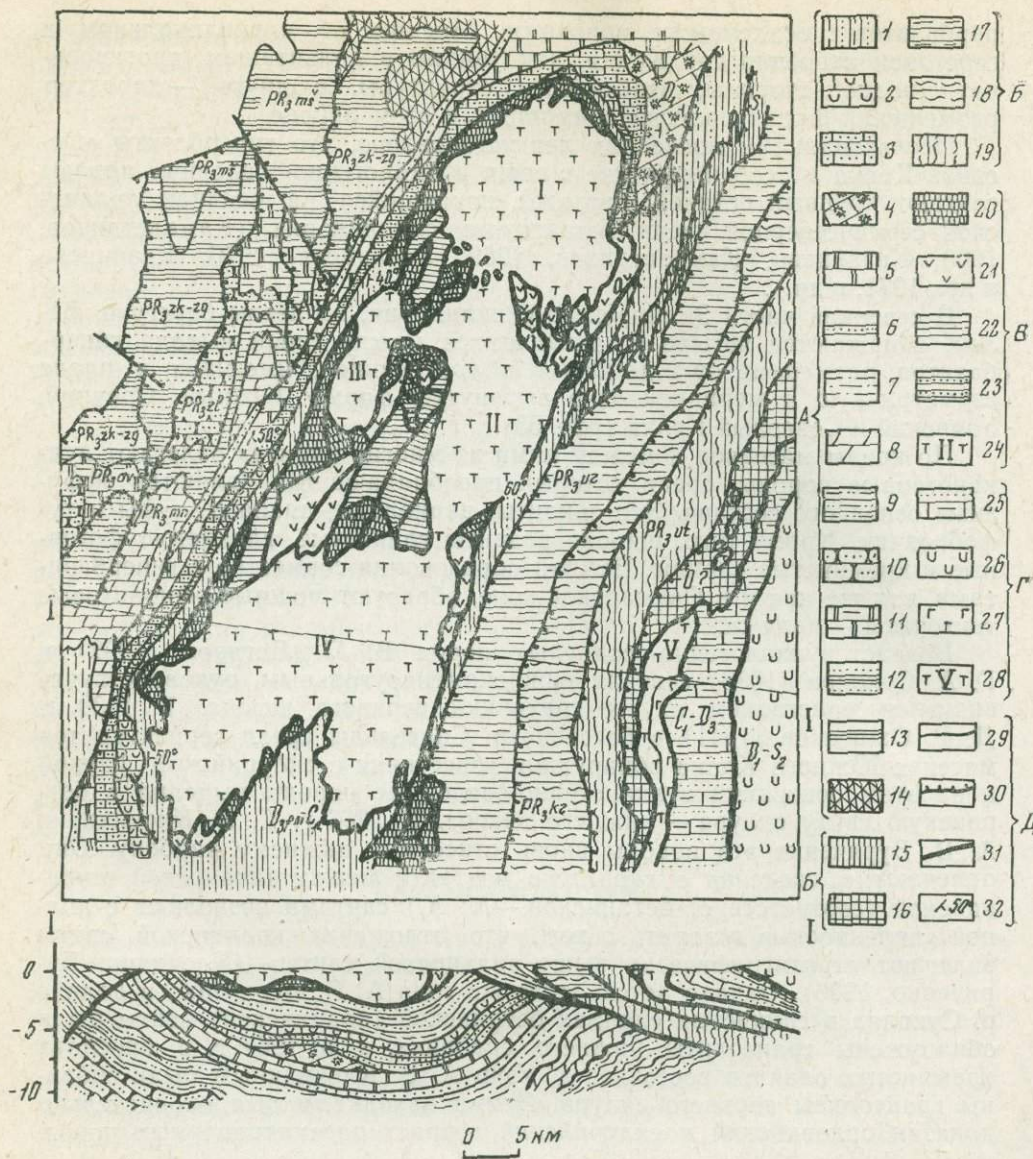


Рис. 53. Схематическая геологическая карта района гипербазитовых массивов Крака и разрез по линии I—I

A — автохтон и параавтохтон, слагающие Башкирский антиклинорий и Зилаирский синклинорий;

- 1 — верхний девон, фаменский ярус — низы нижнего карбона, зилаирская серия: граувакковые песчаники, аргиллиты и алевролиты;
- 2 — верхний девон, франский ярус: известняки;
- 3 — средний девон, живетский и эйфельский ярусы: известняки и доломиты с прослоями аргиллитов и песчаников;
- 4 — нижний девон. Рифогенные известняки;
- 5 — нижний и верхний силур: известняки, доломиты, глинистые сланцы;
- 6 — средний и верхний ордовик: кварцевые песчаники и доломиты;
- 7 — ашинская серия венда: песчаники, алевролиты, аргиллиты;

верхний протерозой:

- 8 — миньярская свита: доломиты и известняки;
- 9 — инзерская и катавская свиты: серицито-глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, известняки, мергели;
- 10 — зильмердакская свита: кварцевые песчаники с пачками аргиллитов и алевролитов;
- 11 — авзянская свита: доломиты, слюдисто-хлорито-кварцевые и углистые сланцы;
- 12 — зигазино-комаровская и зигальгинская свиты: алевролиты, песчаники, слюдисто-хлорито-кварцевые сланцы, кварцитовидные песчаники и кварциты;
- 13 — машакская свита: филлитовые сланцы, алевролиты, прослой кварцитовидных песчаников и конгломератов;
- 14 — нерасчлененные верхнепротерозойские отложения: слюдистые и графитистые сланцы, прослой кристаллических известняков.

со всех сторон разрывными нарушениями и поэтому истинная мощность их остается неизвестной.

К среднему и верхнему ордовику Т. Т. Казанцевой условно относится толща, состоящая из большого набора пород: кварцевых песчаников, аргиллитов, алевролитов, глинистых и кремнистых сланцев, туфогенно-глинистых сланцев, эффузивов основного состава и их туфов. Эти породы обнажаются в долинах рек Сухоляд, Каменный Ключ, Серганка, Черная и др. Видимая мощность толщи в отдельных тектонических блоках достигает 700 м.

Силурийские отложения пользуются значительным распространением, слагая между гипербазитовыми массивами Крака и вдоль их краев множество тектонических блоков в зоне меланжа. Поскольку фациальный состав и строение силурийских образований почти в каждом блоке существенно отличаются, описание их сводной стратиграфической колонки может быть дано лишь приблизительно. Среди пород силура выделяются лландовери-венлокские и лудловские образования.

К лландовери-венлоку отнесены кремнистые и глинистые сланцы, эффузивы основного состава, их туфы и туфобрекчии. В кремнистых сланцах, обнажающихся по р. Каге в 7 и 15 км ниже д. Хамитово, А. В. Буряченко собраны граптолиты лландоверского яруса: *Monograptus priodon* bronn., *Monoclimacis* ex gr. *griestoniesis* Nich., *M. aff. vomerina* Nich., *Octavites* cf. *spiralis* (Geinitz), *Streptograptus* ex gr. *exiguus* Nich. и др.

Лудловские отложения представлены кремнистыми и глинистыми сланцами, кремнями и полимиктовыми песчаниками. Граптолиты лудлова обнаружены во многих местах Б. М. Садрисламовым, А. В. Ключихиным и Т. Т. Казанцевой. Наиболее распространенными формами являются: *Pristiograptus* cf. *bochemicus* Barr., *P. cf. hilssoni* Lapw., *P. aff. vulgaris* Wood., *Saetograptus* ex gr. *chimaera* Barr., *Cyrtograptus* cf. *crinites* Wood. и др. Видимая мощность до 1100 м.

В заключение характеристики стратиграфии вулканогенно-осадочных образований Кракинского района отметим, что они крайне интенсивно и сложно дислоцированы, сильно раздроблены, брекчированы и милонитизированы. Породы разного возраста и фациального состава здесь обнажаются в виде отдельных глыб, имеющих мозаичное, лоскутное размещение в плане, образуя совместно с гипербазитами мощные зоны меланжа. Поэтому, хотя выше и описаны породы Кракинского

- Б — аллохтон и параавтохтон, слагающие антиклинорий Уралтау;
15 — силур: кремнистые сланцы;
16 — ордовик (?): актинолитовые, хлоритовые, серицитокварцевые сланцы, метаморфизованные туфы основных порфиритов, диабазы с линзами мраморизованных известняков: верхний протерозой;
17 — уршук-арвякская свита суванякского комплекса: слюдяные, слюдяно-кварцевые, хлорито-слюдяные сланцы, слюдястые кварциты и метаморфизованные конгломераты;
18 — курташская свита: слюдястые кварциты с прослоями слюдясто-кварцитовых сланцев;
19 — уткальская свита: хлорито-слюдяно-графитистые и слюдяно-кварцевые сланцы, прослойки и чашки слюдястых кварцитов.
В — аллохтон Кракинского шарьяжа:
20 — 21 — силур (20 — кремнистые сланцы, 21 — эффузивы основного состава);
22 — средний и верхний ордовик: кварцевые песчаники, глинистые и кремнистые сланцы, туфогенно-глинистые сланцы, эффузивы основного состава и их туфы;
23 — нижний ордовик, тремадоцкий ярус: глинистые сланцы, кварцевые песчаники, конгломерато-брекчии;
24 — гипербазиты массивов Крака — (I — Северный, II — Средний, III — Узянский, IV — Южный).
Г — аллохтон Присакмарской и Тандыкской зон;
25 — нижний карбон и верхний девон: известняки, доломиты, граувакковые песчаники, глинистые и кремнистые сланцы, туфогенные песчаники, альбитофиры;
26 — нижний девон — верхний силур, ирендкская свита: чередование туфов, туфобрекчий андезито-базальтового состава и туфитов с подчиненными покровами пироксен-плаггиоклазовых, реже диабазовых порфиритов;
27 — габбро-диабазы;
28 — Ишкильдинский гипербазитовый массив.
Д — общие обозначения:
29 — стратиграфические границы;
30 — линии надвигов;
31 — границы шарьяжных пластин;
32 — наклонное залегание пластов

комплекса в возрастной последовательности, нет уверенности, что они образуют нормальную стратиграфическую колонку единой структурно-фациальной зоны. Напротив, этот разрез скорее всего является сборным, характерным не для одной, а, вероятно, для нескольких фациальных зон эвгеосинклинальной области Урала.

Все рассмотренные нами образования залегают в виде изолированного выхода среди фациально чуждых им субплатформенных и миогеосинклинальных формаций западного склона Урала.

Сближение и стык гетеротипных формаций нижнего и среднего палеозоя, слагающих северную часть Зилаирского синклинория и аллохтон Кракинского шарьяжа, в ряде мест выражены весьма четко. Так, вулканогенно-осадочные образования ордовика, мощностью свыше 700 м, обнажающиеся между Северным и Узянским Крака, располагаются всего в 2—3 км восточнее разновозрастных отложений западного крыла Зилаирского синклинория, где ордовик сложен кварцевыми песчаниками мощностью не более 40 м (см. рис. 53). Эффузивы основного состава и кремнистые сланцы лландоверского и венлокского ярусов силура, слагающие аллохтон в районе Узянского Крака, обнажаются в 1,5—2 км восточнее толщи разновозрастных доломитов и глинистых сланцев. У западной окраины Северного Крака силурийские породы аллохтона (кремни и кремнистые сланцы с граптолитами лудловского яруса) сближены до 500—600 м с доломитами и известняками того же возраста, слагающими западное крыло Зилаирского синклинория.

В северной центроклинали Зилаирского синклинория субплатформенные осадки ордовика, силура и девона огибают со всех сторон породы Кракинского шарьяжа.

Структура шарьяжа

Синклинальное строение палеозойских отложений, слагающих постьель шарьяжа, в северной части Зилаирского синклинория выражено чрезвычайно четко. Погружение пластов к оси синклинория характеризуется удивительной выдержанностью по всему разрезу от верхнего ордовика до зилаирской серии включительно. При этом зилаирские осадки повсеместно падают под более древние породы кракинского аллохтонного комплекса, подстилая его снизу. Еще В. П. Логинов в 1932 г. отмечал, что «...характерным для всех трех массивов Крака является падение осадочных пород под массивы Крака в наблюдаемых обнаженных контактах».

Скважины, пробуренные в 1965 г. Башкирским территориальным геологическим управлением у восточного края массива Северный Крака, по данным А. В. Клочихина, показали налегание серпентинитов на зилаирские отложения с углом падения контакта около 30°.

Пологое налегание серпентинитов под углами от 15 до 30° на зилаирские отложения наблюдается на правом берегу р. Большой Апшак, вдоль тракта Бурзян-Кага; у северной окраины д. Магадеево; у д. Яумбаево; на левом берегу р. Узян и во многих других местах (Казанцева, Камалетдинов, 1969; Казанцева, Камалетдинов, Гафаров, 1971). По наблюдениям П. Н. Кропоткина, в районе д. Магадеево на некоторых участках угол наклона поверхности надвига составляет не более 3°.

Вдоль границ Кракинского шарьяжа по долинам рек и оврагов зилаирские осадки заходят далеко в глубь массивов, образуя сложную извилистую границу с многочисленными тектоническими полуокнами. В ряде мест породы аллохтона слагают лишь самые вершины холмов, в то время как ниже по склонам обнажаются аргиллиты и песчаники зилаирской серии. Тектонические полуокна наблюдаются у д. Магадеево; в долине р. Большой Апшак, между деревнями Магадеево и Яум-

баево; в долине р. Узян, у одноименного поселка и в ряде других мест. Крупное тектоническое полуокно, сложенное зилаирскими осадками, вскрывается вдоль южной границы Южного Крака. Зилаирские аргиллиты и песчаники здесь углубляются внутрь Кракинского шарьяжа более чем на 12 км, обнажаясь в понижениях рельефа, образованных долиной р. Сангельды (см. рис. 53).

Налегание кремнистых сланцев силура на зилаирские отложения через зону тектонических брекчий установлено горными выработками, пройденными на правом берегу р. Мамбет-Елга, у д. Магадеево; у д. Абдулмамбетово; на правом берегу р. Южный Узян и в других местах (Казанцева, 1970).

Почти повсеместно в зоне тектонического контакта породы подверглись значительной милонитизации и развальцеванию — серпентиниты превращены в сланцы, а зилаирские отложения раздроблены и окремнены.

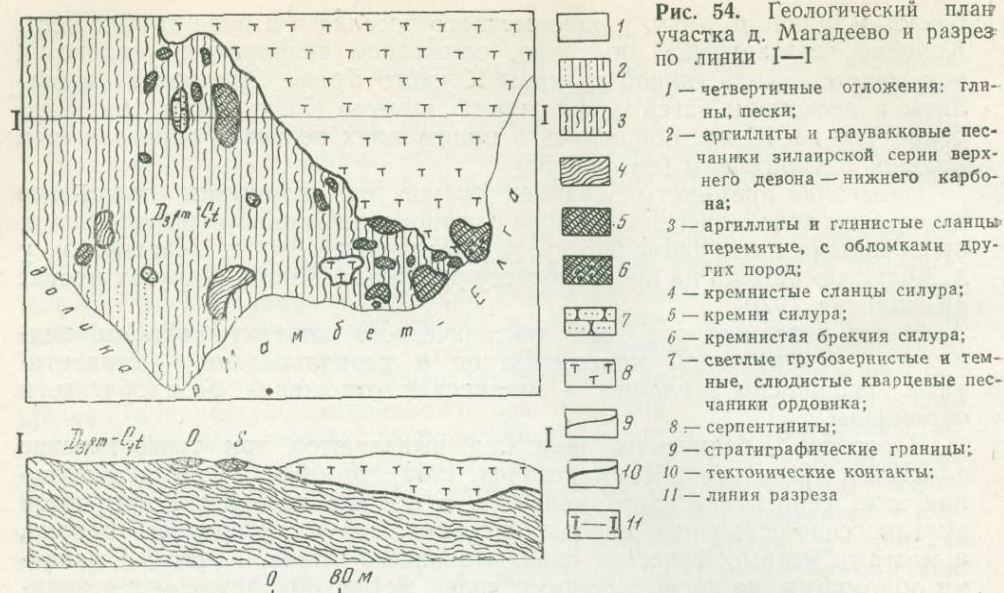
В составе Кракинского шарьяжа выделяются три тектонические пластины (Казанцева, Камалетдинов, 1969). К нижней относится мощная зона серпентинитового меланжа, в составе которого встречаются вулканогенно-осадочные породы ордовика, силура и среднего девона, а местами метаморфические сланцы верхнего рифея. Наряду с мелкими обломками, не превышающими долей метра, обнаруживаются крупные глыбы, размерами до 800 м и более. Обычно блоки и глыбы пород разных размеров, различного возраста и фациального состава перемешаны между собой, раздавлены, брекчированы и милонитизированы.

У западного края массива Южный Крака, по берегам р. Мамбет-Елга, в 0,8 км восточнее северной окраины д. Магадеево, зона меланжа состоит из многочисленных беспорядочно разбросанных глыб пород силура и ордовика, залегающих внутри милонитизированной до глинистого состояния массы с обломками пород, аналогичных по составу крупным глыбам (рис. 54). Размеры обломков и глыб варьируют от долей сантиметра до 80 м и более, форма их обычно неправильная, вытянутая или изометричная, закономерная ориентировка в плане отсутствует. Среди глыб преобладают брекчированные кремни черного цвета с густой сетью прожилков кварца, кремнистые сланцы пятнистой окраски, интенсивно смятые в мелкие складки, мелкообломочные кремнистые брекчии, сцементированные кремнеземом, светлые грубозернистые кварцевые песчаники, сильно слюдястые полевошпат-кварцевые песчаники и зелено-серые туфопесчаники. Встречаются глыбы светлых рифогенных известняков с богатой фауной эйфельского яруса среднего девона.

Аналогичный меланж развит и севернее, между Узянским и Средним Крака, с той разницей (например, у фермы Роца), что здесь широко распространены глыбы силурийских эффузивов основного состава, а цементом служат серпентинитовые сланцы и серпентинитовые брекчии.

У западной окраины д. Абдулмамбетово зона меланжа представлена глыбами и крупными утесами окремнелых силурийских эффузивов, кремнистых сланцев и серпентинитов. Цементом служит перетертый до глинистого состояния материал тех же пород с новообразованиями хлорита, серицита, иногда актинолита.

В 1968 г. Т. Т. Казанцевой была изучена зона тектонитов вдоль восточного края Южного Крака, в 1 км восточнее д. Хамитово. Здесь полоса силурийских кремнисто-глинистых сланцев и основных эффузивов, шириной около 700 м, залегающих между серпентинитами и граувакками зилаирской серии, интенсивно катаклазирована, раздроблена на многочисленные перемещенные блоки, местами сильно перемятые и перетертые до мелкообломочных брекчий и милонитов. Аналогичные тектонические зоны развиты у восточной границы Среднего Крака, у северной и восточной границ Северного Крака, вдоль северной и западной границ Узянского Крака и в ряде других мест.



Выше меланжа, слагающего основание Кракинского шарьяжа, располагаются крупные гипербазитовые массивы. Они состоят из серпентинитов и серпентинизированных в различной степени гарцбургитов, лерцолитов и дунитов.

По данным Д. Г. Ожиганова (1941), А. В. Клочихина, А. В. Буряченко (1966) и Т. Т. Казанцевой (1970), гипербазитовый массив Северный Крака сложен в основном гарцбургитами. Лерцолиты и дуниты здесь образуют лишь небольшие шпирообразные обособления. Значительным распространением пользуются также породы, состоящие из чередующихся между собой полос, мощностью 1—3 см, гарцбургитов и дунитов (дунито-гарцбургитовый полосчатый комплекс).

В сложении массива Узьянский Крака также принимают участие породы дунито-гарцбургитового полосчатого комплекса. В южной части массива отмечаются дайки пироксенитов и габбро-диабазов.

Гипербазиты массива Средний Крака представлены в северной части, главным образом гарцбургитами, а в южной — дунито-гарцбургитовым полосчатым комплексом. Встречаются довольно крупные тела дунитов, достигающие размера 0,1 км². Реже отмечаются лерцолиты. Аналогичный состав пород характерен и для массива Южный Крака. Примечательно наличие значительной мощности серпентинитового обрамления по периферии всех массивов. Иногда довольно крупные выходы серпентинитов, сопутствующие, как правило, зонам дробления и повышенной трещиноватости, встречаются и внутри массивов.

Возраст гипербазитов Крака Р. Э. Разумовский (1932) считал посленижнетурнейским, В. П. Логинов (1932) и Г. А. Соколов (1938) относили его к концу карбона и началу перми. Д. Г. Ожиганов (1941) время образования ультраосновной магмы считает досилурийским, С. В. Москалева (1959) — допалеозойским, Ю. Р. Беккер и Ю. Д. Смирнов — послесилурийским, А. В. Клочихин и А. В. Буряченко (1966) — послетурнейским. С. С. Горохов, Г. Б. Рудник и В. С. Шарфман (1962) полагают, что формирование гипербазитовых массивов Крака было многофазным: первое внедрение проявилось в силуре, а последнее — в нижнем карбоне.

Нами ультраосновные массивы Крака, так же как и Сакмарской зоны, считаются допалеозойскими. Доводы в пользу этого приводились ранее. Здесь дополнительно следует отметить, что возраст массивов

Крака, определенный Е. А. Кузнецовым методом сравнительной дисперсии в образцах, отобранных Т. Т. Казанцевой, составляет 440 млн. лет, что соответствует нижнему силуру. Однако, учитывая, что эти данные отражают время метаморфизма пород, возраст гипербазитов следует считать значительно древнее.

Мы уже отмечали, что гипербазиты во многих местах налегают по пологой поверхности на осадки зилаирской серии. Это особенно четко видно на ряде хорошо обнаженных участков вдоль западного края массива Южный Крака. Например, на правом берегу р. Кайнуй, у д. Думбаево, в обнажении, расположенном вдоль тракта Кага-Бурзян, наблюдается надвигание серпентинитовых сланцев на зилаирские граувакки и аргиллиты под углами от 5 до 25°. Серпентиниты здесь сильно перемяты и развальцованы с образованием серпентинитовых сланцев. На контакте их с аргиллитами зилаирской серии обнаруживается зона милонитизации мощностью 0,5—1,5 м, представленная плотной породой с редкими обломками основных эффузивов, кремнистых пород и кварцевых песчаников. Плоские обломки (размером 0,2—6 см) линзовидной и чечевицеобразной формы обтекаются сланцеватой, перетертой до глинистого состояния массой, с новообразованиями серицита, актинолита и хлорита.

В нескольких метрах восточнее пласты аргиллитов и алевролитов утыкаются под острыми углами в серпентинитовые сланцы, не обнаруживая следов интенсивной дислоцированности на контакте с последними.

У северной окраины д. Магадеево, на левом берегу р. Мамбет-Елги, серпентинитовые сланцы налегают на зилаирские породы под углами 20—35°. Последние вдоль контакта филлитизированы и рассланцованы.

На правом берегу р. Большой Апшак, вблизи тракта Кага-Бурзян, в шурфах, зилаирские граувакки падают под серпентинитовые сланцы под углами от 30 до 50°.

На поверхности гипербазитовых массивов часто встречаются сохранившиеся от размыва тектонические останцы, сложенные кремнями, кремнистыми сланцами и эффузивами силура, кварцитовидными песчаниками ордовика, известняками среднего девона и силура. Размеры останцов варьируют в широких пределах: от долей метров до нескольких сотен метров. Наибольшим распространением они пользуются на массиве Южный Крака, в бассейне р. Сангельды, а также севернее и северо-восточнее д. Магадеево. Отдельные тектонические останцы можно наблюдать на серпентинитах вблизи западного контакта гипербазитового массива Южный Крака.

В долине р. Сангельды известняки силурийского и среднедевонского возраста лежат на серпентинитах, перемежаясь с силурийскими эффузивными диабазами и спилитами. Известняки обычно подстилаются эффузивами основного состава, мощностью от 5 до 50 м. На контакте с серпентинитами эти породы сильно перемяты и брекчированы.

Согласно данным комплекса геофизических исследований, гипербазитовые массивы Крака и зоны меланжа залегают в виде бескорневых блоков на мощной толще осадочных пород миогеосинклинального типа. П. М. Гурьев, Г. Г. Галавтин и др. (1963) отмечают, что Узьянский гипербазитовый массив имеет незначительную мощность и не фиксируется максимумом в гравитационных полях. Гравиметрические и аэромагнитные наблюдения позволяют предполагать, что мощность гипербазитовых массивов составляет для Южного Крака около 0,8—1,2 км, для Северного — около 1 км, для Среднего — 2—3 км (Вальков и др., 1963; Гафаров, 1968). Судя по гравиметрическим и магнитометрическим картам, распространение ультраосновных пород в плане ограничено лишь их выходами на дневную поверхность. Следовательно, гипербазиты от-

сутствуют под зилаирскими граувакками, окружающими массив также, как и в промежуточных зонах между обнажающимися массивами.

Интерпретация аэромагнитных данных, выполненная З. И. Ильиной, В. К. Вальковым и др. (1968) показала, что гипербазитовые массивы сильно раздроблены, а в краевых частях имеют очень пологие контакты, падающие под массивы.

Таким образом, данные комплекса геофизических исследований не противоречат, а, напротив, подтверждают представления об аллохтонном залегании массивов гор Крака на граувакках зилаирской серии верхнего девона. К такому же выводу о структуре гипербазитовых массивов Крака пришел и П. Н. Кропоткин в результате полевых исследований, проведенных им в 1967 г. (устное сообщение).

Эти массивы некогда, очевидно, составляли единое тело с ультраосновными породами восточного склона Урала, но впоследствии были разобщены процессами денудации. Петрохимический состав и структурная позиция выходов гипербазитов не противоречат такому предположению.

Другие останцы шарьяжей Зилаирского синклиория

Кроме рассмотренных крупных шарьяжей, отдельные останцы кровных структур, сложенные породами силура и ордовика, а также нижнего и среднего девона, встречаются и в других местах среди верхнедевонских граувакк, свидетельствуя о том, что шарьяжи на западном склоне Урала некогда имели значительно большее распространение.

Зилаирский останец шарьяжа расположен в 20 км севернее Сакмарского покрова на левом берегу р. Зилаир, в 1,5 км западнее с. Зилаир (см. рис. 19). Здесь, среди поля развития песчаников и аргиллитов верхнего девона, наблюдается небольшой изолированный выход кремнистых сланцев силура размерами 100×400 м, вытянутый в меридиональном направлении. У западного края выхода силурийских пород была пробурена скважина, которая на глубине 28 м под кремнями вошла в аргиллиты зилаирской серии, показав их аллохтонное залегание.

Малосуреньские останцы шарьяжа обнаружены в верховьях р. Малая Сурень, у д. Федоровки (см. рис. 19 и 55). Здесь кремнистые сланцы силура залегают среди верхнедевонских граувакк в виде двух небольших линейных антиклинальных складок меридионального простираения. Местами в ядрах антиклиналей обнажаются кварцевые песчаники предположительно ордовикского возраста. Расстояние между выходами силурийских пород составляет 800 м. Между ними была пробурена скважина, которая при забое 1857 м не вышла из верхнедевонской толщи, показав, что эти выходы не имеют корней.

Кзылбалыкский (Бетринский) останец шарьяжа располагается в районе р. Бетря, западнее д. Ново-Усмановой (рис. 56). Здесь среди поля развития граувакк зилаирской серии прослеживается меридионально вытянутая структура, длиной 14 км и шириной до 2 км, сложенная кремнями, кремнисто-глинистыми, кремнистыми и графито-глинистыми сланцами силура и известняками среднего девона. Среди силурийских и девонских пород на правом берегу р. Бетря, в излучине ее, против устья руч. Кзыл-Балык, в тектоническом окне обнажаются зилаирские песчаники и алевролиты постели покрова. Залегающие структурно выше светлые рифогенные известняки эйфельского яруса среднего девона содержат богатую фауну: *Fasciphyllum prismaticum* Soshk., *Sieberella* aff. *sieberi* Buch., *Catalazyga perpolitata* Khod., *Atrypa* aff. *mala* Khod., *Carinatina* cf. *arimaspus* Eichw., *Karpinskya fedorovi* Tschern., *Cupressocrinus rossicus* Antr. и др. Вблизи контакта с известняками зилаирские породы падают на юго-запад (азимут 290—300°) под углом 50—60°, под налегающие на них эйфельские известняки. Сверху извест-

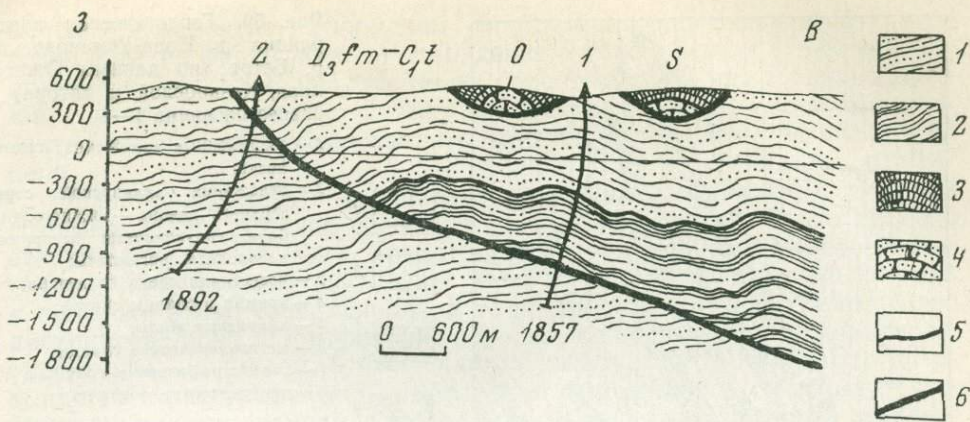


Рис. 55. Геологический разрез по линии скв. 1, 2 у д. Федоровки

- | | |
|---|---|
| <p>1 — верхнедевонско-нижнекаменноугольные отложения зилаирской серии: граувакковые песчаники, алевролиты, аргиллиты;</p> <p>2 — средне-верхнедевонские (?) отложения икской свиты: алевролиты, аргиллиты с прослоями кремней, кремнистых, кремнисто-глинистых сланцев и полимиктовых песчаников;</p> | <p>3 — силурийские отложения: серицито-глинистые и кремнистые сланцы с прослоями аргиллитов, алевролитов и кварцевых песчаников;</p> <p>4 — ордовикские отложения: кварцевые песчаники;</p> <p>5 — геологические границы;</p> <p>6 — тектонические контакты</p> |
|---|---|

няки тектонически перекрыты силурийскими кремнистыми сланцами вышележащего покрова. На правом берегу руч. Кзыл-Балык, по данным Д. Г. Ожиганова (1941), обнажается грубообломочная порода, состоящая из обломков слюдяно-кварцитовых, слюдяно-кварцито-полевошпатовых сланцев, кварцитов и кварцевых песчаников, серпентинитов и эффузивных пород. Преобладающий размер обломков — 3—10 см. Эти образования, возможно, представляют тектоническую брекчию, образовавшуюся при надвигании Кзылбалыкского покрова.

В 50 км севернее Кракинского шарьяжа, в Тирлянской мульде, обнаружены Тирлянские останцы шарьяжа (Камалетдинов, Казанцева, 1970).

В структурном отношении Тирлянскую мульду и Зилаирский синклиний можно рассматривать как единый прогиб, разобщенный севернее г. Белорецка небольшим поднятием, в свode которого обнажаются рифейские породы Башкирского антиклинория. Нижне- и среднепалеозойские отложения Зилаирского синклиния и Тирлянской мульды характеризуются общностью фаций и тектонического строения. На поверхности аргиллитов и граувакк зилаирской серии, а местами известняков среднего девона, образующих ядро Тирлянской мульды, известно четыре небольших изолированных выхода серпентинизированных гипербазитов, прослеживающихся в виде цепочки субмеридионального простираания. Тела серпентинитов имеют размеры от 0,3 до 1 км по длинной оси. Местами из-под них выступают туфогенные образования и кремнисто-глинистые сланцы силура, мощность которых не превышает 30—50 м. Серпентиниты и породы силура приурочены к вершинам небольших холмов, по склонам которых обнажаются девонские аргиллиты и известняки.

Скважинами картировочного бурения, пробуренными Башкирским геологическим управлением, на одном из выходов серпентинитов, под кремнями вскрыты известняки среднего девона. Местами на контактах этих пород наблюдается зона дробления и сильного истирания пород, свидетельствующая об интенсивных тектонических движениях.

Особенности строения и характер залегания гипербазитовых массивов Тирлянской мульды свидетельствуют об их аналогичной тектони-

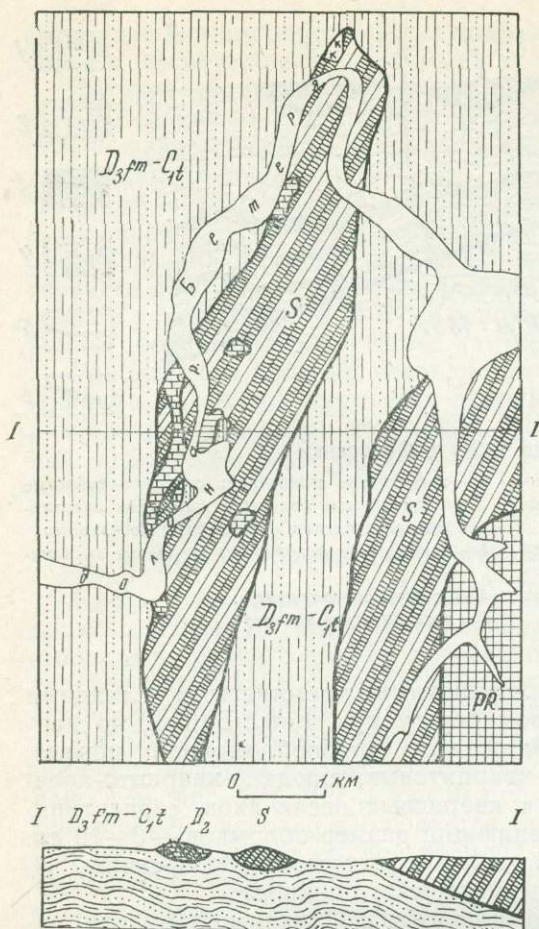
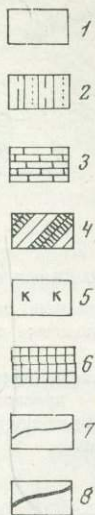


Рис. 56. Геологическая карта района д. Ново-Усманово на р. Бетре (по данным Ожиганова, Казанцевой и автора) и разрез по линии I—I

- 1 — современные отложения: глины, пески;
 2 — отложения зилаирской серии верхнего девона — нижнего карбона: граувакковые песчаники, алевролиты, аргиллиты;
 3 — известняки среднего девона;
 4 — кремни и сланцы силура;
 5 — кварцевые жилы;
 6 — метаморфические сланцы;
 7 — стратиграфические границы;
 8 — тектонические контакты



ческой позиции с Кракинскими массивами. Они, так же как и последние, представляют собой останцы тектонического покрова, существовавшего здесь ранее, и, возможно, соединявшегося с Кракинским шарьяжем.

О происхождении шарьяжей западного склона Южного Урала, сложенных эвгеосинклинальными породами

Перечисленные выше факты позволяют прийти к заключению о том, что вся восточная часть современного западного склона Южного Урала некогда находилась под покровом более древних образований, слагавших один или серию крупных шарьяжей, соединявших Сакмарский, Кракинский и Тирлянский районы.

Сейчас пока недостаточно фактов, позволяющих более или менее точно определить амплитуду перемещения и время образования рассмотренных нами тектонических покровов. Судя по геологическим картам, расстояние по горизонтали, на которые переместились породы аллохтона, составляет не менее 70—100 км. Если же принять во внимание, что пакеты шарьяжей состоят из пластин, сложенных разнофациальными образованиями, отлагавшимися на значительном удалении друг от друга, а также, если учесть интенсивное смятие аллохтонных толщ, следует думать, что амплитуда перемещения масс здесь значительно превышает указанные выше цифры.

Время формирования рассмотренных шарьяжей является послефа-

менским и, вероятно, допермским. За такой верхний возрастной предел говорят такие факты, как: а) совпадение в общих чертах структуры аллохтона и постели надвига, а также ориентировки в них трещин кливажа, свидетельствующие о совместном смятии толщ; б) отсутствие контактов аллохтонных образований с отложениями моложе девона и карбона.

Можно предполагать, что шарьяжи западного склона Южного Урала сформировались в конце среднекаменноугольной эпохи. В это время в эвгеосинклинальной зоне Урала происходили мощные горообразовательные движения, в результате которых и могли развиваться надвиги и шарьяжи в миогеосинклиналь, в то время еще относительно слабо дислоцированную. Формирование покровов не явилось кратковременным, одноактным процессом, а было длительным и многофазным. Это доказывается стратиграфически несогласным перекрытием смежных тектонических пластин, например, породами мукасовского горизонта верхнего девона (Сакмарская зона).

Шарьяжеобразование вначале происходило в эвгеосинклинальной зоне, где в раннем и среднем девоне и, возможно, в силуре, формировались мощные пакеты шарьяжей, состоящие из разновозрастных и разнофациальных пород. В среднем карбоне они были переброшены через современную зону Уралтау в миогеосинклинальную полосу до начала там интенсивных складчатых движений.

Складчатость, проявившаяся в конце пермского времени на западном склоне Урала, смяла породы аллохтона и постели в согласные складки. В последующие эпохи эрозионные процессы уничтожили большие площади, занятые аллохтонными породами, сохранив их в основном в синклинальных прогибах.

БАШКИРСКИЙ АНТИКЛИНОРИИ

Это название носит крупная структура западного склона Урала, сложенная породами верхнего докембрия и палеозоя (рис. 57). Длина антиклинория достигает 350 км, наибольшая ширина в бассейне р. Инзер — 110 км. На западе он граничит с Предуральским прогибом и восточной окраиной Уфимского плато (район хр. Каратау), на востоке — с Зилаирским синклинорием и зоной Уралтау, а севернее села Кирябинское — непосредственно с Магнитогорской зоной восточного склона Урала.

Краткие сведения о стратиграфии

Самыми древними породами, обнажающимися на западном склоне Урала, являются образования тараташского гнейсового комплекса архей-древнепротерозойского возраста (Гарань, 1939, 1963; Смирнов, 1956, и др.). Они слагают Тараташский выступ кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы, расположенный в междуречье Уфы и Ая.

В составе комплекса М. И. Гарань выделяет две свиты (снизу): шигирскую и бельдишскую. Приводим их описание по данным упомянутого исследователя.

«1. Верхняя толща. Очковые гнейсы и филлито-гнейсы розового, зеленоватого и грязно-зеленого цвета. В сланцевато-гнейсовой мелко- и среднезернистой основной массе различаются бластовые и порфиробластовые выделения калиевого полевошпатового состава, размером 0,5—1,25 см, обычно розового, фиолетового, белого или синеватого цвета. Эти «очки» располагаются послойно — четковидно или беспорядочно рассеяны в породе. Состав основной массы породы: кварц, мелкие зерна полевых шпатов (калиевые полевые шпаты и серицитизированные пла-

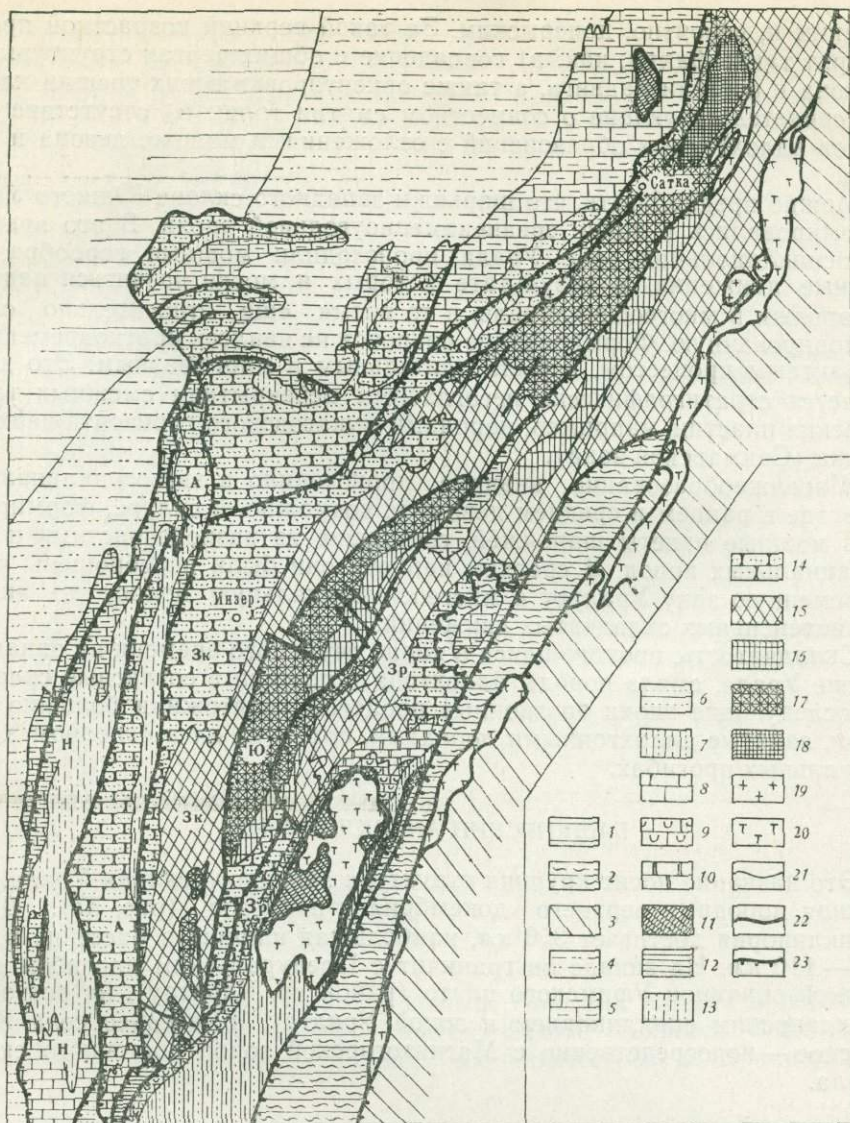


Рис. 57. Схематическая геологическая карта Башкирского антиклинория

- | | |
|---|--|
| 1 — Восточно-Европейская платформа; | 13 — ашинская серия венда: алевролиты, аргиллиты, песчаники; |
| 2 — зона Уралтау; | 14 — верхний рифей, каратауская серия; |
| 3 — эвгеосинклиальная зона Урала; | 15 — средний рифей, юрматинская серия; |
| 4 — гермские отложения: аргиллиты, алевролиты, песчаники, известняки; | 16 — шатакская свита; |
| 5 — палеозой нерасчлененный. Известняки, доломиты, аргиллиты, алевролиты, песчаники; | 17 — нижний рифей, бурзаянская серия (14—17 — кварцевые песчаники, алевролиты, доломиты, аргиллиты); |
| 6 — средний карбон: алевролиты, песчаники, аргиллиты (флишoidная толща); | 18 — тараташский комплекс: гранито-гнейсы; |
| 7 — верхний девон, фаменский ярус — низы нижнего карбона, зилаирская серия: аргиллиты, алевролиты, песчаники; | 19 — граниты; |
| 8 — средний девон — нижний карбон: известняки, доломиты; | 20 — гипербазиты; |
| 9 — нижний — верхний девон: известняки; | 21 — геологические границы; |
| 10 — верхний силур, лудловский ярус: доломиты; | 22 — границы шарьяжей; |
| 11 — ордовик — силур Кракинской зоны: осадочно-вулканогенная толща; | 23 — линии надвигов. |
| 12 — ордовик — силур; глинисто-карбонатная толща; | |
- Буквы на карте:
 Н — Нугушская,
 А — Алатауская,
 Зк — Зильмердакская,
 Ю — Юрматинская,
 Зр — Зиураткульские тектонические пластины

гиоклазы), серицит, эпидот, мелкие зернышки магнетита. Мощность около 300 м».

«2. Нижняя толща. По минералогическому составу различаются биотитовые, гранато-биотитовые, гранато-силлиманито-биотитовые гнейсы. Гнейсовому комплексу подчинены слюдястые кварциты, слюдяно-кварцитовые сланцы и железистые (магнетитовые) кварциты и джеспилиты. Мощность свыше 500 м». Многочисленны небольшие интрузии гранитов и габбро. Абсолютный возраст пород тараташского комплекса определяется в пределах от 2,7 до 3,3 млрд. лет.

Выше архей-древнепротерозойских образований с глубоким размытием и резким угловым несогласием залегает толща пород верхнего докембрия, суммарная мощность которой достигает 10—12 км. Определены их абсолютного возраста показали, что наиболее древняя бурзянская серия отлагалась в интервале от 1600—1650 млн. до 1350 млн. лет. Возраст наиболее молодой ашинской серии венда, определенный по глауконитам, составляет 575—600 млн. лет (Гаррис, 1960). Таким образом, на поверхность оказались выведенными толщи допалеозойских пород, отложившиеся в течение более чем миллиарда лет.

Эти отложения, характеризующие один из наиболее полных и представительных разрезов верхнего докембрия земного шара, были выделены Н. С. Шатским (1945, 1960) в рифейскую группу. Породы ее, формировавшиеся между карельской и байкальской эпохами складчатости, известны почти на всех континентах мира (спарагмитовая серия в Норвегии, синийская формация в Китае, вииндийская система в Индии, формация Бельт и Вандевермер в Северной Америке, инфракембрийская система в Африке, серия Аделаиды в Австралии и т. д.). Однако стратиграфический разрез рифейской группы Урала является наиболее полным (Шатский, 1960, Горохов, 1964).

Исследованиями Д. В. Наливкина (1931, 1943), А. И. Иванова (1937, 1964), М. И. Гараня (1939, 1960), О. П. Горяиновой и Э. А. Фальковой (1940), Н. С. Шатского (1945), А. И. Олли (1948), Д. Г. Ожиганова (1951, 1964), Г. А. Смирнова (1956), А. И. Олли и В. А. Романова (1960, 1969), И. И. Сеницына, Г. Б. Яковлева, А. В. Ключихина и других геологов рифей Башкирского антиклинория расчленен на три серии (снизу вверх): бурзянскую, юрматинскую и каратаускую, которые, в свою очередь, разделены на большое количество свит и толщ. В составе венда выделяются укская свита и ашинская серия.

Стратиграфическая последовательность их представляется в следующем виде.

Нижний рифей, бурзянская серия

Айская свита (абсолютный возраст от 1350 до 1600—1650 млн. лет). Свита залегает с размытием и угловым несогласием на породах тараташского комплекса и подразделяется на три толщи: навышенскую (мощность до 500 м), липовскую (300—350 м), кисеганскую (до 1000 м). В целом свита представлена светлыми и буровато-красными полимиктовыми и кварцевыми песчаниками, кварцитами, гравелитами и конгломератами, состоящими из галек гранитов, кварца, джеспилитов и гнейсов. В кисеганской толще кроме того встречаются прослои доломитов и углистоглинистых сланцев, а в навышенской — основные эффузивы (микродиабазы, спилиты, диабазовые порфириты, щелочные базальтоиды), мощностью до 500 м. Примечательно, что размер обломочного материала заметно уменьшается с запада на восток (Олли, 1948).

Породы, разновозрастные айской свите, в пределах Ямантауской антиклинали выделяются под названием большеинзерской свиты, сложенной буроватыми аркозовыми и кварцитовидными песчаниками, видимой мощностью 600 м.

Саткинская (суранская)¹ свита включает пять толщ миньякскую (600—800 м), бердагуловскую (400—600 м), ангастагскую (400—500 м), сердаукскую (около 200 м) и лапыштинскую (около 300 м). Преобладают карбонатные породы: доломиты, доломитизированные известняки, известняки, мергелистые сланцы. В виде прослоев и линз встречаются песчаники. Сланцевые породы (мергелисто-глинистые, углисто-глинистые, серицито-кварцевые и углисто-кварцево-карбонатные сланцы) слагают в основном вторую, третью и четвертую толщи. В известняках содержатся строматолиты.

Бакальская (юшинская) свита делится на три толщи: вязовскую (50—400 м), багарыштинскую (500—1000 м), сухинскую (до 500 м). Свита сложена преимущественно глинистыми, серицито-кварцевыми и углисто-глинистыми сланцами с прослоями кварцевых и кварцитовидных иногда аркозовых песчаников. В верхней части сухинской толщи отмечены доломиты и известняки со столбчато-желваковыми строматолитами.

Средний рифей, юрматинская серия

После отложения бакальской свиты породы нижнего рифея испытали складчатость, названную бакальской (Иванов, 1964; Сергиевский, 1971). Юрматинская серия с размывом и отчетливым угловым несогласием залегает на различных горизонтах юшинской свиты. Породы основания юрматинской серии характеризуются фациальной изменчивостью и в разных районах Башкирского антиклинория выделяются под различными стратиграфическими наименованиями. На западе — это машакская и шатакская свиты, сложенные песчано-сланцевыми толщами, на востоке — кувашская и белятарская свиты, представленные терригенно-вулканогенными образованиями.

Машакская свита расчленяется на три толщи: ерикташскую (500—850 м), шакитарскую (350—400 м), кувышскую (0—500 м). Свита представлена кварцитовидными песчаниками, крупногалечными конгломератами, углистыми и серицито-хлорито-кварцевыми сланцами. Сланцы и мелкозернистые песчаники свойственны более верхней кувышской толще. Во всех толщах свиты отмечаются невыдержанные пластовые тела основных эффузивов и их туфов иногда с прослоями порфириров. Количество эффузивов значительно возрастает в кувашской и белятарской свитах, где, в пределах Юрматинского прогиба, они занимают около половины всей мощности свиты (Романов, 1973). Основные эффузивы здесь существенно метаморфизованы — претерпели зеленокаменное перерождение и местами превращены в амфиболиты с сохранившимися реликтами структур диабазов и диабазовых порфириров. «Машакская свита здесь отлагалась в прибрежных, может быть частью наземных условиях и содержит грубые неокатанные конгломераты с галькой от 0,5 до 1 м (обычно 5—20 см). Свиту можно сравнить с молассой» (Сергиевский, 1971, стр. 12).

В зигальгинской свите выделяются три толщи нижняя (150—400 м), средняя (100—300 м) и верхняя (450—600 м). Нижняя и верхняя сложены преимущественно песчаниками и кварцитами, а средняя — кварцево-глинистыми, серицито-кварцевыми алевролитами и сланцами. Маломощные прослои кварцево-серицито-углистых сланцев встречаются в нижней толще.

Зигазино-комаровская свита состоит из трех толщ: серегинской (около 200 м), амбарской (200—350 м) и тукановской (300—350 м). В двух нижних толщах преобладают кварцевые и аркозовые алевролиты и песчаники. В амбарской толще встречаются прослои известняков. Верхняя

¹ Здесь и далее в скобках приводятся синонимы названий свит.

толща содержит в своем составе кварцевые песчаники с прослоями слюдяно-хлорито-кварцевых сланцев.

Авзянская свита (абсолютный возраст 1260 млн. лет) расчленяется на пять толщ: катаскинскую (250—300 м), малоинзерскую (100—400 м), ушаковскую (100 м), зеленую (100—200 м) и реветскую (до 750 м). Нижняя, средняя и верхняя толщи представлены серыми и темными, иногда розоватыми доломитами и известняками, прослоями, содержащими строматолиты: *Baicalia Krylov*, *Conophyton Maslov*, *Collenia frequens Walcott*. Остальные две толщи сложены зеленоватыми и темными слюдяно-хлоритовыми, иногда углистыми сланцами с прослоями кварцито-видных песчаников и алевролитов.

Верхний рифей, каратауская серия

В составе **зильмердакской свиты** (абсолютный возраст 1100—1050 млн. лет) выделяются четыре толщи: бирьянская (1500—2000 м), нугушская (100—400 м), лемезинская (100—200 м) и бедерышинская (100—300 м). В основании свиты отмечаются базальные конгломераты, залегающие на различных толщах среднего рифея. Первая и третья толщи сложены кварцевыми и аркозовыми песчаниками, вторая и четвертая — аргиллитами и алевролитами. В последней в верхах толщи наблюдаются тонкие прослои известняков.

Катавская свита (абсолютный возраст 965 млн. лет) расчленяется на две толщи — нижнюю (140—220 м), представленную известняками с прослоями доломитов и листоватых глинистых сланцев, и верхнюю (30—40 м) с преобладанием известковых песчаных аргиллитов и алевролитов. В известняках содержатся строматолиты: *Inzeria Krylov*, *Jurusania Krylov*.

Инзерская свита (870—930 млн. лет) состоит из двух толщ — нижней (25—400 м), представленной кварцевыми алевролитами и песчаниками, и верхней (80—600 м) — сланцевой, с редкими прослоями песчаников и алевролитов.

Миныйская свита (770—670 млн. лет) сложена массивными доломитизированными известняками, прослоями водорослевыми и оолитовыми с линзами и прослойками кремней. В известняках содержатся: *Gymnosolen Steinmann*, *Minjaria Krylov*, *Conophyton Maslov*, *Pseudokussiella Krylov*. Мощность 300—500 м.

Вендский комплекс

В западной и восточной частях Башкирского антиклинория он представлен фациально различными отложениями (Ключихин, Романов, Радченко, Михайлов, 1969).

Западный тип разреза

Укская свита (610—650 млн. лет) внизу сложена средне-мелкозернистыми песчаниками и глинисто-глауконитовыми сланцами, а выше — слоистыми доломитами и известняками с *Zinella ukka Krylov*, *Z. sinica Krylov*, *Vesicularites bothcydioformis Krasnov*.

Ашинская серия расчленяется на четыре свиты.

Урюкская свита (600 млн. лет) залегает с разрывом на породах миныйской свиты. Она подразделяется на две толщи — нижнюю калыштинскую (80 м), состоящую из кварцево-полевошпатовых песчаников, алевролитов и кремнистых сланцев, и верхнюю (100—150 м), сложенную зеленоватыми кварцево-полевошпатовыми песчаниками и алевролитами с прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов.

Басинская свита (560—590 млн. лет) расчленена на три толщи, нижняя из которых (100—300 м) представлена плитчатыми полимиктовыми и аркозовыми песчаниками и алевролитами с тонкими прослойками

серицито-глинистых сланцев. Средняя толща (150—300 м) состоит из глинистых сланцев с подчиненными прослоями алевролитов и редко песчаников. Верхняя толща (200—350 м) сложена песчаниками и алевролитами полимиктового состава.

В куккараукской свите выделяются две толщи, в нижней из которых (20—130 м) преобладают полимиктовые песчаники с прослоями и линзами средне-мелкогалечных конгломератов, а в верхней (50—100 м) — полимиктовые конгломераты с прослоями и линзами крупнозернистых и гравийных песчаников. Мощность свиты не превышает 150—200 м.

Зиганская свита сложена переслаиванием мелкозернистых, полимиктовых, реже аркозовых песчаников и алевролитов. Мощность 150—250 м.

Восточный тип разреза

В восточной части Башкирского антиклинория на миньярской свите залегает **криволукская свита**, представленная серыми аргиллитами, алевролитами и кварцевыми песчаниками с пачками диабазов в верхней части. Мощность от 200 до 700 м.

Выше здесь располагается **кургашлинская свита**, (кварцевые песчаники, гравелиты, алевролиты, аргиллиты и известняки с пачкой тиллитовидных конгломератов в основании). Характерна коричневая окраска пород. Мощность до 200 м.

Разрез венда завершается байназаровской свитой, сложенной серыми глинистыми сланцами, полимиктовыми песчаниками, алевролитами и гравелитами. Мощность 500—600 м.

Следует отметить, что, несмотря на большую мощность рифейских и вендских отложений, они характеризуются очень слабым метаморфизмом. Терригенные образования представлены глинистыми и филлитоглинистыми сланцами, кварцевыми песчаниками и кварцито-песчаниками. Причем «существенной разницы в степени метаморфизма между свитами, залегающими на различных стратиграфических уровнях разреза зоны, не отмечается» (Ожиганов, 1964). Эти данные, наряду с почти полным отсутствием вулканитов и интрузий, свидетельствуют о том, что формирование древних свит здесь происходило на консолидированном гранито-гнейсовом фундаменте Восточно-Европейской платформы.

В западном направлении мощность и стратиграфическая полнота рифейских и вендских отложений существенно сокращается, а в пределах платформенных поднятий они полностью выклиниваются.

Палеозойские отложения, обнажающиеся на склонах Башкирского поднятия, имеют возраст от верхнего ордовика до нижней перми. Их общая мощность достигает 3000 м. Разрез палеозоя (до среднего карбона включительно) в этой области сходен с разновозрастными образованиями Предуральяского прогиба и восточной окраины платформы, но отличается несколько увеличенной мощностью и большей стратиграфической полнотой, свидетельствующими о тенденции этой территории к погружению.

Ордовикские и силурийские отложения восточного крыла рассматриваемой структуры, смежного с Зилаирским синклинорием, нами были описаны ранее. На западном склоне поднятия эти отложения развиты лишь к югу от р. Зиган.

Ордовик залегает на размытой поверхности разных толщ ашинской серии и рифея. Он сложен светлыми кварцевыми песчаниками, мощностью до 50 м и более. В отдельных прослоях встречаются брахиоподы: *Orthis* sp., *Platystrophia* sp., *Rhynchotermia* cf. *inerbescens* Nall.

К силуру отнесены образования **индятауской свиты**, впервые выделенной Б. М. Келлером в 1957 г. на г. Индятау по р. Нугуш. Позже эти отложения были установлены и в других разрезах, а также в скважинах Предуральяского прогиба. На крыльях Ямашской (Ямантауской) анти-

клинали свита подстилается кварцевыми песчаниками ордовика, а западнее — отложениями ашинской серии. Резкого углового несогласия в основании силура не наблюдается, но на хр. Кибиз, на протяжении 3 км эти породы последовательно налегают с юга на север на зиганскую, кук-караукскую и басинскую толщи ашинской серии.

Индятауская свита сложена зеленовато-серыми алевритистыми аргиллитами с подчиненными прослоями тонкозернистых кварцевых песчаников, глин, мергелей и доломитов, содержащих редкие остракоды. Мощность от 2—3 до 50 м.

Девонские отложения на западном крыле Башкирского антиклинория представлены средним и верхним отделами.

Средний девон расчленяется на эйфельский и живетский ярусы. В составе эйфельского яруса выделяются такатинские, ваяшкинские, вязовские, кальцеоловые и бийские слои.

Такатинские слои налегают трансгрессивно на породы силура или зиганской толщи ашинской серии. Они состоят из разно-грубозернистых песчаников с прослоями мелкогалечных конгломератов с размером галек до 5—6 см в диаметре. Иногда в песчаниках верхней части разреза присутствуют прослои и линзы аргиллитов. Мощность такатинских слоев в бассейне рек Белой и Урюк достигает 120—140 м.

Ваяшкинские и вязовские слои установлены в восточных разрезах Башкирского антиклинория. Первые из них представлены мелкозернистыми кварцевыми песчаниками с отпечатками псилофитовой флоры, алевролитами, аргиллитами и глинами. Мощность их до 50 м. Вторые сложены темными слоистыми известняками, прослоями переполненными остракодами. Обычным является присутствие гигантских остракод: *Leperditia moelleri* Schm., *L. barbotana* Schm. Мощность до 200 м.

Кальцеоловые слои представлены известняками мощностью до 10 м, сменяющимися к западу пестроокрашенными глинами, мелкозернистыми кварцевыми песчаниками, мергелями и аргиллитами. Мощность 10—15 м.

Бийские слои сложены серыми и темными слоистыми известняками, часто доломитизированными, битуминозными, с многочисленными обломками морских лилий и брахиоподами: *Conchidiella baschkirica* Vern., *Stropheodonta uralensis* Vern. и *Favosites* sp. Мощность до 90 м.

Живетский ярус подразделяется на афонинские, чувовские и чешские слои.

Афонинские слои — темные глинистые известняки и битуминозные глинистые сланцы, с подчиненными прослоями и линзами черных кремней, с многочисленными стилиолинами и тентакулитами. Мощность изменяется от 35 до 50 м, реже 100 м.

Чувовские слои развиты в северо-западной части Башкирского антиклинория. Сложены кварцевыми песчаниками, мощностью до 20 м.

Чешские слои представлены светлыми, неяснослоистыми, строма-толитовыми, иногда доломитизированными известняками с *Stringocephalus burtini* Defr., *Atrypa desquamata* Sow. и амфипорами. Мощность до 20 м.

Верхний девон выделяется в составе франского и фаменского ярусов. Франский ярус подразделяется на нижнефранский подъярус (пашийские слои), среднефранский подъярус (саргаевские, доманиковые и мендыские слои) и верхнефранский подъярус (орловские, аскынские и теодосиевые слои).

Пашийские слои — переслаивающиеся песчаники и глины, иногда с прослоями известняков. Песчаники серые, ржаво-желтые, кварцевые, мелкозернистые; глины желтовато-серые и бурые. Мощность до 12 м.

Кыновские слои — темносерые известняки и мергели с остатками *Cyrtospirifer murchisonianus* Vern. и табулятами. Мощность 3—15 м.

Саргаевские слои — серые известняки с *Anatrypa timanica* Mark. Мощность до 10 м.

Доманиковые слои — темные битуминозные известняки с прослоями глинистых сланцев и черных кремней, с многочисленными тентакулитами и стилиолинами. Мощность до 25 м.

Мендымские слои — известняки серые и темные иногда доломитизированные с *Manticoceras intumescens* Вегг. Мощность 10—15 м, реже до 35 м. В разрезах хр. Каратау они замещаются **самсоновскими слоями**, представленными светлыми известняками с многочисленными брахиоподами (*Hypothyridina cuboides* Sow. и др.). Мощность до 36 м.

Орловские слои развиты в северных разрезах зоны. Представлены они светлыми кварцевыми песчаниками. Мощность до 18 м.

Асканские слои — светлые, иногда биогермные известняки с многочисленными остатками брахиопод (*Hypothyridina cuboides* Sow., *Atrypa uralica* Nal. и др.), кораллов и гастропод. Мощность 40—60 м, на р. Аскын — 350 м.

Теодосиевые слои — темно-серые слоистые известняки, участками доломитизированные, с колониями табулят, с брахиоподами (*Theodossia katavensis* Nal.) и водорослями. Мощность 50—80 м.

Барминские слои — светлые, часто рифогенные известняки с многочисленными брахиоподами во главе с *Pugnoides triaqualis* Goss. Мощность до 30 м.

Фаменский ярус — серые слоистые доломиты и известняки с брахиоподами и гониатитами. Мощность до 100—200 м, реже 400 м. В восточных разрезах рассматриваемой зоны известняки фаменского яруса замещаются толщей терригенных флишoidных пород зилаирской серии.

Каменноугольные отложения

Представлены всеми тремя отделами: нижним, средним и верхним.

Нижний карбон расчленяется на турнейский и визейский ярусы. Намюрские отложения, ввиду неясности их объема и отсутствия руководящей фауны, не выделяются.

Турнейский ярус представлен известняками серыми, слоистыми, иногда с прослоями кремней. Мощность до 100 м. В бассейне рек Иргазы и Ергазы, а также на р. Нугуш, в Комбляклинской и Сакаскинской синклиналиях, турнейские отложения стратиграфически выклиниваются и на брекчированные известняки фамена налегают известняки нижнего визе. Отсутствуют турнейские отложения и в районе хр. Каратау. Эти данные позволяют предполагать существование в турнейское время в области Башкирского антиклинория островной суши (М. Камалетдинов, Р. Камалетдинов, 1966). Такое заключение подтверждается и присутствием среди турнейских и визейских отложений к северу от р. Зиган кварцевых песчаников и аргиллитов алатауской свиты, мощностью до 100 м, сформировавшихся за счет разрушения этого острова.

Визейский ярус представлен мощной толщей светлых, реже темных известняков и доломитов. По фауне брахиопод и фузулинид он расчленяется на три толщи — нижнюю, мощностью до 100 м, среднюю, мощностью до 150 м, и верхнюю, мощностью до 250 м. В бассейне р. Белой известняки в восточном направлении становятся более темными и в них появляются прослой аргиллитов.

Средний карбон на западном крыле Башкирского антиклинория сложен известняками, подразделяющимися по фауне фузулинид и брахиопод на башкирский и московский ярусы.

Башкирский ярус имеет карбонатный состав. Здесь обычны серые доломитизированные, иногда органогенно-обломочные известняки с банками брахиопод (*Choristites bisulcatiformis*). В виде прослоев, мощностью до 1 м, линз и желваков встречаются голубовато-серые и черные кремни. Мощность до 150 м.

Московский ярус сложен серыми известняками с прослоями черных кремней. В известняках прослоями содержится многочисленная фауна (*Fusulina elegans* Raus et Bel., *Choristites mosguensis* var. *latiangulata* Ivan. и др.). В верхней части разреза присутствуют известняки с гороховидными кремневыми конкрециями. Мощность до 150 м.

В бассейне р. Белой, к востоку от Ямашской (Ямантауской) антиклинали, и в северной части Башкирского поднятия, восточнее пос. Злоказово, среднекаменноугольный возраст имеют терригенные флишеидные отложения, мощностью до 1000 м.

К верхнему карбону относится пачка ритмичного переслаивания глинистых сланцев, мергелей, доломитов, кремней и известняков с фораминиферами и реже гониатитами. Мощность до 70 м. Восточнее Ямашской структуры на юге и пос. Злоказово, на севере, породы верхнего и среднего карбона сменяются мощным терригенным флишем.

Пермские отложения в пределах Башкирского антиклинория распространены на его юго-западном и северо-западном крыльях¹. Они представлены лишь нижним отделом, в котором выделяются ассельский, сакмарский, артинский и кунгурский ярусы.

К ассельскому ярусу относятся органогенно-обломочные известняки и доломиты с тонкими прослоями фосфоритов. Местами известняки переполнены фузулинидами (*Pseudofusulina uralica* Krot. и др.). Встречаются известняковые конгломераты и брекчии. Мощность до 80 м.

Сакмарский ярус состоит из тастубского и стерлитамакского горизонтов.

Тастубский горизонт — это серые афанитовые известняки и доломиты с тонкими прослоями фосфоритовых пород. В известняках отмечается богатый комплекс фузулинид. Мощность до 100 м.

Стерлитамакский горизонт — песчаники, аргиллиты, прослой мергелей и известняков. Песчаники зеленовато-серые, полимиктовые, от мелко- до грубозернистых, часто известковистые. Аргиллиты и мергели зеленовато-серые. Известняки преимущественно органогенные. Все породы тонкослоистые. Наблюдается увеличение количества терригенных пород в южном направлении. Мощность 140—150 м.

Артинский ярус представлен нижне- и верхнеартинской толщами, из которых нижняя отличается преобладанием аргиллитов, а верхняя — песчаников. **Нижнеартинский подъярус** — темносерые и зеленовато-серые аргиллиты и мелкозернистые известковистые песчаники с подчиненными прослоями мергелей и органогенных известняков с *Pseudofusulina urdalensis* Raus. и *Ps. lutugini* Schellw. Мощность до 600 м.

Верхнеартинский подъярус — зеленовато-серые полимиктовые известковистые песчаники с обуглившимися растительными остатками с прослоями аргиллитов и афанитовых известняков. Мощность до 200 м.

Кунгурский ярус известен лишь в одном пункте, на правом берегу р. Лемеза. Он представлен желтовато-серыми полимиктовыми, загипсованными песчаниками и гипсами с тонкими прослоями аргиллитов и доломитизированных известняков. Мощность 100 м.

Из приведенного описания стратиграфии палеозойских отложений видно, что они до среднего карбона включительно представлены осадками платформенного типа; верхний карбон имеет черты флиша, а нижняя пермь (до артинского яруса) сложена молассами орогенного цикла. Отложения кунгурского яруса свидетельствуют о резком обмелении морского бассейна перед наступлением здесь континентального режима.

¹ Нижняя пермь, распространенная западнее Нугущского надвига, относится к зоне передовых складок Предуральяского прогиба.

Особенности структуры

Тектоника Башкирского антиклинория изучена относительно слабо, хотя отдельные дислокации здесь описаны весьма детально¹. Рифейские и палеозойские породы, слагающие эту структуру, нарезаны надвигами в многочисленными, смятые в складки аллохтонные пластины, шарьированные одна на другую с востока. К ним относятся (с запада на восток): Нугушская, Алатауская, Зильмердакская, Ямантауская и Зюраткульская (см. рис. 57 и 58).

Северо-западное крыло антиклинория осложнено серией субширотных надвигов Каратауского структурного комплекса.

Нугушская тектоническая пластина является крупнейшей структурой западного склона Южного Урала. Прослеживаясь вдоль западного крыла Башкирского антиклинория более чем на 200 км при ширине до 30 км, она на юге соединяется с Суреньским покровом Зилаирского синклинория, с которым перемещена совместно как единая аллохтонная масса. Структурное единство этих пластин четко и однозначно доказывается особенностями залегания в их пределах средне-верхнекаменноугольных и нижнепермских отложений. Эти отложения нигде не нарушены поперечными дислокациями, могущими свидетельствовать об автономных горизонтальных движениях пластин, и прослеживаются в виде непрерывной полосы, не изменяя ни простираения, ни общего характерного для них структурного рисунка. В них наблюдается лишь постепенная и естественная смена фаций, выражающаяся в возрастании с юга на север роли карбонатных образований и сопровождающаяся сокращением общей мощности пород.

Так, среднекаменноугольный терригенный флиш, имеющий мощность до 1000 м на левобережье Большого Ика, севернее, на Ямашской структуре Башкирского антиклинория (р. Малый Ик), фациально сменяется слоистыми оолитовыми известняками с пятидесятиметровой пачкой аргиллитов в кровле. Мощность среднего карбона здесь составляет не более 200 м. Верхний карбон, мощность которого на р. Иняк превышает 700 м, на междуречье Малого Ика и Белой представлен 100-метровой пачкой глинисто-карбонатных пород. В 5—6 раз сокращается к северу и мощность ассельского яруса нижней перми.

Смена фаций и изменения мощностей, наблюдаемые в средне-верхнекаменноугольных и нижнепермских отложениях вдоль зоны сочленения Зилаирского синклинория с Башкирским антиклинорием, очевидно, объясняются более поднятым положением области последнего в соответствующее время.

В плане Нугушская тектоническая пластина представляет собой меридионально вытянутую и слабо изогнутую к западу полосу, выклинивающуюся в бассейне р. Лемеза вследствие перекрытия ее с востока Алатауской пластиной. На поверхности она сложена породами ашинской серии венда, а также среднего и верхнего палеозоя, погружающимися в западном и южном направлениях. Лишь в бассейне р. Урюк, в ядре небольшой линейной антиклинали, обнажаются песчаники инзерской и известняки катавской свит верхнего рифея.

На междуречье Большого Ика и Белой подошва Нугушской пластины прослеживается вдоль западной границы ассельско-тастубских известняков, надвинутых здесь на артинские песчаники и аргиллиты. Севернее, между Нугушем и Белой, вследствие размыва фронтальной части пластины в контакте с артинскими породами оказались известняки карбона и верхнего девона. Еще севернее линия надвига, простираясь в субмеридиональном направлении, пересекает ряд складок, сложенных

¹ Считается, что в целом его структура отвечает крупному положому поднятию, осложненному серией ступенчатых сбросов, погружающихся в стороны от оси антиклинория (как увидим далее, такое мнение является ошибочным).

нижнепермскими и каменноугольными отложениями, а севернее пос. Красноуольска трассируется вдоль восточной границы кунгура, скрываясь затем под надвигами Каратауского комплекса. Поскольку надвиг всюду проходит внутри палеозойских толщ, стратиграфическая амплитуда его незначительна. Лишь на реках Урюк и Зилим, а также в 20 км южнее последней, песчаники ашинской серии надвинуты с востока на верхнедевонские и каменноугольные известняки зоны передовых складок Предуральяского прогиба.

По величине тектонического полуокна, на междуречье Нугуша и Белой, можно подсчитать видимую амплитуду горизонтального перемещения пород вдоль Нугушского надвига, которая здесь составляет 5 км. Однако в действительности она значительно больше, о чем свидетельствуют данные бурения на р. Малый Ик, рассмотренные нами ранее. Судя по этой скважине, амплитуда Суреньского покрова не менее 10—15 км.

В пределах Нугушской пластины породы ашинской серии на обширных площадях имеют моноклинальное западное падение под углами 30—40°. С приближением к западной фронтальной части пластины дислоцированность пород существенно возрастает. Здесь в полосе палеозойских отложений прослеживается серия линейных складок, в ядрах которых обнажаются породы ашинской серии.

Самой южной структурой Нугушской пластины является **Ямашская (Ямантауская) антиклиналь**, расположенная на междуречье Малого Ика и Белой. Свод ее сложен породами ашинской серии венда, а крылья — палеозойскими отложениями до верхнекаменноугольных включительно. Причем девон и нижний карбон представлены карбонатными породами платформенного типа, а средний и верхний карбон — переходными фациями от терригенных к карбонатным. Складка имеет симметричное строение, с углами падения слоев на крыльях до 40—50°. К своду они постепенно выгораживают, и в породах ашинской серии углы падения не превышают 10—15°. Ямашская антиклиналь четко прослеживается до левого берега р. Малый Ик, где затем тектонически перекрывается среднекаменноугольным флишем Сюшевской аллохтонной пластины.

Северо-западнее Ямашской складки через небольшой синклинальный прогиб располагается **Кузнецовская антиклиналь**. Пологий и широкий свод этой структуры, сложенной верхнедевонскими известняками, расположен на левом берегу Нугуша. Каменноугольные и нижнепермские отложения на крыльях имеют падение под углами от 20 до 40°. Южное периклинальное погружение складки происходит на широте д. Мраково. На левом берегу р. Нугуш свод Кузнецовской антиклинали полностью размыт, и здесь в тектоническом полуокне из-под девонских известняков обнажаются песчаники и аргиллиты артинского яруса нижней перми, слагающие восточное крыло Предуральяского прогиба.

Из приведенного описания видно, что Нугушская тектоническая пластина имеет асимметричную структуру: в восточной ее части ашинские отложения образуют относительно простую моноклиналь, а в западной фронтальной зоне все толщи интенсивно смяты в складки и осложнены серией разрывов. Породы этой пластины надвинуты с востока (совместно с Суреньским покровом) на дислоцированные нижнепермские и каменноугольные отложения восточного крыла Предуральяского краевого прогиба.

Алатауская тектоническая пластина является следующей к востоку крупной структурой Башкирского антиклинория. Она сложена породами каратауской и ашинской серий, а в южной и северной частях, кроме того, палеозойскими отложениями. Последние по своему составу и строению существенно не отличаются от одновозрастных образований Нугушской пластины, хотя для них характерна несколько большая мощность и полнота разреза, свидетельствующие об относительно боль-

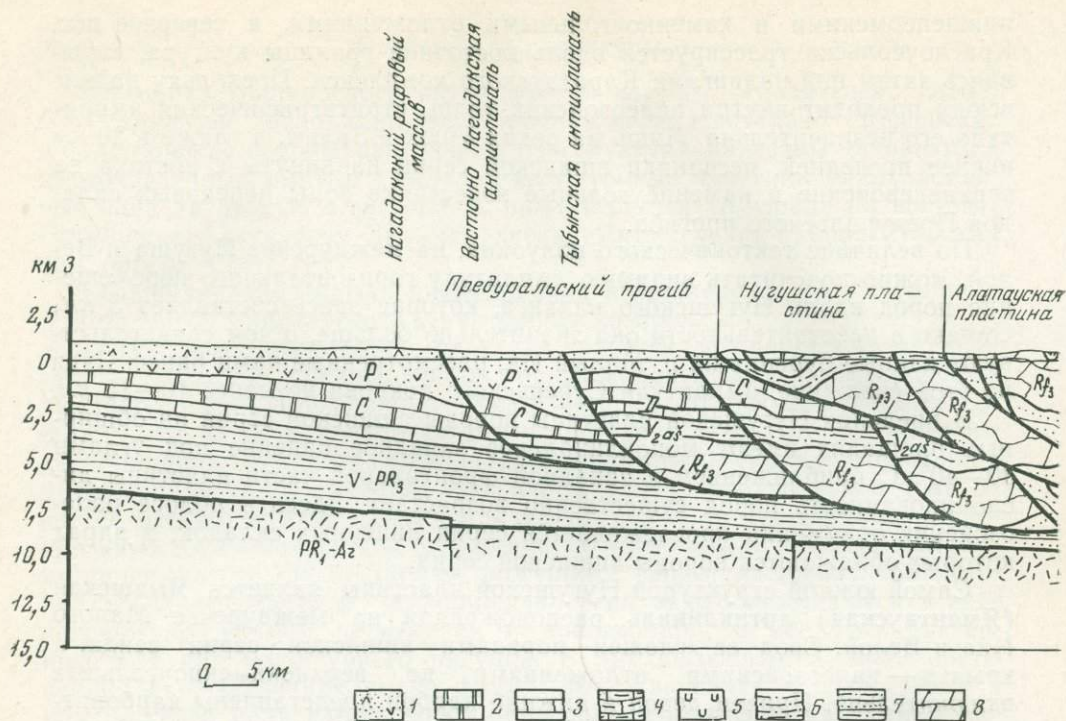


Рис. 58. Схематический геологический разрез через Башкирский антиклинорий

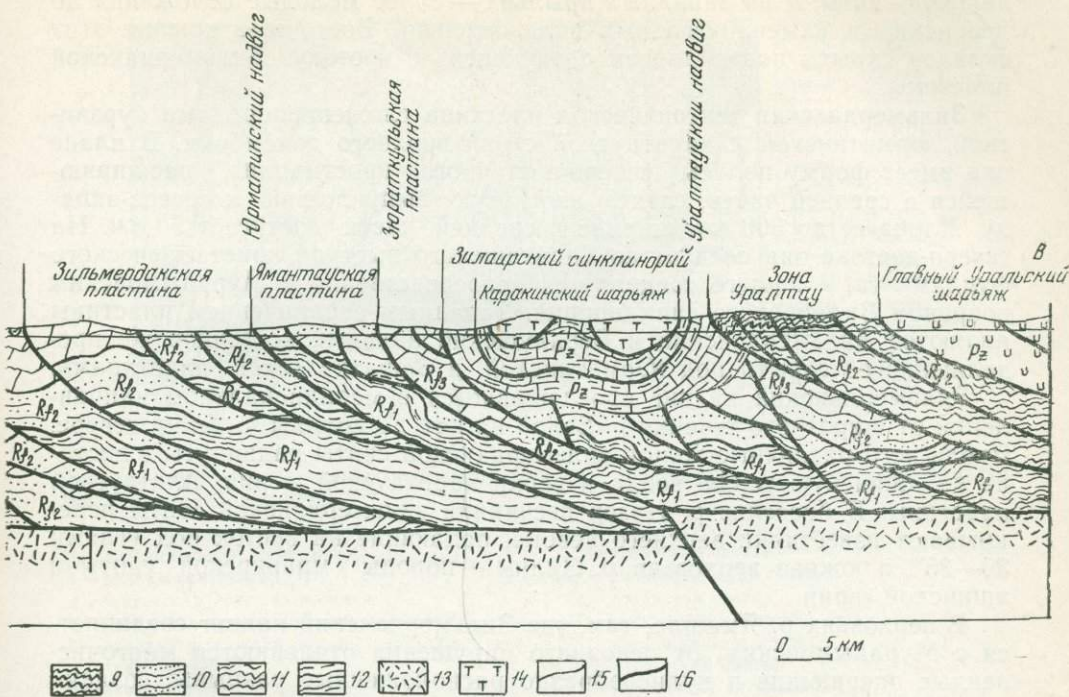
- | | |
|---|--|
| 1 — пермь: аргиллиты, песчаники, мергели, гипсы, ангидриты; | 5 — палеозой Главного Уральского шарьяжа: вулканогенно-осадочные породы; |
| 2 — карбон: известняки, доломиты, аргиллиты, мергели; | 6 — ашинская серия венда: песчаники, алевролиты, аргиллиты; |
| 3 — девон: известняки, доломиты, прослои песчаников; | 7 — верхний рифей — венд: песчаники, аргиллиты, известняки; |
| 4 — палеозой: аргиллиты, песчаники, известняки; | 8 — верхний рифей: известняки, песчаники, аргиллиты, алевролиты; |

шей амплитуде погружения территории в момент накопления осадков. Так, если по р. Белой у д. Максютово (Алатауская пластина) мощность вязовских слоев среднего девона составляет 80 м, то у д. Акбута (Нугушская пластина) не превышает 10 м.

Алатауская пластина прослеживается в субмеридиональном направлении от р. Ук на севере до левого берега Белой на юге, на расстоянии 225 км. Наибольшая ширина ее по тракту Стерлитамак — Белорецк составляет 25 км. На юге она скрывается под Икским и Мурадымовским покровами Зилаирского синклиория. Вдоль Алатауского надвига интенсивно дислоцированные толщи каратауской серии (преимущественно зильмердакская свита) надвинуты на ашинские, а в бассейнах Белой и Зилима — на палеозойские отложения Нугушской пластины.

Замеренные разными исследователями углы наклона поверхности надвига в различных местах варьируют в широких пределах. Наиболее пологие углы определены в 1932 г. в верховьях Урюка Э. Х. Алксне и составляют 5—8°.

Горизонтальная амплитуда Алатауского надвига может быть определена лишь приблизительно, причем наиболее надежно она устанавливается на юге, в бассейне р. Белой. Здесь, как уже отмечалось ранее, породы Алатауского надвига частично перекрывают с востока Суюшевскую тектоническую пластину. При этом слои, слагающие восточное крыло последней, подходят под острыми углами к линии надвига. Если мысленно продолжить эти слои под аллохтоном Алатауской пластины



- | | |
|--|--|
| 9 — верхний рифей зоны Уралтау: кварциты, метаморфические сланцы; | 12 — нижний рифей: кварциты, песчаники, доломиты, мергели; |
| 10 — средний рифей: кварцито-песчаники, песчаники, алевролиты, доломиты; | 13 — архей — нижний протерозой: гнейсы, дже-спилиты, железистые кварциты, граниты; |
| 11 — средний рифей зоны Уралтау: метаморфические сланцы, кварциты, амфиболиты; | 14 — серпентиниты; |
| | 15 — стратиграфические границы; |
| | 16 — тектонические контакты |

и дорисовать восточное крыло структуры, мы получим горизонтальную амплитуду надвига не менее 10 км.

Внутри Алатауской пластины картируется еще ряд надвигов меридионального простирания: Издамдакский, Калуский и другие с амплитудой перемещения слоев, по данным Г. Б. Яковлева, Т. Т. Шумакова и И. И. Синицына, в пределах первых сотен метров.

Структура Алатауской тектонической пластины в целом отвечает крупной линейной антиклинали, получившей название Алатауского антиклинория. Последний осложнен сжатыми, местами опрокинутыми к западу складками, часто нарушенными разрывами. Северная, наиболее хорошо сохранившаяся часть структуры, сложенная породами от зильмердакской свиты до верхнего девона и нижнего карбона, представляет собой узкую антиклинальную складку, замыкающуюся на правом берегу р. Инзер. Севернее, на правом берегу р. Лемеза, Алатауская пластина осложнена двумя брахиантиклинальными складками, разделенными между собой субширотным разрывом. Южная из них известна под названием антиклинали хр. Яшкурт, а северная — антиклинали горы Веселой.

Эти складки располагаются в зоне смены дислокаций меридионального простирания, свойственных для южных районов Башкирского антиклинория, на субширотные, характерные для Каратауского структурного комплекса. Влиянием последнего объясняется и развитие поперечных разрывов. В ядрах антиклиналей обнажаются песчаники зильмер-

дакской свиты, а на западных крыльях — более молодые отложения до девонских и каменноугольных включительно. Восточные крылья этих складок скрыты под надвигом следующей к востоку Зильмердакской пластины.

Зильмердакская тектоническая пластина сложена породами бурзянской, юрматинской и каратауской серий верхнего докембрия. В плане она имеет форму полосы северо-восточного простирания, расширяющейся в средней части, слегка изогнутую выпуклостью к северо-западу. Длина ее до 300 км, ширина в средней части достигает 50 км. На северо-востоке она следует до Тараташского выступа кристаллического фундамента, а на юге соединяется непосредственно с Мурадымовским покровом Зилаирского синклинория. Западным ограничением пластины являются Зильмердакский и Бердяшский надвиги, восточное же продолжение ее скрыто под Юрматинской и Зюраткульской пластинами.

Зильмердакский надвиг прослеживается в меридиональном направлении от широтного течения р. Белой на юге до долины р. Ук на севере. Вдоль него различные толщи зильмердакской свиты надвинуты с востока на ашинскую серию венда и верхи каратауской серии Алатауской пластины. В бассейне р. Инзер песчаники зильмердакской свиты перекрывают известняки верхнего девона, падающие на восток под углами 30—35°, а южнее верховьев р. Зилим — породы миньярской свиты и ашинской серии.

В верховьях р. Ямашла, там, где Зильмердакский надвиг соединяется с Мурадымовским, от основного нарушения отчленяются многочисленные оперяющие и кулисообразно расположенные разрывы, создающие здесь зону интенсивного дробления палеозойских пород, подробно описанную В. В. Хоментовским (1952).

По данным А. И. Олли, поверхность Зильмердакского надвига падает на восток в среднем под углом 30°. Горизонтальная амплитуда его может быть определена лишь приблизительно. Учитывая, что Зильмердакская пластина перемещалась совместно с Мурадымовской, как единый аллохтон, амплитуду его следует считать составляющей не менее 10—15 км.

Северо-восточным продолжением Зильмердакского надвига является Бердяшская зона надвигов, прослеживающаяся от западного крыла Тараташского поднятия в юго-восточном направлении до верховьев Лемезы и Ука. Это сложная зона многочисленных, переплетающихся в плане надвигов, вдоль которых контактируют разные свиты рифея, надвинутые на палеозойские отложения. С приближением к хр. Каратау рассматриваемые надвиги приобретают согласное с ним широтное простирание.

Структура Зильмердакской пластины характеризуется большой сложностью и неоднородностью. Суженные северная и южная части ее дислоцированы значительно интенсивнее средней зоны, где на поверхность выходят более молодые породы верхнего рифея.

Самой южной складкой рассматриваемой пластины является **Кургаская антиклиналь**, расположенная на правом берегу Белой (рис. 59). В своде ее обнажаются сланцы юшинской (бакальской) свиты бурзянской серии, а крылья сложены зигальгинской, зигазино-комаровской и авзянской свитами среднего рифея. Структура прослеживается в меридиональном направлении на расстоянии 30 км к северу от р. Белой, где зигальгинские кварциты затем образуют четкое периклинальное замыкание. Ширина ее, замеренная по кровле зигальгинской свиты, в южной, наиболее расширенной части, достигает 15 км. Антиклиналь имеет асимметричное строение с более крутым западным крылом: породы юшинской свиты здесь падают на юго-запад под углами 32—42° (р. Авашла), а на восточном крыле — на восток и северо-восток под углами 12—13° (р. Куйликуяш). Свод и крылья Кургаской структуры на юге

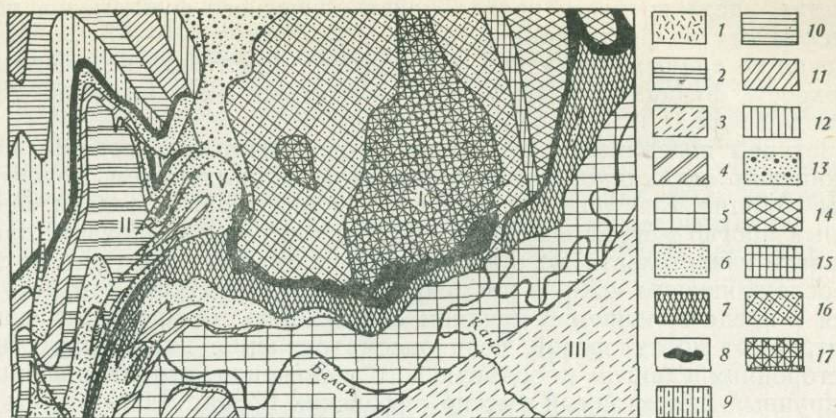


Рис. 59. Схема геологического строения южного погружения антиклинария Ямантау (по Хоментовскому, 1952)

- | | |
|--|----------------------------------|
| 1 — нижний карбон: известняки; | 11 — инзерская свита; |
| 2 — верхний девон: известняки; | 12 — катавская свита; |
| 3 — зилайрская свита; | 13 — зильмердакская свита; |
| 4 — живетский ярус: известняки; | 14 — авзянская свита; |
| 5 — средний девон: герцинские известняки; | 15 — зигазино-комаровская свита; |
| 6 — средний и нижний девон: песчаники такатинской свиты; | 16 — зигальгинская свита; |
| 7 — верхний силур; | 17 — кургасская свита; |
| 8 — нижний силур, карадокский ярус: песчаники; | 1 — Кургасская антиклиналь; |
| 9 — ашинская свита; | 11 — Шульгинская синклираль; |
| 10 — миньярская свита; | 111 — Зилайрский синклиорий; |
| | IV — Акбулатовская мульда |

не образуют плавного периклинального замыкания, а резко и внезапно обрываются, несогласно перекрываясь палеозойскими отложениями, имеющими здесь субширотное простирание.

Такие соотношения рифейских и палеозойских образований свидетельствуют о нарушении южной части Кургасской структуры широтным разрывом, пересекающим свод складки и как бы разделяющим ее пополам. Этот разрыв имеет древний доордовикский возраст, что доказывается стратиграфически несогласным наложением ордовикских отложений на правом берегу р. Белой на разные толщи нижнего и среднего рифея (Келлер, 1949; Хоментовский, 1952, и др.). Описываемое нарушение не может считаться простым сбросом, так как простирание палеозойских отложений не согласуется с рифейской структурой правого берега Белой (породы палеозоя образуют моноклиналь с южным погружением слоев под углами от 15 до 30°). Между тем, если бы имело место простое сбрасывание южной части Кургасской антиклинали по широтному разрыву, мы были бы вправе ожидать продолжение ее в палеозойских отложениях, развитых южнее. Скорее всего это широтный левосторонний сдвиг, ограничивающий с юга распространение рифейских толщ Зильмердакской надвиговой пластины. Эта структура близко напоминает надвиги хр. Каратау, срезанные с запада Ашинским сдвигом. За линией сдвига складки хр. Каратау, Аджигардак и гор Воробьиных также не прослеживаются: бурением здесь установлены пологие дислокации северо-западного и субмеридионального простирания. Аллохтонное залегание рифейских пород в южной части Зильмердакской пластины выявляется и по данным геофизики. Действительно, если считать, что породы юшинской свиты нижнего рифея, обнажающиеся в ядре Кургасской структуры, слагают автохтон, мы должны будем признать (учитывая мощности рифейских и палеозойских отложений), что вдоль границы Башкирского антиклинария с Зилайрским синклинием существует крутой тектонический уступ широтного про-

стирания, вдоль которого кровля кристаллического фундамента погружается к югу на расстоянии 5—7 км с 3—4 км до 10—15 км. Между тем, судя по данным геофизики, этого уступа на глубине не существует; поверхность фундамента здесь всюду находится на одинаковой глубине: около 11 км.

Изогипсы поверхности фундамента «не замечают» границ между Башкирским антиклинорием и Зилаирским синклинорием, очерчивая единый, общий для западного склона Южного Урала пологий синклинальный прогиб меридионального простираения. Таким образом, данные геофизики свидетельствуют о неглубоком залегании широтного нарушения, осложняющего южную часть Кургасской структуры, что не согласуется с представлением о крупном сбросе. В то же время эти данные не встречают противоречий, если рассматриваемое нарушение считать левосторонним сдвигом доордовикского заложения, ограничивающим с юга крупный аллохтонный массив рифейских пород. Лишь в этом случае становится понятным залегание на одинаковой глубине кристаллического фундамента под породами нижнего и среднего рифея и среднего палеозоя. Бельский сдвиг ограничивается лишь толщиной Зильмердакской пластины; в настоящее время этот сдвиг и сопровождающий его крутой морфологический уступ погребены под палеозойскими осадками.

Вдоль рассматриваемого нарушения, во многом определившего особенности границ между Башкирским антиклинорием и Зилаирским синклинорием, в девонское время формировались мощные терцинские рифы, обнажающиеся здесь в современном эрозийном срезе. Оказавшись погребенными под толщей палеозойских образований, Бельский сдвиг более не «оживал», и движения по нему не возобновлялись. В последующие геологические эпохи Зильмердакская тектоническая пластина уже перемещалась лишь совместно с более молодым Мурадымовским покровом Зилаирского синклинория как единая аллохтонная масса. Это доказывается слиянием Зильмердакского и Мурадымовского надвигов, установленным Б. М. Келлером (1949) и подтвержденным последующими детальными геологическими съемками.

Северо-восточнее Кургасской структуры, кулисообразно к ней, располагаются **Аскардовская** и **Бретьякская антиклинали**. В ядре первой из них обнажаются породы суранской (саткинской) свиты нижнего рифея, а свод второй сложен сланцами юшинской свиты. Аскардовская антиклиналь имеет четкое покровное строение. Линия надвига огибает эту структуру с запада в виде пологой дуги, вдоль которой породы суранской свиты надвинуты с востока в одних случаях на авзянскую, в других — на зигазино-комаровскую и зигальгинскую свиты, срезая их простираения под разными углами.

Средняя часть Зильмердакской пластины, сложенная породами каратауской и отчасти юрматинской серий, смята в относительно пологие крупные складки, группирующиеся в обширную синклиналь, известную под названием **Инзерского синклинория**.

Однако называть эту структуру синклинорием нельзя. Как уже отмечалось ранее, под синклинориями Дена понимал структуру с унаследованной тенденцией к погружению. В данном же случае имеется в виду лишь современная геометрическая фигура, представляющая полого складчатый прогиб внутри обширного Башкирского антиклинория. Такие структуры правильнее называть мегасинклиналями, означающими крупные синклинали, осложненные складками высших порядков. Инзерская мегасинклиналь прослеживается от верховьев р. Зилим на юге до верхнего течения р. Юрюзань на севере, при этом ось ее плавно изгибается на северо-восток. В ядре структуры на р. Большой Инзер, около пос. Инзер и на р. Тюльмень, обнажаются породы инзерской и миньярской свит, образующие пологие складки северо-северо-восточного простираения. Западное крыло мегасинклинали сложено кварцитами зиль-

мердакской свиты, а на восточном более крутом крыле, кроме того, обнажаются породы авзянской, зигазино-комаровской и зигальгинской свит (последние две севернее широты пос. Инзер).

Севернее р. Лемеза Инзерская мегасинклиналь распадается на две ветви, из которых одна продолжается на север, а вторая поворачивает на северо-восток. Первая из них примыкает к дислокациям Каратауского комплекса и осложняется субширотными нарушениями, согласными с простираемостью структур последнего. Северо-восточная ветвь на правом берегу р. Юрюзань образует плавное центроклинальное замыкание, четко картируемое по смене пород каратауской серии более древними образованиями.

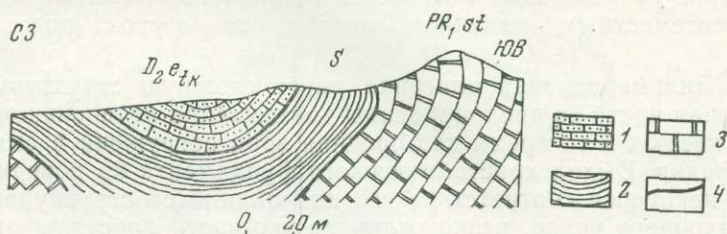


Рис. 60. Характер соотношения пород силура и девона с нижнерифейскими отложениями у восточной окраины поселка Злоказово

- 1 — кварцевые песчаники и глинистые сланцы такатинской свиты эйфельского яруса среднего девона; 2 — глинистые сланцы большеаршинской свиты силура; 3 — доломиты саткинской свиты нижнего рифея; 4 — стратиграфические границы

Сложная чешуйчатая структура северной части Зильмердакской пластины получила наименование Бакало-Саткинского структурного комплекса (Олли, Романов, 1959). Здесь, так же как и в южной части Зильмердакской пластины, четко фиксируется древняя дислоцированность рифейских пород, что доказывается, в частности, налеганием глинистых сланцев большеаршинской свиты силура на доломиты саткинской свиты нижнего рифея у северо-восточной окраины пос. Злоказово (рис. 60). П. М. Есипов (1948) и Г. А. Смирнов (1951, 1956) наблюдали трансгрессивное налегание эйфельских песчаников среднего девона на разные толщи верхнего рифея. На левом берегу р. Ай (севернее пос. Бердяш) такатинские песчаники среднего девона с глубоким разрывом и угловым несогласием залегают на породах катавской, инзерской и миньярской свит. Существует предположение о налегании ордовикских песчаников на крыльях Тараташского поднятия непосредственно на айскую свиту (устное сообщение Г. А. Смирнова).

В пределах описываемого района выделяются многочисленные чешуйчатые надвиги, образующие в плане густую сеть соединяющихся между собой разрывов. Такая сложная дислоцированность Бакало-Саткинского комплекса, очевидно, обусловлена близостью здесь к дневной поверхности архей-древнепротерозойского кристаллического фундамента, по поверхности которого рифейские образования были сорваны и перемещены в западном направлении.

Существование такого срыва доказывается тем, что по мере удаления от Тараташского поднятия надвиги в более молодых толщах постепенно затухают и далее прослеживаются лишь наиболее крупные из них; кроме того, эти надвиги обычно не продолжают в породы тараташского гнейсового комплекса, а берут начало на контакте с последним.

Гнейсы, амфиболиты и железистые кварциты, обнажающиеся в своде Тараташского поднятия, смяты в складки северо-восточного прости-

рания и нарушены разрывами того же направления. Крупные складки осложнены интенсивной, мелкой, иногда изоклиальной складчатостью. Такое простирание дислокаций, по-видимому, возникло существенно за счет структурной «переработки» гнейсового комплекса в палеозойское время. Судя по данным геофизики, древние породы, слагающие Тараташское поднятие, круто погружаются к западу до глубины 6—7 км. Однако эти материалы не исключают и предположение о том, что Тараташский выступ слагает надвиговую чешую, осложняющую восточную окраину кристаллического фундамента платформы. Это мнение подтверждается и существованием на западном крыле Тараташского поднятия крупного нарушения, вдоль которого рифейские породы надвинуты с востока на девонские отложения Уфимского амфитеатра, а также почти повсеместным падением первых на восток под разными углами.

Итак, Зильмердакская пластина имеет сложную структуру. Северная и южная части ее дислоцированы чрезвычайно интенсивно и как бы задраны кверху, в то время как средняя зона погружена и смята в пологие складки. Выход кристаллического фундамента на поверхность на севере и некоторое соответствие его дислокаций со структурой рифейского осадочного чехла, резко отличает эту часть пластины от остальной зоны, где такое соответствие отсутствует. Действительно, юго-западное простирание рифейских пород к югу от верховьев р. Юрюзань не согласуется с меридиональным простиранием здесь структуры кристаллического фундамента, а выход на поверхность пород нижнего рифея (Кургаская, Бретьякская и Аскардовская антиклинали) — с глубоким погружением в этом направлении поверхности фундамента. Все это позволяет предполагать, что амплитуда горизонтального перемещения рифейских пород Зильмердакской пластины в ее южной части больше, чем в северной.

Интереснейшей особенностью рассматриваемой пластины является, как мы видели, четко устанавливаемый доордовикский возраст ее дислокаций, в том числе Бельского широтного сдвига, свидетельствующих о древности заложения и длительности развития Зильмердакского надвига, «дожившего» до конца палеозоя.

Каратауский надвиговый комплекс располагается к северу от Инзерской мегасинклинали Зильмердакской пластины. Своим субширотным простиранием он резко отличается от остальных структур западного склона Южного Урала (рис. 61). Н. С. Шатский (1945) рассматривал его как приподнятый блок основания Русской платформы. Однако геофизические исследования показали, что поверхность фундамента здесь образует не поднятие, а глубокий прогиб.

В юго-восточной части Каратауского комплекса выделяются крупные Березовская и Миньярская (Адджигардакская) антиклинали, в сводах которых обнажаются кварцевые песчаники зильмердакской свиты, а также ряд структур более мелкого порядка. В северо-западной части комплекса выделяются моноклиальный блок Каратау и надвинутый на него блок Воробьиных гор.

Вдоль Каратауского надвига песчаники зильмердакской свиты, падающие на юг под углом 25—35°, налегают на отложения нижней перми и верхнего карбона, а местами на известняки среднего и нижнего карбона. Перед фронтом надвига прослеживается полоса раздробленных, кремненных пород шириной от 100 до 400 м. Наблюдения в логу Бияс показали, что вблизи надвига известняки мячковского горизонта среднего карбона опрокинуты на север, падая на юг под углами 35—50°. Севернее слои верхнего карбона стоят на головах, а известняки ассельского яруса нижней перми падают на север под углом 50°. В 600 м севернее зоны надвига углы падения слоев в нижнепермских отложениях

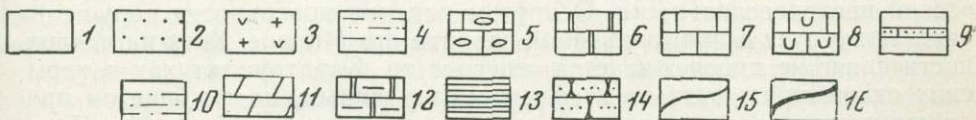
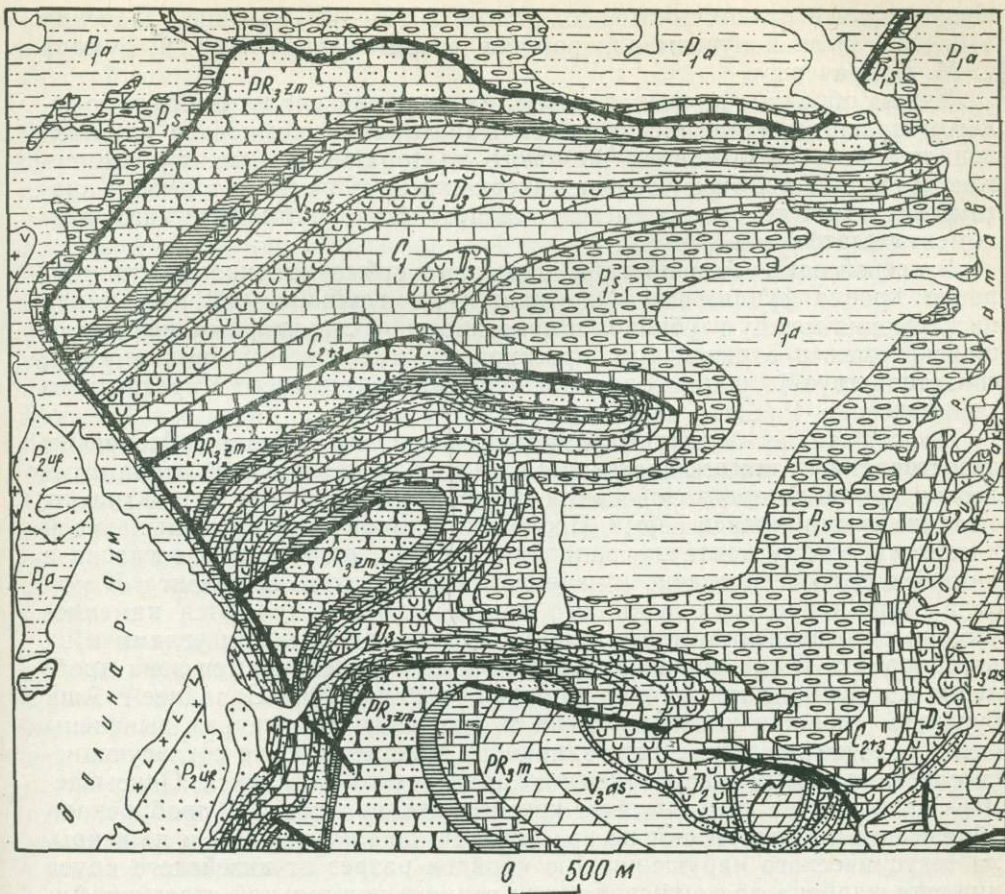


Рис. 61. Геологическая карта Каратау

- | | |
|--|--|
| 1 — четвертичные отложения: глины, пески, галечники; | 9 — средний девон: известняки, аргиллиты, песчаники; |
| 2 — верхняя пермь, уфимский ярус: аргиллиты, песчаники, прослой мергелей; | 10 — ашинская серия венда: алевролиты, песчаники, аргиллиты; |
| 3 — 5 — нижняя пермь (3 — куйгурский ярус: гипсованные песчаники, гипсы); | 11 — миньярская свита: доломиты, известняки, алевролиты, песчаники; |
| 4 — артинский ярус: аргиллиты, песчаники с прослоями алевролитов и мергелей; | 12 — инзерская свита: алевролиты, песчаники, аргиллиты; |
| 5 — сакмарский ярус: песчаники и алевролиты с прослоями мергелей); | 13 — катавская свита: доломиты, известняки; |
| 6 — верхний и средний карбон: известняки, доломиты; | 14 — зильмердакская свита: кварцевые песчаники, алевролиты, аргиллиты; |
| 7 — нижний карбон: доломиты, известняки; | 15 — геологические границы; |
| 8 — верхний девон: известняки; | 16 — тектонические контакты |

выполаживаются до 5° и далее сохраняются уже пологие элементы залегания, характерные для Уфимского плато.

При картировании района верхнего течения р. Большой Аир и лога Биас нами были произведены замеры углов падения поверхности надвига. Величина смещения в плане линии контакта надвига вверх по руслу по сравнению с положением ее на водоразделе составила 350 м при превышении отметок рельефа в 75 м, что соответствует падению поверх-

ности надвига на юго-восток под углом в 12—13°. Близкие значения (10—12°) были получены для районов рек Большой Аир и Тумара С. М. Домрачевым.

Таким образом, данные полевых наблюдений свидетельствуют о пологом надвигании рифейских пород Каратауского комплекса на верхнепалеозойские отложения Уфимского плато. Эти данные хорошо согласуются и с геофизическими материалами, судя по которым, Каратауский комплекс располагается над прогибом кристаллического фундамента платформы.

В осевой зоне этого прогиба, имеющего субмеридиональное простирание, кровля фундамента погружается до глубины — 12 км. Резкая дисгармония между глубинной и поверхностной структурами, выражающаяся также и в различном простирании дислокаций, по-видимому, свидетельствует о шарьированном залегании здесь всего Каратауского комплекса.

На юго-западе надвига Каратауского комплекса срезаны **Ашинским левосторонним сдвигом**, вдоль которого породы каратауской серии и палеозоя (от зильмердакской свиты до среднего карбона) контактируют с отложениями нижней перми. Последние в узкой полосе, примыкающей к тектоническому контакту, задираются вверх, простираясь согласно с линией сдвига и поперечно к надвигам Каратауского комплекса. К югу от г. Аши в пределах западного крыла сдвига появляются каменноугольные и девонские отложения, срезанные под разными углами к их простиранию. Вдоль линии контакта всюду прослеживается зона дробления и милонитизации пород, шириной от 20 до 200 м. Западнее г. Аши бурением скважин в палеозойских и ашинских отложениях выявлены очень пологие складки северо-западного простирания, не согласующиеся с субширотными дислокациями Каратауского комплекса. Описываемый сдвиг имеет относительно крутое падение: скв. 33, пробуренная вблизи его, на южном склоне хр. Каратау, до глубины 400 м не вскрыла тектонического нарушения. Ею пройден разрез от визейского яруса нижнего карбона до ашинской серии венда в нормальной стратиграфической последовательности. О крутом падении поверхности нарушения свидетельствует и прямолинейная граница его в плане. Хотя на поверхности сдвиг не прослеживается севернее хр. Каратау, затухая в пермских отложениях, судя по геофизическим данным, на глубине он продолжается в северо-западном направлении до левого берега р. Камы (Архипов, Ахмадиев и др., 1968). Этот древний погребенный разлом фундамента Восточно-Европейской платформы, очевидно, сыграл важную роль в формировании субширотных дислокаций Каратауского комплекса. Встретившись на пути перемещавшихся к западу аллохтонных толщ, он как бы определил здесь направление дальнейшего горизонтального движения масс. В полосе, примыкающей к разлому с востока, возникла ослабленная зона, где мобильность надвиговых пластин оказалась значительно большей, чем на его западном крыле. Интенсивность дислокаций ослабевает с удалением от разлома и к востоку — надвиги хр. Аджигардак и гор Воробьиных здесь постепенно затухают и теряются в палеозойских отложениях. Сорванные западные части надвиговых чешуй вдоль линии сдвига задраны более высоко, вследствие чего здесь обнажены более древние части разреза верхнего рифея. Разная скорость движения, при которой западные части чешуй, примыкающие к Ашинскому сдвигу, опережали в своем движении соседние с востока зоны, в конечном счете и привела к созданию своеобразных широтных дислокаций Каратауского комплекса.

Глубинный разлом, вдоль которого впоследствии развился Ашинский сдвиг, вероятно, продолжается и в юго-восточном направлении, однако здесь процессы шарьирования и складкообразования были настолько интенсивными, что он оказался перекрытым мощными толщами

аллохтона. Тем не менее влияние широтных дислокаций в рифейских структурах, как уже отмечалось, обнаруживается и к югу от Каратауской зоны.

В восточном направлении положительные структуры Каратауского комплекса погружаются под нижнепермские отложения, слагающие широкий синклинальный прогиб — Симскую мульду. Сакмарско-артинские терригенные образования здесь залегают очень спокойно, падение слоев в них обычно не превышает 10—15°. На западном крыле Симской мульды в основании разреза нижней перми развиты своеобразные глыбовые известняки, известные под названием брекчий Доменной горы (Наливкин, 1949). Присутствие этих образований свидетельствует о тектонических движениях, имевших здесь место в начале пермской эпохи. На востоке Симская мульда граничит с Сулеймановской брахиантиклиналью, являющейся связующим звеном между Каратауским и Бакало-Саткинским комплексами. В ядре этой складки обнажаются породы каратауской серии до зильмердакской свиты включительно, а крылья сложены ашинской серией и палеозойскими отложениями. Складка имеет северо-восточное простирание, но осложнена широтными дислокациями каратауского направления, вследствие чего западное крыло ее приобрело сложную волнистую конфигурацию. Более крутое восточное крыло складки срезано надвигом северо-восточного простирания.

Ямантауская тектоническая пластина сложена породами нижнего и среднего рифея, а в южной части на небольшом участке — каратауской серией. В плане она представляет собой полосу длиной до 200 км и шириной до 25 км, дугобразно изогнутую выпуклостью к западу. На севере эта полоса выклинивается, а на юге, на правом берегу р. Белой, резко сужаясь (до 2—3 км), несогласно перекрывается палеозойскими отложениями. На западе рифейские породы надвинуты по Юрматинскому надвигу на Зильмердакский покров, а на востоке перекрыты Зюраткульской пластиной.

Докембрийские отложения, слагающие Ямантаускую пластину, фациально несколько отличаются от одновозрастных образований соседней с запада зоны. Например, стратиграфическое положение, соответствующее айской свите, здесь занимает большеинзерская свита, отличающаяся от первой более мелкозернистым составом. Впервые здесь появляются породы машакской свиты, не известные в более западных районах. В инзерской свите существенно возрастает роль сланцев и несколько увеличивается мощность всей свиты. Наблюдаются небольшие фациальные изменения и в других свитах.

Структура северной, более широкой части Ямантауской пластины отвечает крупной сложной антиклинали, известной под названием Ямантауского антиклинория. Многочисленные антиклинали и синклинали, осложняющие эту структуру, имеют субмеридиональное и северо-восточное простирание, они часто приурочены к разрывам, прослеживающимся согласно со складчатостью.

В южной части, на правобережье р. Белой, вдоль Юрматинского надвига, песчаники зильмердакской свиты надвинуты на более древние породы авзянской, зигазино-комаровской и зигальгинской свит со срезанием их простирания под острыми углами. Севернее с. Верхнего Авзяно-Петровска, вдоль того же надвига различные свиты рифея надвинуты с востока на породы зигазино-комаровской и зигальгинской свит.

На широте пос. Инзер и севернее Ямантауская структура осложнена серией крупных поперечных разрывов. К востоку от пос. Инзер, вдоль широтных разрывов, образовалось тектоническое полуокно, в котором обнажаются породы зигальгинской и зигазино-комаровской свит Зильмердакской пластины. Слои суранской (саткинской) и бакальской свит, залегающие в аллохтоне, резко обрываются, утыкаясь в границы тек-

тонического полуокна. Полуокно углубляется к востоку на расстояние до 8 км, что и определяет минимальную горизонтальную амплитуду Юрматинского надвига. Сам надвиг сформировался еще в доордовикское время, о чем убедительно свидетельствует несогласное перекрытие его в долине р. Белой палеозойскими отложениями.

Восточнее Зильмердакской и Ямантауской структур располагается крупная **Зюраткульская тектоническая пластина**. В ее строении участвуют породы широкого стратиграфического диапазона — от машакской и зигальгинской свит рифея до фаменского яруса верхнего девона. Породы, слагающие эту пластину, прослеживаются в виде полосы шириной до 35 км от восточного крыла Тараташского поднятия до долины р. Белой на расстояние более 300 км. Южнее они погружаются под палеозойские отложения, слагающие Зилаирский синклиниорий и перекрывающие их с резким угловым несогласием.

С запада пластина ограничена Зюраткульским надвигом, вдоль которого рифейские и палеозойские породы надвинуты с востока на Ямантаускую, а севернее верхнего течения р. Юрюзань — Зильмердакскую пластины.

В пределах Зюраткульской пластины фациальный состав рифейских отложений претерпевает дальнейшие изменения. В породах машакской свиты здесь проявляются измененные эффузивы; в верхах катавской свиты известняки замещаются терригенными породами, резко изменяется состав ашинской серии (здесь выделяются криволукская, кургашлинская и байназаровская свиты).

Породы, слагающие Зюраткульскую тектоническую пластину, чрезвычайно интенсивно дислоцированы: нарушены многочисленными разрывами различных направлений и смяты в складки. Сложная дислоцированность пород здесь произошла в основном в доверхнеордовикское время, что доказывается их несогласным перекрытием верхнеордовикскими базальными конгломератами и песчаниками, слагающими основание палеозойского разреза Зилаирского синклинория и Юрюзанской синклинали. В южной части пластины четко видно, как рифейские отложения, нарушенные многочисленными разрывами и осложненные серией линейных складок меридионального простирания, в плане срезаются под острым углом несогласно перекрывающими их палеозойскими отложениями, простирающимися на северо-восток. Песчаники ордовика здесь залегают на зигальгинской, зигазино-комаровской, авзянской, зильмердакской, катавской, инзерской и миньярской свитах, а местами на породах ашинской серии.

В заключение описания тектоники Башкирского антиклинория необходимо отметить, что в пределах центральной его части уже давно известны небольшие выходы рифейских кварцитов, слагающие отдельные вершины водораздельных хребтов, которые ряд исследователей принимали за останцы тектонических покровов (Фредерикс, 1930; Горяинова, Фалькова, 1935). Существование таких останцов Г. Н. Фредерикс отмечает на хребтах Нары, Зигальга, Бакты.

В статье «К стратиграфии свит древнего палеозоя западного склона Южного Урала» О. П. Горяинова и З. А. Фалькова (1935) писали: «В районе Зигазинового завода имеются небольшие выходы в виде пятен и узких полос кварцевых и кварцитовидных песчаников, местами сходных с таковыми же породами зигальгинской свиты. Присутствие их здесь на различных толщах верхнеавзянской свиты: точечной, малоинзерской, частью, возможно, объясняется наличием остатка их покрова, как, например, к востоку от Зиганского завода ниже и выше устья р. Майгашли и к западу от Майгашлинского рудника».

На карте А. И. Олли (1948) изолированные выходы зигальгинских кварцитов показаны на отдельных вершинах хр. Шатак. Возможно, они также представляют собой останцы покровных структур.

Итак, мы видим, что Башкирское поднятие имеет сложную структуру, сформированную крупными надвигами и шарьяжами. Складчатые деформации здесь, так же как и в структуре Предуральского прогиба, подчинены надвигам и представляют лишь вторичные осложнения крупных аллохтонных пластин. Степень дислоцированности пород в пределах антиклинория закономерно возрастает в восточном направлении, причем Зильмердакская, Юрматинская, Ямантауская и Зюраткульская пластины были интенсивно деформированы еще в доордовикское время, когда здесь впервые сформировалось крупное поднятие. Доордовикскими движениями названные пластины были спаяны в единый массив и в дальнейшем перемещались совместно. Поэтому Юрматинский и Зюраткульский надвиги на юге стратиграфически несогласно перекрыты палеозойскими отложениями и в последних не прослеживаются.

Мы уже отмечали, что, по данным геофизики, поверхность кристаллического фундамента платформы под Башкирским антиклинорием образует не положительную структуру, как это следовало ожидать, а обширный пологий прогиб субмеридионального простирания, получивший название Западно-Уральской впадины (Огарин, 1968). В центральной части этой впадины поверхность фундамента погружена до 12—14 км. В то же время именно здесь на дневную поверхность выведены породы основания рифейского разреза западного склона Урала. Следовательно, положение поверхности кристаллического фундамента по отношению к структуре рифейских и палеозойских пород здесь представляется резко несогласным и даже негативным.

Эту своеобразную структуру, имеющую в целом вид двояковыпуклой линзы, можно назвать *диклинорием* (от греческого: *δωκλίνορος*, что означает двояковыпуклые горы).

Структура Башкирского диклинория сформировалась в процессе многократного и длительного шарьярования с востока крупных тектонических пластин, сложенных рифейскими и палеозойскими осадочными породами. Шарьярованию здесь способствовали, с одной стороны, резко утоненный платформенный фундамент, с другой — существование над ним мощной линзы слоистых осадочных пород. Последние (как менее компетентные) были сорваны с кристаллического основания, нарезаны в тектонические пластины и перемещены на многие десятки километров к западу.

Однако предполагать очень далекое, на многие сотни километров шарьярование рифейских и тем более палеозойских пород, слагающих Башкирский диклинорий, нет оснований. Этому противоречит отсутствие резкого стыка фаций разновозрастных отложений вдоль линий надвигов.

Еще Н. С. Шатский справедливо отмечал, что мощная рифейская группа «снизу до верху представляет единую формацию; несмотря на перерывы и несогласия, породы всех серий являются весьма близкими, парагенетически тесно связанными. По этим признакам и по условиям залегания всю эту огромную (до 12 000—15 000 м) толщу надо рассматривать как формацию краевого прогиба» (Шатский, 1945, стр. 61).

Далеким латеральным перемещениям масс здесь, очевидно, препятствовало отсутствие в разрезе высоко пластичных пород (эвапоритов, серпентинитов и т. п.), облегчающих такие движения.

Итак, в целом Башкирский диклинорий представляет собой крупную зону тектонического скупивания пород, сформировавшуюся в течение верхнего докембрия и палеозоя и характеризующуюся наличием «корня», выраженного глубоким погружением поверхности фундамента. Такая аналогия в строении Башкирского диклинория со многими другими складчатыми областями свидетельствует о том, что и механизм формирования его принципиально не отличается от последних.

Этим именем называют крупную линейную структуру, прослеживающуюся в меридиональном направлении вдоль границы миегеосинклинальной и эвгеосинклинальной зон Урала. В пределах Южного Урала антиклинорий Уралтау имеет протяженность более 400 км при ширине 15—35 км. В плане он представляет собой узкую, выклинивающуюся на север и на юг полосу, полого изогнутую в виде дуги, обращенной выпуклостью на запад.

В ядре антиклинория обнажаются глубоко метаморфизованные осадочные и вулканогенные породы верхнего и среднего рифея, интенсивно смятые в складки и нарушенные многочисленными разрывами. Крылья структуры сложены ниже- и среднепалеозойскими осадочными породами, относительно слабо затронутыми процессами метаморфизма.

Краткие сведения о стратиграфии

Породы, слагающие хр. Уралтау на Южном Урале, изучались многими исследователями: Д. В. Наливкиным (1926), Л. С. Либровичем (1932), Р. Э. Квятковским (1933), Н. Н. Дингельштедтом (1933), В. Н. Павлиновым (1937), В. С. Коптевым-Дворниковым (1940), Е. В. Воиновой, Г. И. Кириченко и др. (1941), Д. Г. Ожигановым (1941, 1955, 1957), М. И. Гаранем (1955), А. И. Ивановым (1956), С. С. Гороховым (1964), В. И. Ленных (1968), Д. Д. Криницким и В. М. Криницкой, А. В. Ключихиным, В. А. Романовым, П. Н. Михайловым и др.

В настоящее время в составе рифейских пород хр. Уралтау принято выделять две серии — максютовскую, относящуюся по возрасту к среднему рифею, и суванякскую, отвечающую верхнему рифею. Причем нижняя из них отличается более высокой степенью метаморфизма слагающих ее пород (Ожиганов, 1941; Горохов, 1964; Ленных, 1968). В нижней максютовской серии преобладают кварциты и сланцы мусковито-хлорито-кварцевые, графитисто-слюдистые и актинолито-хлорито-альбитовые, исходными неметаморфизованными образованиями для которых служили глинистые и песчано-глинистые сланцы и песчаники, а также основные эффузивы и их туфы. Общая видимая мощность серии 2500—3000 м.

В составе суванякской серии принимают участие хлорито-серицитовые, серицито-хлорито-кварцевые сланцы, кварцито-песчаники и в меньшей мере метаморфизованные эффузивы и их туфы. В нижней части разреза преобладают кварциты. Мощность суванякской серии достигает 3000 м.

В целом обе серии отвечают двум крупным циклам развития Уральской геосинклинали: «...как в максютовской, так и в суванякской сериях разрезы начинаются свитой кварцитов, переходящих вверху в кварцито-сланцевые толщи. Обе серии заканчиваются тонкопелитовыми осадками, а нижняя, максютовская, содержит линзы и прослои мраморизованных известняков» (Горохов, 1964, стр. 23).

В составе **максютовской серии** выделяются пять свит: галеевская, кайраклинская, юагузинская, карамалинская и уткальская.

Галеевскую свиту слагают плитчатые кварциты с редкими прослоями мусковито-хлорито-кварцевых сланцев. Видимая мощность свиты 150 м. Взаимоотношения ее с подстилающими породами не видны.

Кайраклинская свита в нижней части (150—200 м) представлена графитистыми и слюдистыми кварцитами, актинолито-хлорито-альбитовыми и слюдяно-гранато-кварцевыми сланцами с прослоями и линзами мраморизованных известняков. В средней части свиты (около 300 м) преобладают зеленые сланцы с подчиненными прослоями графи-

тистых кварцитов и мусковито-кварцевых сланцев. Верхнюю часть свиты (до 100 м) вновь слагают графитистые и слюдистые кварциты и графито-слюдяно-кварцевые сланцы, аналогичные развитым в основании свиты.

Юмагузинская свита представлена мусковито-кварцевыми, хлорито-мусковито-кварцевыми сланцами и плитчатыми кварцитами иногда с гранатом и глаукофаном. Мощность до 400 м.

Карамалинская свита в нижней части (до 250 м) состоит из мусковито-хлорито-кварцевых, мусковито-кварцевых и графитистых сланцев и кварцитов. Средняя часть (до 500 м) сложена зелеными сланцами с пачкой графитистых кварцитов, мусковито-кварцевых и графитистых сланцев. Верхняя часть свиты (150 м) представлена кварцитами, графитистыми кварцитами, мусковито-кварцевыми, мусковито-альбито-кварцевыми и графитистыми сланцами с линзами мраморизованных известняков.

Стратиграфическое расчленение вышележащих отложений приводим по данным А. В. Ключихина, В. А. Романова и др. (1969).

Суванякская серия делится на две свиты: кандебильскую и белекейскую.

Кандебильская свита сложена светлыми, реже темными слюдистыми кварцитами и кварцито-песчаниками с редкими прослоями кварцитовых и серицито-кварцевых сланцев. Мощность от 250 до 600 м.

Белекейская свита представлена переслаиванием серых и синевато-серых серицито-хлорито-кварцевых сланцев и светлых плитчатых кварцитов. Местами прослой кварцитов отсутствуют и мощные пачки представлены желтовато-зелеными и темными серицито-хлорито-кварцевыми сланцами. Мощность до 300 м.

В вышележащих породах выделяются мазаринская и арвякская свиты, являющиеся разновозрастными, но фациально различными образованиями.

Мазаринская свита сложена зелеными и зеленовато-серыми полевошпат-слюдяно-кварцевыми, слюдяно-хлорит-полевошпатовыми, слюдяно-хлорит-кварцевыми и хлорит-кварцевыми сланцами с редкими прослоями светлых слюдистых кварцитов и конгломератов, иногда с пластовыми телами темно-зеленых амфиболитов. Мощность до 800 м.

Арвякская свита представлена серыми серицито-кварцевыми, хлорит-серицито-кварцевыми и глинисто-песчаными сланцами с прослоями и пачками кварцито-песчаников и конгломератов. Мощность до 700 м.

В Тирлянском районе выше арвякской свиты располагаются породы ашинской серии венда, выделенные здесь под названием аршинской свиты. Свита сложена серицито-хлоритовыми сланцами, филлитами, гравелитами и тиллитоподобными конгломератами. Видимая мощность до 500 м.

Присутствие в разрезе среднего и верхнего рифея хр. Уралтау, с одной стороны, вулканитов, а с другой — мощных толщ кварцевых песчаников свидетельствует о том, что формирование этих пород происходило на океанической коре, но в непосредственной близости от континента, в полосе стыка этих структур, вблизи зоны Беньофа. Приуроченностью к этой тектонически подвижной зоне, очевидно, объясняется и глубокий динамометаморфизм рифейских и вендских пород.

На размытой поверхности вендских и рифейских образований залегают палеозойские отложения, разрез которых начинается породами верхнего ордовика, выделенными здесь Д. Г. Ожигановым в **уразинскую свиту**. Свита прослеживается в виде узкой прерывистой полосы вдоль западного склона хребта Уралтау на расстоянии более 100 км. В ряде разрезов устанавливается их залегание с резким несогласием на различных свитах верхнего рифея (Ожиганов,

1941; Ключихин, 1960). Отложения ордовика представлены чередованием кварцевых песчаников и мягких филлито-глинистых сланцев. Песчаники светлые, кварцевые от мелко до грубозернистых, прослоями переходящие в графийные разности. Среди крепкоцементированных, толстослоистых песчаников встречаются пласты рыхлых ожелезненных разностей, содержащих многочисленные отпечатки и стебельки криноидей, обрывки коралловой ткани и плохо сохранившиеся ядра брахиопод. С. С. Гороховым в 1960 г. в песчаниках нижней части разреза была найдена мшанка из отряда *Cryptostomata*, характерная, по заключению В. П. Нехорошева, для верхнего ордовика. Мощность ордовикских пород до 200 м.

Силурийские отложения, залегающие выше уразинской свиты, представлены пачкой кремнистых и глинистых сланцев, выделенных Д. Г. Ожигановым в **бетринскую свиту**. Ее слагают черные углисто-глинистые, глинисто-углисто-кремнистые, кремнистые и глинистые сланцы, с тонкими прослоями кварцевых алевролитов и песчаников. В породах свиты А. В. Ключихиным (1960) были обнаружены граптолиты венлокского яруса. Мощность силурийских отложений до 300 м.

Нормальный стратиграфический разрез западного крыла антиклинория Уралтау силурийскими отложениями заканчивается. К западу от полосы бетринской свиты здесь располагается широкое поле распространения отложений зилаирской серии верхнего девона — низов нижнего карбона, с которыми породы силура контактируют тектонически.

Из описания стратиграфии палеозойских отложений западного склона хр. Уралтау видно, что литологический состав, мощность и стратиграфическая полнота ордовикских отложений обнаруживают большое сходство с таковыми Башкирского антиклинория. Единство фациальных обстановок, возникшее в ордовикское время в пределах названных структур, вероятно, объясняется их тектоническим сближением. О том, что в доордовикскую эпоху зона Уралтау испытала горизонтальные перемещения, свидетельствует интенсивная дислоцированность и глубокий метаморфизм рифейских пород этой зоны. Силурийские отложения отличаются от одновозрастных образований смежных к западу фациальных зон тем, что здесь в их составе появляются кремнистые сланцы, широко распространенные на восточном склоне Урала.

Особенности структуры

Почти на всем протяжении в пределах Южного Урала зона Уралтау состоит из двух тектонических пластин, надвинутых одна на другую с востока. Западная из них сложена породами суванякского, а восточная — максютовского комплексов. Существование на границе этих комплексов тектонического нарушения устанавливается непосредственным картированием в поле. В доказательство тектонического характера этого контакта В. И. Ленных приводит следующие данные: «...к зоне контакта приурочена цепочка основных и ультраосновных интрузий, на контакте наблюдается резкий скачок в степени метаморфизма, и, наконец, в некоторых участках под острым углом к контакту подходят различные свиты не только нижнего, но и верхнего комплекса хр. Уралтау» (Ленных, 1968, стр. 13).

Породы, слагающие зону Уралтау, повсеместно интенсивно дислоцированы. Метаморфические образования суванякского комплекса смяты в линейные складки, длиной до 20—30 км и шириной 2—3 км, осложненные мелкой складчатостью. Они обычно опрокинуты к оси антиклинория, образуя своеобразный веер, направленный вершиной вверх. Преобладают узкие линейные изоклинальные складки, шириной от долей метра до первых сотен метров и высотой до 20—50 м. В сланцевых толщах широко распространен кливаж, параллельный осевым поверхностям

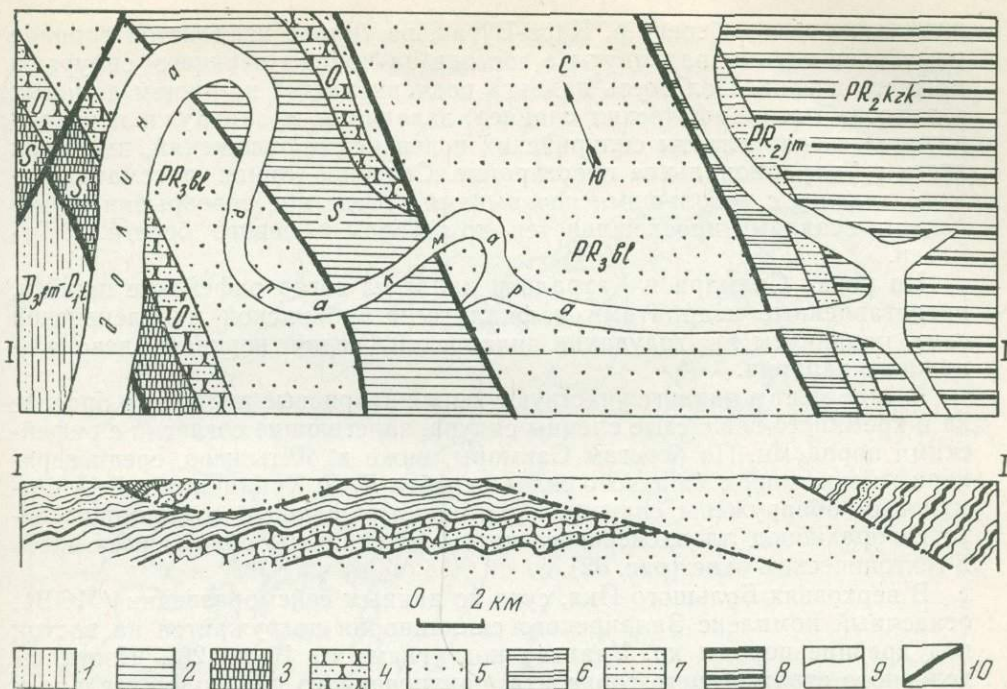


Рис. 62. Геологическая карта участка широтного течения р. Сакмара в районе д. Янтышево (по данным Д. Д. Криницкого, В. А. Романова и автора) и разрез по линии I—I

- | | |
|--|--|
| <p>1 — фаменский ярус верхнего девона — низы нижнего карбона, зилайская серия: граувакковые песчаники, алевролиты, аргиллиты;</p> <p>2 — 3 — силурийские отложения (2 — поднадвига: глинистые сланцы;</p> <p>3 — аллохтона: кремнистые сланцы бетринской свиты);</p> <p>4 — средний и верхний ордовик: кварцевые песчаники;</p> <p>5 — верхний рифей, белекейская свита: кварциты;</p> | <p>6 — 8 — средний рифей (6 — карамалинская свита: мусковито-хлорито-кварцевые и графитистые сланцы, пачки кварцитов;</p> <p>7 — юмагузинская свита: хлорито-мусковито-кварцевые сланцы и кварциты;</p> <p>8 — кайраклинская свита: графитистые и слюдястые кварциты и актинолито-хлорито-альбитовые сланцы);</p> <p>9 — геологические границы;</p> <p>10 — тектонические контакты</p> |
|--|--|

складок, переходящий в монолитных кварцитах в радиальную трещиноватость.

Для максютовского комплекса характерны относительно крупные брахискладки, осложненные интенсивной мелкой складчатостью, простирание которой согласно оси антиклинория. Форма мелких складок весьма разнообразна, но преобладают клиновидные и изоклинальные складки, так же как и в суваянской серии, опрокинутые в сторону шарнира антиклинория. Все породы интенсивно раскливажированы, а кварцитовые прослой будинированы. Причем мощные пачки кварцитов образуют более простые формы складок, чем сланцевые толщи, поэтому местами более древние образования максютовской серии оказываются смятыми менее сложно, чем породы вышележащей суваянской серии. Особенно интенсивная дисгармоничная складчатость возникает в ритмично переслаивающихся сланцах, различных по своей стойкости и механическим воздействиям. Густая сеть разрывных нарушений разбивает поле развития рифейских образований на многочисленные надвинутые друг на друга мелкие чешуи.

Крупный пологий надвиг вдоль западного склона хр. Уралтау во многих местах проявляется весьма отчетливо. В самой южной части

хребта, на левом берегу р. Кара-Бутак, по сильно извилистой границе рифейские сланцы надвинуты с востока на породы верхнего силура и нижнего девона. Пологость надвига подчеркивается наличием длинных «заливов» метаморфических сланцев, заходящих к западу и перекрывающих сверху пласты силурийских и девонских отложений, имеющих здесь субмеридиональное простирание. Севернее линия рассматриваемого надвига с небольшими перерывами вследствие перекрытия ее меловыми осадками прослеживается до р. Урал и левого берега р. Губерли.

На реках Сакмара и Катрала и далее на север рифейские породы, представленные кварцитами и филлитами акбийской и белекейской свит, надвинуты на граувакки зилаирской серии верхнего девона — нижнего карбона.

В ряде мест в надвиге участвуют также кварцевые песчаники ордовика и кремнисто-глинистые сланцы силура, залегающие согласно с рифейскими породами. По берегам Сакмары, ниже д. Янтышево, среди верхнерифейских пород западного склона хребта Д. Д. Криничким и В. А. Романовым обнаружены силурийские глинистые сланцы, содержащие остатки брахиопод лландоверского яруса. Эти породы обнажаются здесь в тектоническом окне (рис. 62).

В верховьях Большого Ика, судя по данным сейсморазведки (МОВ), осадочный комплекс Зилаирского синклинория погружается на восток под древние породы хр. Уралтау под углами от 10 до 20°. Изогипсы условного отражающего горизонта, приуроченного предположительно к низам зилаирской серии, погружаются с запада на восток от абсолютной глубины от 2000 до 6000 м.

В районе г. Белорецка отчетливо видно надвигание с востока слюдяно-кварцевых сланцев арвьякской свиты верхов рифея на различные горизонты силура и девона со срезанием их простирания почти под прямым углом. Пологий надвиг пород зоны Уралтау на рифейские образования Башкирского антиклинория отчетливо устанавливается между г. Белорецком и с. Кирябинским. Здесь, в древних свитах восточного крыла Башкирского антиклинория, прослеживается обширная синклиналь, выделенная А. А. Ивановым (1956) под названием Верхнебельской. Синклиналь слагают смятые в складки и нарушенные многочисленными разрывами породы среднего и верхнего рифея — от зигазино-комаровской до миньярской свит.

В ядре описываемой синклинали сохранился от размыва крупный аллохтонный покров метаморфических образований зоны Уралтау (рис. 63). Строение покрова, который в дальнейшем будем называть Верхнебельским, в последние годы детально изучалось В. И. Козловым (1972), по материалам которого приводим его описание.

В аллохтоне здесь находятся метаморфические породы мазаринской, арвьякской и аршинской свит, образующие пологий синклинальный прогиб, согласующийся со структурой пород постели. Они смяты в серию мелких складок субмеридионального простирания и раздроблены многочисленными разрывами. Причем наиболее интенсивно дислоцированной является западная прифронтальная полоса покрова, где наблюдаются сильно перемятые кварцито-песчаниково-сланцевые породы, собранные в многочисленные мелкие складки.

Средняя часть Верхнебельского покрова, сложенная палеозойскими породами (от среднего ордовика до фаменского яруса) известна под названием Тирлянской мульды. Породы ордовика здесь стратиграфически подстилаются аршинской свитой венда. Палеозойский прогиб имеет длину 25 км и ширину до 10 км. Ось его простирается на северо-восток под углом 32°. Западное крыло является более пологим, здесь слои падают под углами от 10 до 30—40°, в то время как на восточном крыле углы падения слоев обычно составляют 60—70°.

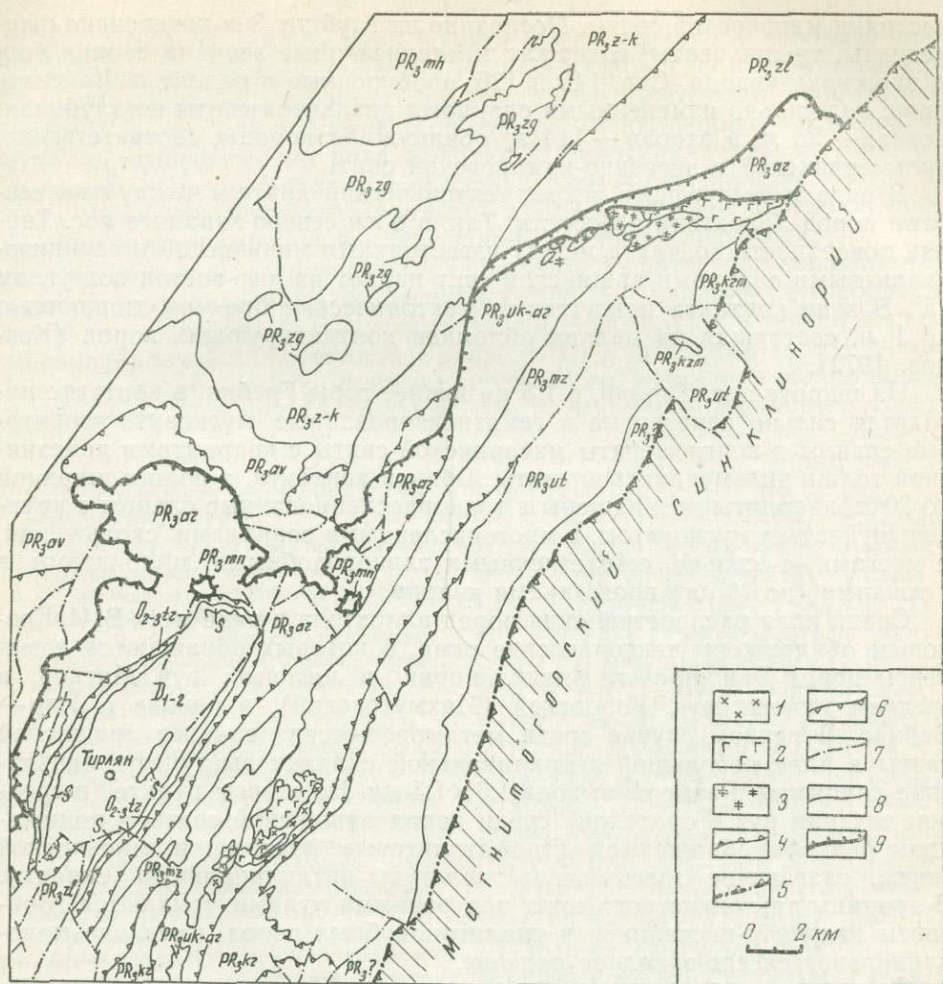


Рис. 63. Геологическая карта района Тирлянской мульды (по В. И. Козлову с небольшими дополнениями автора)

- | | | |
|-----------------------------|---|--------------------------------|
| 1 — граниты; | 5 — граница между эв- и мио-геосинклинальными зонами Урала; | 7 — надвиги; |
| 2 — габбро-диабазы; | | 8 — стратиграфические границы; |
| 3 — серпентиниты; | | 9 — границы шарьяжных пластин |
| 4 — тектонические контакты; | 6 — угловые несогласия; | |

Сильно извилистая западная граница Верхнебельского покрова с наличием тектонических окон и полуокон свидетельствует о пологости его подошвы. Это подтверждается и данными бурения картировочных скважин, полностью перебуривших породы аллохтона на глубинах от нескольких десятков до 150 м. Так, скв. 155, расположенная в 12 км севернее пос. Тирлян, в 3,6 км восточнее ст. Рудник, под существенно метаморфизованными алевритами и песчаниками аршинской свиты на глубине 32 м вскрыла известняки и доломиты миньярской свиты. В зоне контакта известняки пloyчатые, сильно трещиноватые, интенсивно гематитизированные с чешуйчатыми промазками филлитов. Скв. 45 и 46, пробуренные на восточном склоне хр. Большой Баштур, на глубине около 50 м под аршинскими вулканитами также вошли в известняки миньярской свиты.

Скв. 190, расположенная в 6 км северо-западнее пос. Тирлян, под сильно раздробленными и гематитизированными серицито-кварцевыми сланцами аршинской свиты на глубине 26,5 м вскрыла темно-серые из-

вестняки миньярской свиты. Последние на глубину 3 м интенсивно ожелезнены, трещиноваты, содержат многочисленные зеркала скольжения и прожилки кварца. Скв. 146 и 126, пробуренные в районе д. Байсакалово, под сильно измененными сланцами арвякской свиты на глубинах: первая — 25 м, а вторая — 114 м, обнаружили породы, соответственно, зильмердакской и зигазино-комаровской свит.

В ряде мест шурфами вскрыт тектонический контакт между комплексами пород аллохтона и постели. Так, в 8 км северо-западнее пос. Тирлян поверхность контакта между известняками миньярской и серицито-кварцевыми сланцами аршинской свит падает на юго-восток под углом 45°. В зоне контакта присутствует тектоническая брекчия, мощностью до 1 м, состоящая из мелких обломков контактирующих пород (Козлов, 1972).

На широте пос. Тирлян, в 1,5 км южнее горы Гребни, в контакте находятся сильно перетертые и гематитизированные мусковито-хлоритовые сланцы и конгломераты мазаринской свиты с кварцитами лемезинской толщи зильмердакской свиты. Вблизи контакта, в полосе шириной до 30 м, кварциты превращены в тонкорассланцованные сланцы с крупночешуйчатым мусковитом, с многочисленными зеркалами скольжения, а местами с сильно ожелезненными глиноподобными милонитами и с тонкими (до 10 см) прожилками кварца.

Среди поля распространения пород аллохтона в ряде мест В. И. Козловым обнаружены тектонические окна, в которых обнажаются комплексы пород Башкирского антиклинория: в низовьях руч. Мясной, в среднем течении руч. Городской (Махмутовский), в районе г. Улу — Байнас. В первом случае среди метаморфических сланцев аршинской свиты в ядре небольшой антиклинальной складки выступают миньярские доломиты. Размеры выхода 1,5×1,5 км. Во втором пункте (в среднем течении руч. Городской) среди пород аршинской свиты в понижениях рельефа обнажаются строматолитовые известняки миньярской свиты, слагающие здесь очень пологую антиклинальную складку. В границы тектонического окна под разными углами утыкаются горизонты кварцито-песчаников и тиллитоподобных пород, имеющие моноклинальное северо-западное падение.

Структура пород аллохтона и постели резко отличается и в других местах, что особенно четко видно вдоль линии тектонического контакта. Например, севернее руч. Кужа-Байда до д. Байсакалово синклиналь в рифейских толщах Башкирского антиклинория вдоль линии надвига приходит в соприкосновение с моноклиналью Верхнебельского покрова.

Небольшие, опрокинутые на северо-запад линейные складки, развитые в породах аллохтона (Байдаркинская, Гребнинская, Талменевская и др.), по простиранию, вдоль линии надвига контактируют с моноклинально падающими доломитами миньярской свиты.

Наличие тектонических окон и полуокон позволяет подсчитать минимальную амплитуду горизонтального перемещения пород зоны шарьяжа Урала, которая составляет не менее 15 км. Учитывая же резкое различие в составе, строении и мощности рифейских и палеозойских образований, слагающих зону Уралтау и смежные к западу структуры Урала, следует признать, что амплитуда Верхнебельского шарьяжа во много раз превышает указанную цифру.

Приведенное описание структуры зоны Уралтау показывает, что в целом она представляет собой сложно построенную шарьяжную массу, надвинутую с востока на палеозойские и рифейские осадочные породы западного склона Урала. Как увидим в дальнейшем, она, в свою очередь, тектонически перекрыта с востока эвгеосинклинальными образованиями Главного Уральского шарьяжа.

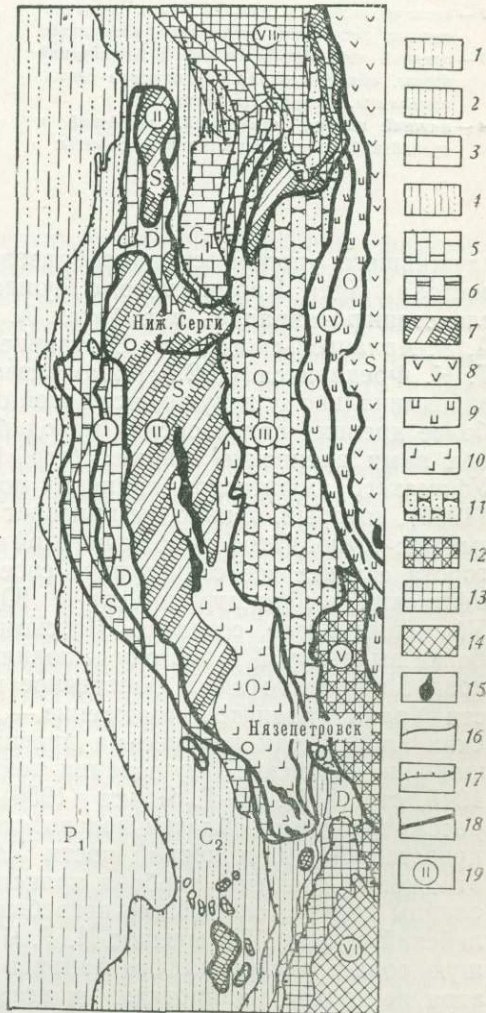
УФИМСКИЙ АМФИТЕАТР

Уфимским амфитеатром называют часть западного склона Урала, расположенную между широтами г. Кусы на юге и пос. Староуткинского на р. Чусовой — на севере (Смирнов, 1956). Восточным обрамлением амфитеатра на юге является Башкирский антиклинорий, в средней части — метаморфический пояс Уралтау и эвгеосинклинальная зона, а в северной — Средне-Уральское (Кваркушское) поднятие (рис. 64). С запада Уфимский амфитеатр граничит с Предуральским прогибом, получившим здесь наименование Юрюзано-Сылвенской депрессии.

Своеобразной особенностью Уфимского амфитеатра, хорошо отраженной на всех сводных геологических картах, является дугообразный изгиб его структуры к востоку, резко выделяющийся в общей системе меридиональной складчатости Урала. А. П. Карпинский (1883) считал, что этот изгиб вызван наличием подземного выступа докембрийского фундамента Русской платформы, так называемого Уфимского горста,

Рис. 64. Схематическая геологическая карта Уфимского амфитеатра

- 1 — нижняя пермь: аргиллиты, полимиктовые песчаники, прослой известняков;
- 2 — средний карбон: песчаники и аргиллиты с прослоями известняков;
- 3 — нижний карбон: известняки и доломиты;
- 4 — верхний девон — нижний карбон, зилайрская серия: граувакковые песчаники, аргиллиты, алевролиты;
- 5 — девон: известняки, доломиты;
- 6 — силур Нижне-Сергинского шарьяжа: известняки, кварцевые песчаники;
- 7 — силур Нязепетровского шарьяжа: сланцы кремнистые, глинистые, углисто-глинистые, песчаники, туфопесчаники, туфы;
- 8 — силур Тагильско-Магнитогорской зоны: габбро-диабазы, габбро-диориты, амфиболиты, сланцы филлитовые, углисто-кварцитовые, слюдястые, графитисто-углистые;
- 9 — ордовик Ревдинского шарьяжа: базальтовые порфириды, апогаббровые амфиболиты;
- 10 — ордовик Нязепетровского шарьяжа: туфы, туфопесчаники, песчаники, филлитовые сланцы, местами базальтовые порфириды;
- 11 — ордовик Бардымского шарьяжа: кварцито-песчаники, конгломераты, сланцы, филлитовые, углисто-глинисто-кремнистые, зеленые сланцы, туфопесчаники, липаритовые порфириды и их туфы;
- 12 — венд и верхний рифей Уфалейского шарьяжа: сланцы альбито-актинолитовые, альбито-хлоритовые, альбито-кварцевые, амфиболовые, гнейсы и гранитогнейсы;
- 13 — верхний протерозой Башкирского и Средне-Уральского антиклинориев: песчаники кварцевые и кварцито-полевошпатовые, конгломераты, сланцы углистые, филлитовые, доломиты, известняки;
- 14 — архей — нижний протерозой Тараташского массива: гнейсы биотитовые, гранато-биотитовые, очковые, мигматиты, железистые кварциты;
- 15 — гипербазиты;
- 16 — геологические границы;
- 17 — линии надвигов;
- 18 — границы шарьяжных пластин;
- 19 — шарьяжные пластины;
- I — Нижне-Сергинский,
- II — Нязепетровский,
- III — Бардымский,
- IV — Ревдинский,
- V — Уфалейский;
- антиклинорий;
- VI — Башкирский;
- VII — Средне-Уральский



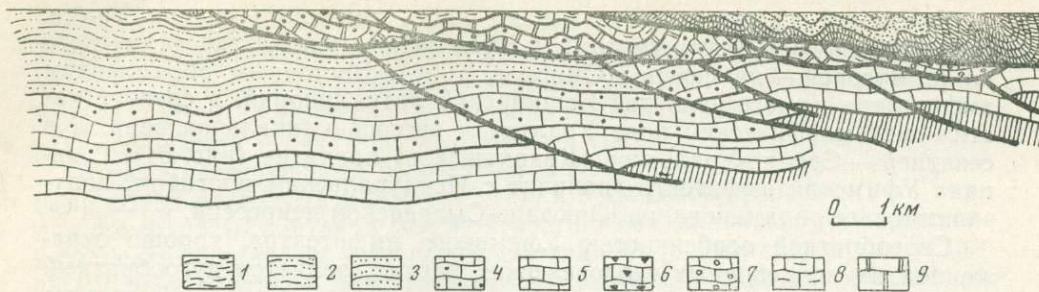


Рис. 65. Схематический геологический разрез через Уфимский амфитеатр на широте пос. Шиняхи

- | | |
|--|---|
| 1 — нижняя пермь, ассельский и сакмарский ярусы нерасчлененные: аргиллиты, алевролиты, песчаники; | 5 — верхний и средний девон платформенной фации: слонстые известняки и доломиты, пачки песчаников и аргиллитов; |
| 2 — верхний карбон и нижняя пермь нерасчлененные: песчаники, алевролиты, аргиллиты; | 6 — средний девон, эйфельский ярус, вязовские слои: известняки с остракодами; |
| 3 — средний карбон, московский и башкирский ярусы, абдрезяковская и ураимская свиты: аргиллиты, алевролиты, песчаники; | 7 — средний девон, эйфельский ярус: рифогенные известняки; |
| 4 — нижний карбон, наюрский, визейский и турнейский ярусы: известняки, доломиты; | 8 — нижний девон, кобленцкий ярус: светлые рифогенные известняки; |
| | 9 — нижний девон, жединский ярус: светлые рифогенные известняки; |

служившего упором складкообразовательным движениям, шедшим с востока. Идея Карпинского о существовании Уфимского горста впоследствии развивалась в работах А. Н. Заварицкого, Е. А. Кузнецова, А. Д. Архангельского и др. В отличие от этих представлений, по мнению Г. Н. Фредерикса (1927): «...амфитеатр обязан своим происхождением антиклинальному вздутию всей этой области, на котором все покровы из более древних палеозойских пород были смыты и обнажены лежащие под ними артинские осадки» (стр. 15). О существовании в области Уфимского амфитеатра крупного поднятия говорит и Н. С. Шатский (1945), который, однако, не признает развитие здесь шарьяжей. Он указывает: «...поднятое положение этой части Урала, а не упор Уфимского горста создает все структурное своеобразие этого района» (стр. 118). Уфимский амфитеатр вместе с Юрюзано-Сылвенской депрессией и Уфимским плато, согласно Шатскому, располагаются в пределах наиболее выдвинутой к востоку и поднятой части Волго-Уральского свода, представляющего здесь поперечное к Уралу поднятие. «Эти особенности Урала (поднятое положение, — М. К.) плохо видно на геологических картах, так как весьма древние, по-видимому, докембрийские и нижнепалеозойские образования покрыты здесь знаком S_1 » (Шатский, 1945, стр. 117). Н. Г. Чочиа (1950) также отмечает существование в рассматриваемой области додевонской погребенной структуры. По его представлениям, в южной части Уфимского амфитеатра терригенные отложения среднего карбона трансгрессивно налегают на кремнистые сланцы силура, слагающие погребенный хребет или кордильеру (Уфалейский остров). По мнению Н. Г. Чочиа: «...этот хребет играл важнейшую роль в распределении фаций в средней части Уфимского амфитеатра не только на протяжении всего девона, но и в каменноугольное время. Центральная, наиболее высокая его часть за всю послесилурийскую геологическую историю, по-видимому, вообще ни разу не покрывалась целиком морскими осадками. В настоящее время этот массив в виде нескольких изолированных пятен выступает среди каменноугольных отложений» (Чочиа, 1950, стр. 53).



0 1 км



- | | |
|--|--|
| 10 — верхний силур, лудловский ярус: рифогенные известняки; | 15 — нижний ордовик, тельпосская свита: кварцитовидные песчаники, конгломераты, филлиты; |
| 11 — додевонские отложения: аргиллиты, алевролиты, песчаники; | 16 — верхний рифей: амфиболиты, слюдястые кварциты, амфиболовые и биотитовые гнейсы; |
| 12 — нижний силур, лландоверский ярус: кварцевые песчаники; | 17 — геологические границы; |
| 13 — нижний силур, лландоверский ярус: кремнистые сланцы, фтаниты; | 18 — тектонические контакты |
| 14 — средний и верхний ордовик: вулканогенная толща; | |

Указанные представления об антиклинальном строении Уфимского амфитеатра нашли отражение и на последних сводных геологических картах Урала, где показано трансгрессивное налегание верхнепалеозойских образований на породы силура и нижнего девона.

Однако исследованиями последних лет такое мнение не подтвердилось (Камалетдинов, 1962, 1965, 1971). Оказалось, что породы силура и девона здесь обнажаются не в ядрах антиклинальных структур, а слагают останцы тектонических покровов, располагающиеся на поверхности среднекаменноугольных осадков. Геологическими съемками и глубоким бурением, проведенными в последние годы, выяснено, что Уфимский амфитеатр связан общностью фаций и мощностей рифейских и палеозойских отложений с Башкирским и Средне-Уральским антиклинориями, а также с Юрюзано-Сылвенской впадиной¹. Установлено, что в пределах Уфимского амфитеатра подошва палеозойских отложений погружается на значительную глубину. Скв. 18 «Апутово», расположенная в западной части амфитеатра, вскрыла ашинскую серию на абсолютной отметке —3446, а скв. 21 «Турсакал», пробуренная восточнее, при отметке забоя —3655 м, не вышла из верхнедевонских отложений. Следовательно, Уфимский амфитеатр представляет собой не поднятие, как предполагалось раньше, а крупный прогиб, разделяющий Башкирский и Средне-Уральский антиклинории западного склона Урала. В западном направлении рассматриваемый прогиб, раскрываясь, переходит в Юрюзано-Сылвенскую впадину. Скважины, пробуренные в ее центральной части, показали, что породы ашинской (бавлинской) серии здесь располагаются примерно на тех же абсолютных глубинах, что и в западной части Уфимского амфитеатра.

Центральная, наиболее погруженная зона амфитеатра, скрыта под мощными пакетами шарьяжей, сложенных породами верхнего докембрия, нижнего и среднего палеозоя (рис. 65). Аллохтонный комплекс резко отличается от пород постели как по фациальному составу и строению,

¹ Стратиграфия пород, слагающих Уфимский амфитеатр, подробно описана в работах Г. А. Смирнова (1949, 1956).

так по характеру и степени дислоцированности. Широкое развитие покровных структур значительно усложняет картину геологического строения Уфимского амфитеатра.

Ниже для удобства изложения вначале мы кратко рассмотрим строение пород постели Уфимского амфитеатра, а затем уже охарактеризуем строение крупных шарьяжей, осложняющих его центральную зону.

СТРУКТУРА ПОРОД ПОСТЕЛИ

Строение этих отложений доступно наблюдению лишь в пределах юго-восточного и северо-восточного крыльев амфитеатра, где они выступают из-под шарьяжей центральной зоны.

В полосе палеозойских пород юго-восточного крыла Уфимского амфитеатра выделяются три надвинутые друг на друга с востока тектонические пластины. Западная из них на поверхности сложена нижнепермскими, центральная — каменноугольными, а восточная — силурийскими и девонскими отложениями (см. рис. 64).

С востока на эти породы надвинуты рифейские образования Башкирского антиклинория. Особенно четко надвиг древних свит картируется к северу от пос. Злоказово, где изучен нами в ряде разрезов. Так,

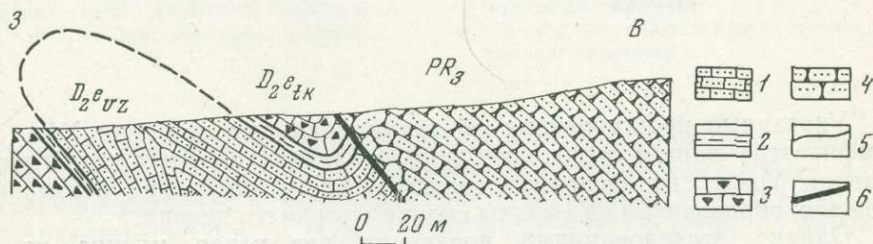


Рис. 66. Характер контакта палеозойских и протерозойских отложений у устья р. Мисса-Елга, в 1 км восточнее д. Вознесенки

- | | |
|---|---|
| 1 — известняки вязовских слоев эйфельского яруса среднего девона; | 4 — аркозовые песчаники зильмердакской свиты верхнего протерозоя; |
| 2 — глины ваяншинских слоев; | 5 — стратиграфические границы; |
| 3 — кварцевые песчаники такатинских слоев; | 6 — тектонический контакт |

у устья р. Мисса-Елга, в 1 км восточнее д. Вознесенка, аркозовые песчаники айской свиты нижнего рифея надвинуты с востока на вязовские слои эйфельского яруса (рис. 66), а несколько севернее, на левом берегу р. Ушат, доломиты саткинской свиты надвинуты на аргиллиты и песчаники ваяншинских слоев среднего девона. Далее на север надвиг рифейских пород на девонские отложения прослеживается до левого берега р. Уфы. По долине названной реки, по-видимому, проходит широтный сдвиг, севернее которого древние свиты Башкирского антиклинория более не выходят на дневную поверхность. На правом берегу р. Уфы, у устья р. Карсаклы (на простирании рифейских толщ) развиты среднедевонские отложения субплатформенного типа и залегающая выше песчано-сланцевая толща зилаирской серии верхнего девона.

В южном направлении надвиг вдоль границы докембрия и среднего палеозоя, достигает пос. Злоказово, где осложняется несколькими небольшими разрывами северо-западного простирания, разбивающими поле девонских и рифейских отложений на ряд мелких чешуёв. В некоторых из них можно наблюдать нормальные стратиграфические соотношения между доломитами саткинской свиты и глинистыми сланцами силура (рис. 67). Например, у восточной окраины пос. Злоказово, на левом берегу р. Большой Арши, саткинские доломиты образуют синклиналь, в ядре которой обнажаются глинистые сланцы большеаршин-

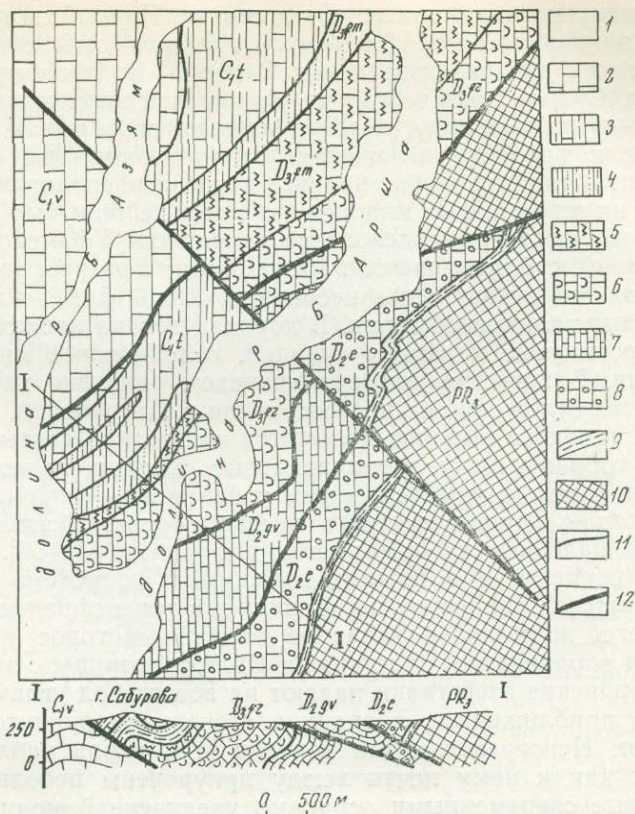


Рис. 67. Геологическая карта района поселка Злоказово и разрез по линии I—I

- | | |
|---|---|
| 1 — четвертичные отложения: суглинки, глинны, пески, галечники; | 6 — франкий ярус: известняки, прослои аргиллитов и песчаников; |
| 2 — нижний карбон, визейский ярус: известняки, внизу пачка песчано-глинистых пород (угленосная свита); | 7 — средний девон, живетский ярус: известняки с пачкой аркозовых песчаников в средней части (чусовские слои); |
| 3 — турнейский ярус, верхняя часть зилаирской серии: аргиллиты с прослоями песчаников и известняков; | 8 — эйфельский ярус: известняки; внизу кварцевые песчаники и аргиллиты; |
| 4 — нижняя часть фаменского яруса, низы зилаирской серии: аргиллиты, алевролиты, песчаники, редкие прослои известняков; | 9 — силур, большеаршинская свита: аргиллиты; |
| 5 — нижняя часть фаменского яруса: известняки; | 10 — нижний рифей, саткинская свита: доломиты; |
| | 11 — стратиграфические границы; |
| | 12 — тектонические контакты |

ской свиты силура, содержащие остатки спор мелких водорослей (см. рис. 60). Мощность сланцев составляет 33 м, выше залегают кварцевые песчаники такатинских слоев среднего девона. Следов тектонических нарушений на контактах разновозрастных толщ не обнаружено.

К югу от пос. Злоказово надвиг древних свит на палеозойские отложения прослеживается до Сулеймановской антиклинали. Породы силура в этом направлении стратиграфически выклиниваются и песчаники эйфельского яруса в разрезе р. Ай трансгрессивно налегают на породы миньярской свиты верхнего рифея.

Казалось бы, что надвиг древних свит на палеозойские отложения имеет очень небольшую амплитуду. Рифейские породы не контактируют с отложениями моложе среднего девона, а сам контакт в общем простирается прямолинейно и согласно с полосой девонских осадков, свидетельствуя о сравнительно кругом погружении его поверхности к востоку. Однако имеются два небольших участка, где древние свиты по-

лого надвинуты на породы верхнего девона. Первый из них расположен у северной окраины пос. Злоказово, где доломиты саткинской свиты налегают на франские известняки. Второй — по правому берегу р. Ай, выше пос. Сулея. Здесь доломиты миньярской свиты в виде языка заходят на 2—3 км к западу, последовательно перекрывая сверху среднедевонские и франские отложения. Эти тектонические останцы свидетельствуют о том, что фронт надвига некогда располагался значительно западнее их современных выходов, но в дальнейшем был размыт.

Как уже отмечалось, девонские отложения Уфимского амфитеатра представлены субплатформенными фациями; в разрезе здесь преобладают известняки и кварцевые песчаники, лишь фаменский ярус сложен граувакками зилаирской серии. В породах девона наблюдаются крутые, часто опрокинутые к западу складки, осложненные многочисленными разрывами. В качестве примера приведем описание характера складчатости этих отложений по р. Ушат, выше д. Аптряковой.

Здесь, западнее выходов доломитов саткинской свиты, вязовские известняки собраны в две антиклинальные складки, из которых восточная имеет симметричное строение, а западная — опрокинута к западу. Вышележащие породы среднего девона образуют опрокинутую моноклинал с падением слоев на восток под углами 45—67°. Опрокинутость слоев сохраняется и в нижних горизонтах франского яруса. Лишь в верхних пластах орловских песчаников и в верхнефранских известняках наблюдается нормальное западное падение, которое к западу вновь сменяется опрокинутым залеганием. Вблизи границы с зилаирскими породами франские известняки падают на восток под углами от 40 до 27°, причем с приближением к границе степень опрокинутости постепенно возрастает. Непосредственный контакт этих пород наблюдать не удалось, так как к нему почти всюду приурочены небольшие ложбины, заполненные современными осадками увеличенной мощности.

Зилаирские отложения Уфимского амфитеатра, как и на Южном Урале, дислоцированы интенсивнее подстилающих известняков. В них широким развитием пользуется мелкая дисгармоничная складчатость и плейчатость. Морфология складок отличается большим разнообразием: встречаются сжатые, остроугольные и опрокинутые к западу изоклиналные складки и наряду с ними — пологие с круглой формой замков. Складки обычно наклонены к западу, размеры их в поперечнике вибрируют в широких пределах — от нескольких до первых сотен метров. Встречаются площади, где пласты имеют опрокинутое к западу залегание, моноклинално падая к востоку под углами от 30—40 до 70—80°.

В зилаирских породах широко развит кливаж, отчетливо выраженный в аргиллитах и менее четко — в песчаниках. Плоскости кливажа обычно круто падают на восток параллельно осевым поверхностям складок.

Внутри полосы девонских отложений часто встречаются разрывные нарушения. Через южную окраину пос. Злоказово прослеживается небольшой правый сдвиг северо-западного простирания и ряд опережающих его надвигов, примыкающих с юга и с севера. Вдоль одного из них на левом берегу Большой Арши, южнее железнодорожного моста, горизонтально лежащие живетские известняки полого надвинуты на круто поставленные аргиллиты орловской свиты верхов франского яруса. Севернее, между деревнями Баджи и Аптряково, на расстоянии 14 км прослеживается надвиг субмеридионального простирания, вдоль которого кремнистые сланцы афонинских слоев живетского яруса надвинуты на франские известняки. У восточной окраины д. Аптряково под афонинскими слоями, слагающими восточное крыло этого надвига, бурением на глубине около 50 м вскрыты кыновские слои верхнего девона.

Заслуживают упоминания два небольших тектонических останца песчаников такатинской свиты среднего девона расположенные: первый — к юго-западу от ст. Злоказово на известняках фаменского яруса, второй — между деревнями Аптряково и Юсупово среди известняков верхнего франа. Эти останцы свидетельствуют о существовании здесь ранее более крупных покровных структур, ныне уничтоженных процессами денудации.

Скв. 26 «Ураим», пробуренная на левом берегу Ураима, показала существование на глубине двух надвигов, осложняющих девонские и каменноугольные отложения (рис. 68). Забурившись в известняках и доломитах визейского яруса нижнего карбона, эта скважина на глубине 1182 м под известняками франского возраста вновь вскрыла известняки среднего визе. Новое повторение разреза было установлено на глубине 2150 м, когда под породами верхнего франа в третий раз были вскрыты

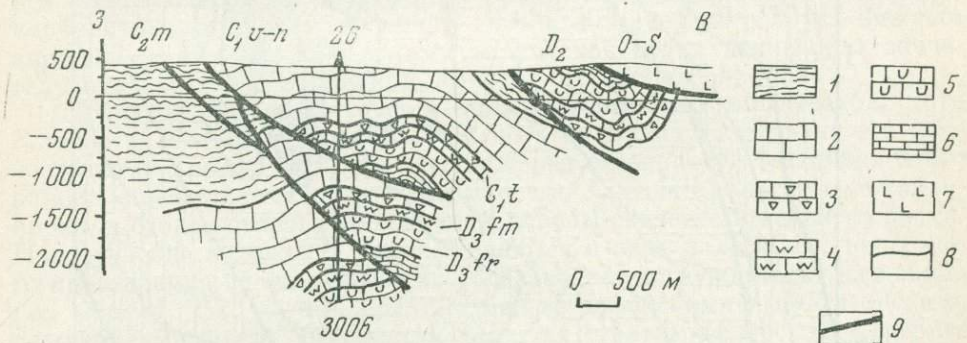


Рис. 68. Геологический разрез через Ураимскую структуру

- | | |
|--|--|
| 1 — средний карбон, московский ярус, сергинская свита: известняки, аргиллиты, песчаники; | 5 — франский ярус: известняки; |
| 2 — нижний карбон, визейский и намюрский ярусы: известняки, доломиты; | 6 — средний девон: известняки с прослоями песчаников; |
| 3 — турнейский ярус: известняки; | 7 — средний и верхний ордовик и силур: кремнистые и туфогенные сланцы, спилиты, диабазы, кератофиры; |
| 4 — верхний девон, фаменский ярус: известняки, доломиты; | 8 — стратиграфические границы; |
| | 9 — тектонические контакты |

визейские известняки. Скважина остановлена в породах верхнего девона на глубине 3006 м.

Другая скважина — 22 «Ургала», пробуренная на правом берегу р. Большой Аяз, южнее д. Матвеевки, установила в нижнекаменноугольных и верхнедевонских отложениях пять надвиговых нарушений (рис. 69). Скважина забурилась в известняках визейского яруса и на глубине 1280 м под доломитами франского яруса снова вошла в визейские известняки. Ниже, на глубине 2327 м, было обнаружено новое нарушение, где под франскими известняками были вскрыты тульские слои среднего визе. Повторение разреза установлено на глубинах 2633, 2656 и 2858 м. В первых двух случаях под фаменскими доломитами и известняками зафиксированы известняки тульского возраста, а в третьем — под породами фамена — известняки турнейского яруса. Забой скважины остановлен на глубине 3005 м в карбонатных породах верхней части франского яруса.

Следует отметить, что интенсивность дислоцированности девонских отложений значительно возрастает в восточном направлении. Так, на правом берегу р. Уфы, у устья руч. Карсаклы, поле девонских пород раздроблено многочисленными разрывами различных простираний на мелкие блоки, перемещенные относительно друг друга, на десятки и сотни метров. И напротив, скв. 21, 20, 18 и 19, пробуренные в западной

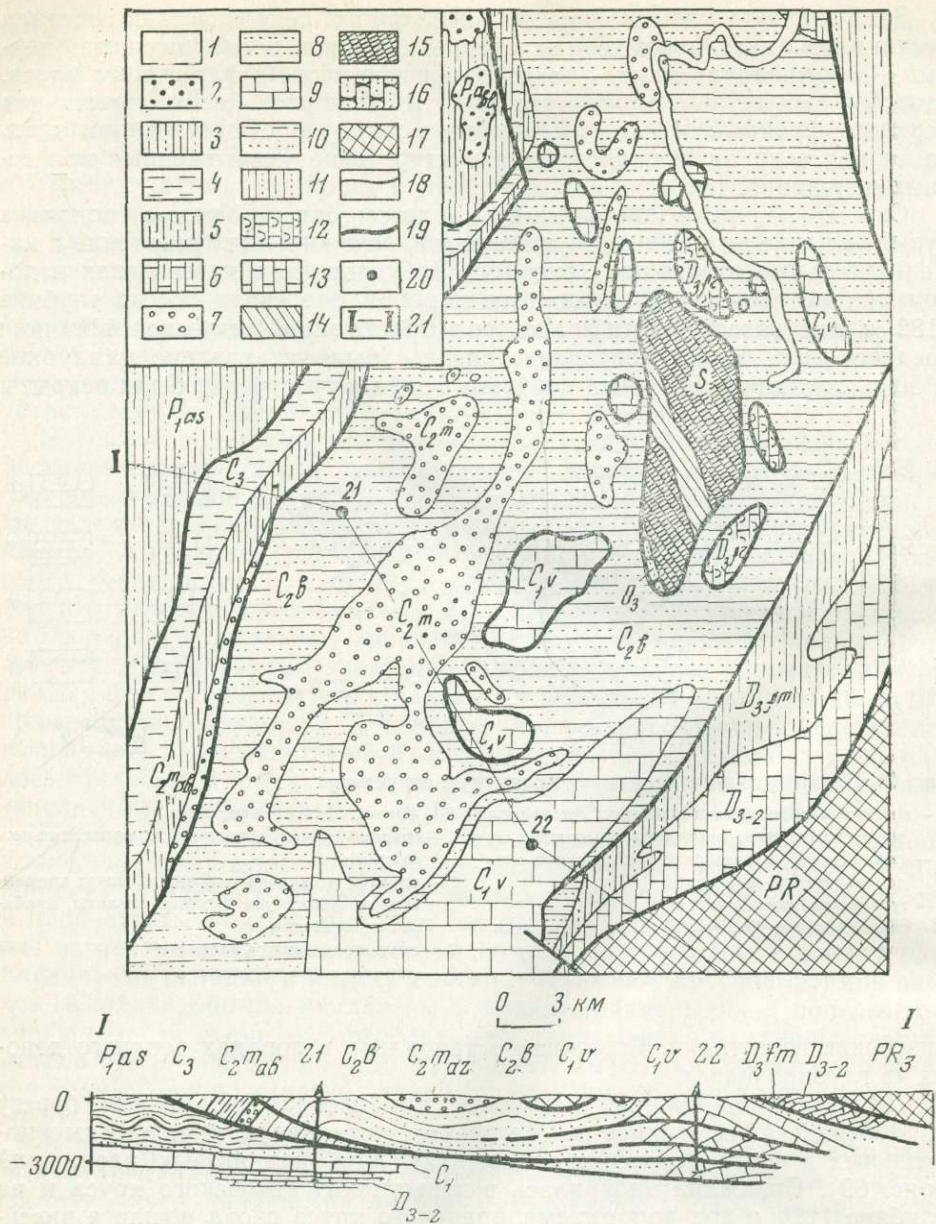


Рис. 69. Схематическая геологическая карта междуречья Ураима и Ургалы и разрез по линии I—I

- | | |
|---|--|
| <p>1 — четвертичные отложения: глины, пески, галечники;</p> <p>2 — 3 — нижняя пермь (2 — артинский ярус, белокатайская свита: песчаники, конгломераты);</p> <p>3 — ассельский ярус: аргиллиты, песчаники, алевролиты);</p> <p>4 — верхний карбон: песчаники, алевролиты, аргиллиты;</p> <p>5 — 8 — средний карбон (5 — московский ярус, абдрезяковская свита: аргиллиты, алевролиты);</p> <p>6 — московский ярус, сергинская свита: полимиктовые песчаники, аргиллиты;</p> <p>7 — московский ярус: азияская свита: конгломераты, гравелиты, прослойки песчаников;</p> <p>8 — башкирский ярус, ураимская свита: песчаники, аргиллиты, прослойки конгломератов);</p> <p>9 — нижний карбон, визейский ярус: рифогенные известняки;</p> | <p>10 — нижний карбон, турнейский ярус (верхняя часть зилаирской серии): аргиллиты, алевролиты;</p> <p>11 — верхний девон, фаменский ярус, зилаирская серия: аргиллиты, алевролиты, песчаники;</p> <p>12 — верхний девон, франский ярус: серые, слоистые известняки;</p> <p>13 — верхний и средний девон нерасчлененные: известняки;</p> <p>14, 15 — нижний силур, лландоверский ярус, ургалинская свита (14 — глинистые сланцы; 15 — кремнистые сланцы);</p> <p>16 — верхний ордовик, карадокский ярус: кварцевые известковистые песчаники;</p> <p>17 — верхний протерозой: песчаники кварцевые и кварцито-полевешчатые, сланцы глинистые, филлитовые;</p> <p>18 — геологические границы;</p> <p>19 — тектонические контакты;</p> <p>20 — скважины;</p> <p>21 — линия профиля</p> |
|---|--|

части Уфимского амфитеатра, показали относительно спокойное залегание здесь девонских отложений (рис. 70).

К северу от пос. Злоказово породы зилаирской серии всюду надвинуты на среднекаменноугольный флиш Уфимского амфитеатра. Севернее широты д. Аптряковой горизонтальная амплитуда надвига не менее 7—10 км, что доказывается выходом на дневную поверхность известняков девона и нижнего карбона, обнажающихся в тектоническом полуокне среди зилаирских осадков на правом берегу р. Ураим (см. рис. 64). В этом полуокне интервал разреза от визейского яруса до низов среднего девона представлен сплошными известняками и доломитами, не содержащими даже примеси терригенного материала. Скв. 23, пробуренная здесь в непосредственной близости от выходов на поверхность зилаирских пород до глубины 236 м, вскрыла карбонатный разрез от нижнего турне до верхнего франа. Следовательно, смена фаций карбонатных отложений верхнего девона и турнейского яруса нижнего карбона терригенными осадками зилаирской серии происходит значительно восточнее современных выходов их на поверхность.

Структура **северо-восточного крыла Уфимского амфитеатра**, хотя отличается большим своеобразием, но в принципе аналогична его юго-восточному крылу (см. рис. 64). Главные особенности тектоники этого района определяются погружением к югу Средне-Уральского антиклинория, в своде которого обнажаются породы среднего и верхнего рифея. Палеозойские отложения прослеживаются в виде полосы юго-восточного простириания вдоль рифейских образований, погружаясь на юго-запад под углами от 25 до 45°. Граница между рифейскими и палеозойскими отложениями почти повсеместно является стратиграфической. Севернее горы Липовой в основании палеозоя залегают кварцевые песчаники такатинских слоев среднего девона, а южнее появляются силурийские и ордовикские осадочные породы, мощность которых к югу постепенно возрастает. В отличие от юго-восточного крыла Уфимского амфитеатра в рассматриваемой области отсутствуют терригенные отложения зилаирской серии, а весь разрез девона и нижнего карбона представлен преимущественно карбонатными породами. К югу от железной дороги Свердловск—Пермь относительно спокойная структура палеозойских отложений, наблюдающаяся севернее, резко усложняется. Породы среднего палеозоя, сорванные здесь двигавшимися с востока шарьяжами, интенсивно дислоцированы и перемещены к западу на расстояние от 5 до 15 км. Простириание оторванных от корней складок резко изменяется с юго-восточного на юго-западное, согласное с простирианием шарьяжей центральной зоны Уфимского амфитеатра.

К югу от пос. Нижнее Село (р. Чусовая) породы силура, девона и нижнего карбона образуют ряд надвинутых друг на друга чешуй, амплитуда горизонтального перемещения которых постепенно возрастает к югу. В ряде мест хорошо видно надвигание визейских известняков на флишоидную толщу среднего карбона. Внутри тектонические чешуи имеют моноклиналичную структуру с восточным падением слоев. На правом берегу р. Чусовой в основании двух узких в плане тектонических пластин обнажаются такатинские слои среднего девона, сменяющиеся к востоку более молодыми средне-верхнедевонскими и нижнекаменноугольными породами. В соседних к востоку пластинах вскрываются и породы силура. Небольшой выход среднедевонских известняков, обнажающийся между деревнями Крыласово и Черемша, судя по геологической карте, перемещен к западу совместно с подстилающими его породами силура, не менее чем на 5—6 км.

Таким образом, мы видим, что на северо-восточном крыле Уфимского амфитеатра породы палеозоя субплатформенного типа были сорваны движущимися шарьяжами и перемещены к западу, что зафиксировано в загибании южных концов надвиговых чешуй в этом направлении.

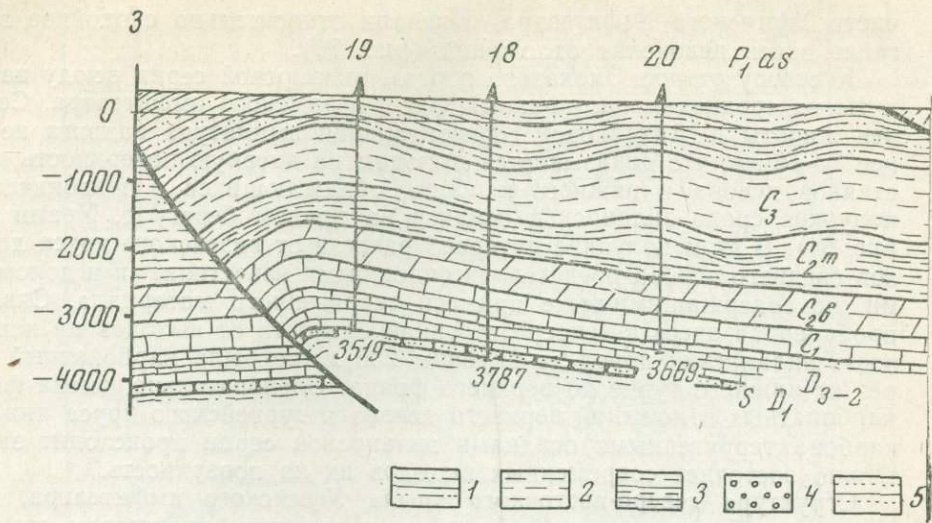


Рис. 70. Геологический разрез через Апутовскую и Турсакальскую антиклинали

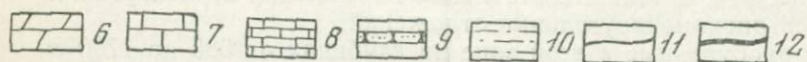
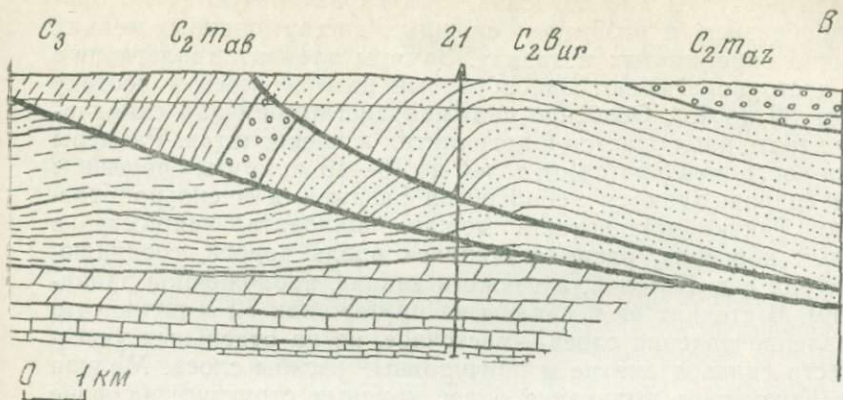
- | | |
|--|--|
| 1 — нижняя пермь, ассельский ярус: алевролиты, песчаники, прослой известняков; | 6 — башкирский ярус: известняки с прослоями аргиллитов); |
| 2 — верхний карбон: аргиллиты, песчаники, алевролиты; | 7 — нижний карбон: известняки, доломиты; |
| 3 — 6 — средний карбон (3 — московский ярус, абдрезяковская свита: аргиллиты, алевролиты, песчаники; | 8 — верхний и средний девон: известняки; |
| 4 — московский ярус, азиямская свита: конгломераты, гравелиты, прослой песчаников; | 9 — нижний девон и силур: кварцевые песчаники и аргиллиты; |
| 5 — башкирский ярус, ураймская свита: песчаники, аргиллиты, прослой конгломератов; | 10 — ашинская серия венда: алевролиты, аргиллиты, песчаники; |
| | 11 — стратиграфические границы; |
| | 12 — тектонические контакты |

Южнее рассматриваемого района каменноугольные отложения почти полностью перекрыты с востока шарьяжами центральной зоны Уфимского амфитеатра.

Севернее широты г. Нязепетровска породы среднего карбона в виде узкой полоски выступают из-под Нижне-Сергинского шарьяжа; севернее Нижних Серег эта полоса расширяется вследствие отступления здесь фронта шарьяжа к востоку. Причем каменноугольные отложения Уфимского амфитеатра всюду надвинуты с востока на породы нижней перми. В одних местах этот надвиг, названный нами Карант-а-у-с-к-и-м, четко выражен на дневной поверхности, в других устанавливается глубоким бурением. Амплитуда горизонтального перемещения пород карбона вдоль надвига в осевой части Уфимского амфитеатра значительно возрастает (полоса каменноугольных отложений здесь образует дугообразный изгиб, направленный выпуклостью к западу, согласно с простиранием шарьяжей центральной зоны амфитеатра). Каменноугольные породы здесь тектонически перекрывают сверху широкую полосу ассельско-сакмарских осадков, вследствие чего выходы последних на поверхность местами резко сужаются и даже полностью скрываются под породами аллохтона.

Вдоль тектонического контакта в каменноугольных отложениях прослеживается крутая флексура (рис. 70).

Породы абдрезяковской свиты среднего карбона и кисельгинской свиты верхнего карбона вдоль этой флексуры падают на запад под углами от 40 до 75°. Местами слои абдрезяковской свиты стоят на головах или опрокинуты к западу. Севернее д. Кадырово над поднятым коленом флексуры песчаники и аргиллиты ураймской свиты образуют Турсакальскую антиклиналь субмеридионального простирания. В своде



этой структуры была пробурена скв. 21, которая на глубине 2671 м под песчано-глинистыми отложениями урайской свиты башкирского яруса вошла в органогенно-обломочные известняки с фораминиферами каширского горизонта московского яруса. *Endothyra mosquensis* Reitl., *Climacamina moelleri* var. *timanica* Reitl. и др. Богатый комплекс фораминифер московского яруса обнаружен и ниже, в интервале 2693,3—2695,9 м. Лишь на глубине 2759 м вскрыты отложения с фауной башкирского яруса. При этом в отличие от песчано-глинистых образований урайской свиты башкирский ярус в поднадвиговой части разреза представлен преимущественно карбонатными породами. Существенно отличаются породы постели и по мощности. Так, если мощность урайской свиты в аллохтонной пластине, по данным геологической съемки и глубокого бурения, достигает 1500—2000 м, то в поднадвиге, судя по скв. 21, башкирских отложений не более 500 м (см. рис. 70).

Таким образом, скв. 21 установила существование в западной части полосы каменноугольных отложений крупного надвига, с амплитудой горизонтального перемещения не менее 10 км. Серию относительно небольших надвигов можно предполагать и внутри терригенных отложений урайской свиты. Так, в скв. 21 в ряде интервалов в керне наблюдается сильное смятие, дробление и зеркала скольжения, вероятно, приуроченные к зонам тектонических нарушений. Амплитуда Карантауского надвига, по-видимому, возрастает к северу от пос. Ункурды, где происходит резкий поворот простирания каменноугольных образований на северо-запад согласно с простиранием шарьяжей центральной зоны Уфимского амфитеатра (см. рис. 64). Здесь породы среднего карбона надвинуты с востока на ассельско-сакмарские и артинские осадки под косым углом к простиранию последних. Севернее широты пос. Шемаха надвиг приобретает субмеридиональное простирание, согласное с линией фронта Нижне-Сергинского шарьяжа.

На участке между широтой Нижних Серег и железной дорогой Свердловск—Казань каменноугольные породы полностью перекрывают с востока отложения ассельско-сакмарского возраста и надвигаются непосредственно на артинские осадки. Здесь амплитуда надвига, по-видимому, достигает 25—30 км. Севернее железной дороги Свердловск—Пермь, Карантауский надвиг приобретает северо-западное простирание, параллельное западному крылу Средне-Уральского поднятия, а амплитуда его постепенно сокращается. Такое же сокращение амплитуды надвига происходит и к югу от широты г. Кусы.

Флишеидные образования среднего карбона, как правило, слабо об-

нажены и мало доступны для изучения. Они характеризуются литологическим однообразием и развитием сложных дисгармоничных мелких складок, обычно опрокинутых к западу. Замеры элементов залегания в этой полосе часто показывают однообразный наклон слоев к востоку под углами от 30 до 85°. Особенно сложная дисгармоничная складчатость и плейчатость наблюдается в аргиллитах и алевролитах. Размеры складок здесь часто колеблются от долей до 10—15 м, крутые перегибы слоев иногда сопровождаются небольшими разрывами и сильной трещиноватостью. Такую складчатость можно наблюдать, например, в многочисленных карьерах, располагающихся вдоль дороги, соединяющей пос. Ункурда с д. Котовой, а также в канаве, проложенной западнее пос. Ураим. В стенках этой канавы на протяжении 70 м видно, что общее направление падения слоев — восточное, но на отдельных участках имеет место сильное смятие и причудливые изгибы слоев. Мелкая складчатость затрудняет выявление более крупных структур, на фоне которых она развита, а также составление нормальной стратиграфической колонки среднекаменноугольных отложений.

Скважины, пробуренные в этой зоне на глубинах от 585 до 1700 м, не вышли из однообразной толщи терригенных пород среднего карбона, показав, что подошва их здесь залегает на значительной глубине. Разрезы скважин из-за отсутствия четких маркирующих горизонтов не могут быть уверенно сопоставлены между собой, вследствие чего не представляется возможным выявить и особенности структуры.

По обнажениям известняков нижнего карбона здесь закартировано несколько антиклинальных структур, а по выходам конгломератов азымской свиты — небольшие синклиналильные складки.

В южной части амфитеатра Г. А. Смирновым в 1939 г. была выявлена Ургалинская антиклиналь, позже детально изученная В. Д. Наливкиным (1949). Свод складки сложен средне- и верхневизейскими известняками, а крылья — терригенными породами ураимской свиты. В плане площадь выходов известняков имеет неправильные очертания, достигая в центральной части ширины 10 км. Северная периклиналь структуры располагается у д. Хайбатовой. На юге полного замыкания складки не происходит, несколько южнее пос. Злоказово она смыкается к полосе моноклинально залегающих визейских известняков, прослеживающейся далее в южном направлении. Слоистые известняки в присводовой части складки имеют пологое залегание под углами 5—8°, что можно хорошо наблюдать по склону оврага у д. Ургалы. На западном крыле песчаники и аргиллиты среднего карбона падают под углами от 25 до 40°. На восточном крыле складки те же породы падают на восток под углами 20—25°.

Несколько севернее широты пос. Злоказово наблюдается разветвление Ургалинской структуры с образованием Бейдинского структурного носа, сложенного также известняками визейского яруса. Нами уже упоминалось, что на Ургалинской антиклинали была пробурена глубокая скв. 22, вскрывшая в породах нижнего карбона и верхнего девона пять надвиговых нарушений с общей амплитудой горизонтального перемещения слоев до 2—3 км (см. рис. 70).

Северо-западнее рассмотренной структуры, в отложениях среднего карбона, располагается Азымская синклиналь. Отметим, что предшествовавшими исследователями эта складка принималась за антиклинальное поднятие древнего заложения. Так, на последних геологических картах Урала конгломераты, слагающие хр. Азым, отнесены к нижнему девону, а окружающие породы среднего карбона показаны залегающими на конгломератах трансгрессивно. Проведенные нами в этом районе исследования показали, что конгломераты хр. Азым имеют не нижнедевонский, а среднекаменноугольный возраст (Засядчук, Камалетдинов и др., 1963). Доказательством этому служат находки богатой фауны

брахиопод, кораллов и фораминифер нижнего карбона в гальках известняков среди конгломератов азамской свиты и стратиграфическое положение конгломератов в разрезе — выше пород ураимской свиты башкирского яруса и ниже отложений верхнего карбона.

Азамская синклиналь прослеживается в меридиональном направлении от пос. Ункурда на севере до широты пос. Злоказово на юге, на расстоянии 37 км. Ось синклинали приурочена к наиболее высоким отметкам в рельефе и проходит через вершины гор Гладкой, Азам и Акташки. Породы ураимской свиты, обнажающиеся в нижних частях склонов хребта, на восточном крыле складки падают на запад под углом до 50—70°, а на западном — к востоку под углом 15—20°. В южном направлении полоса развития конгломератов расширяется, а затем раздвигается в связи с разветвлением синклинали. Отчленившаяся к востоку Сарсяктауская синклиналь также приурочена к высоким отметкам в рельефе — горам Гильмергас, Сарсяктау и Кашкатау, сложенным азамскими конгломератами. На восточном крыле этой складки пласты падают на запад под углом 30—45°, на западном — к востоку под углом 20—25°.

Севернее, в нижнем течении р. Ураим, известен крупный выход нижекаменноугольных известняков, слагающий Ураимскую антиклиналь (Смирнов, 1956). В 1960 г. эта структура была исследована нами в процессе детальной геологической съемки южной части Уфимского амфитеатра. В ядре структуры, между реками Рыгой и Ергалами, обнажаются известняки нижнего визе с *Gigantoproductus mirus*, которые на крыльях перекрыты известняками средне-верхневизейского возраста. На восточном крыле структуры известняки нижнего карбона покрываются карбонатно-терригенной сергинской свитой московского яруса среднего карбона. Пласты визейских известняков на западном, более пологом крыле падают под углами от 20 до 30°, а на восточном — от 40 до 45°, местами достигая 60° (см. рис. 63). На южной и северной периклиналях складки углы падения слоев существенно выволаживаются. Так, по р. Бакуевой, вблизи южного погружения складки толща переслаивающихся песчаников, глинистых сланцев и известняков сергинской свиты падает к востоку под углами от 20 до 30°. Скв. 26, пробуренная на левом берегу р. Ураим, в своде структуры показала, что она осложнена надвигами с амплитудой горизонтального смещения от 700 до 1500 м. Поверхности надвигов падают к востоку под углами от 35 до 40°. Ураимская антиклиналь представляет собой структуру, оказавшую определенное влияние на формирование крупных шарьяжей описываемого региона. Еще в начале среднекаменноугольной эпохи в районе Ураимской антиклинали существовало палеоподнятия, возникшее, очевидно, как отражение горообразовательных движений, интенсивно проявившихся в более восточных районах Урала. Наличие палеоподнятия доказывается отсутствием на крыльях Ураимской антиклинали терригенных пород ураимской свиты башкирского яруса, широко развитых к югу и к западу от этой структуры. Так, в ряде разрезов на правом берегу р. Ураим видно, что сергинская свита московского яруса стратиграфически налегает непосредственно на известняки визе-намюрского возраста. Возможно, именно поэтому в районе Ураимской структуры происходит отступление к востоку шарьяжей Уфимского амфитеатра. Эта структура могла явиться своеобразным упором, тормозившим движение шарьяжей на этой широте к западу.

Шарьяжи центральной зоны Уфимского амфитеатра

В центральной зоне Уфимского амфитеатра располагается серия крупнейших на Урале шарьяжей: Нижне-Сергинский, Нязепетровский, Бардымский, Ревдинский и Уфалейский (см. рис. 64, 65). Ширина пло-

щад, занятой шарьяжами, достигает 50 км, сокращаясь к югу от г. Нязепетровска до 25 км. Породы аллохтона здесь образуют сплошные поля, площадью до 3—4 тыс. км², и небольшие изолированные выходы в несколько сотен или десятков метров в поперечнике. В плане шарьяжи образуют субмеридионально вытянутые и дугообразно изогнутые выпуклостью к западу тела неправильных очертаний, сложенные породами верхнего рифея (венда?), нижнего и среднего палеозоя и надвинутые друг на друга с востока по пологой, слабо волнистой поверхности. Постелью пакета шарьяжей являются каменноугольные и девонские отложения субплатформенного и миогеосинклинального типа. Ниже остановимся на рассмотрении главных особенностей строения отмеченных шарьяжных пластин.

Нижне-Сергинская пластина прослеживается от широтного течения р. Уфы (несколько южнее г. Нязепетровска) до верховьев р. Утки (широта ст. Кузино) на расстоянии 130 км. Максимальная ширина обнаженной части его южнее Нижних Серег и Михайловского завода достигает 25 км. Аллохтон представлен преимущественно рифогенными известняками верхнего силура, нижнего и низов среднего девона. На юге они слагают непрерывную полосу, шириной от 2 до 7 км, прослеживающуюся в субмеридиональном направлении от широты г. Нязепетровска до Нижне-Сергинского завода. Следует напомнить, что некоторые исследователи, изучавшие герцинские известняки в двадцатых и тридцатых годах нашего столетия, считали их аллохтоном, перемещенным с востока (Фредерикс, 1927; Нейман-Пермякова, 1931; Кириченко, 1934; Кузнецов, 1937, и др.). Однако эти взгляды не получили распространения, они сменились мнением о формировании герцинских рифов на месте их современного залегания. Данные, полученные в последние годы, вновь возвращают нас к представлениям об аллохтонном залегании силуро-девонских известняков Уфимского амфитеатра (М. Камалетдинов, Р. Камалетдинов, 1968; М. Камалетдинов, 1968, 1971).

К югу от Нижних Серег в строении Нязепетровского шарьяжа, кроме герцинских известняков, принимают участие также кварцевые песчаники и известняки венлокского и лландоверского ярусов силура, а к северу от названного пункта — известняки и песчаники живетского яруса и верхнего девона.

Породы, слагающие Нижне-Сергинский шарьяж, всюду надвинуты на отложения среднего, а местами нижнего карбона. Весьма четко аллохтонный характер залегания герцинских известняков этой зоны устанавливается в самой южной части их развития. Здесь, западнее г. Нязепетровск, по берегам р. Уфы и вдоль выемки железной дороги Бакал—Чусовая, наблюдаются скальные выходы известняков и доломитов силуро-девонского возраста (рис. 71). Предпринятое нами геологическое картирование показало, что эти породы образуют ряд надвинутых друг на друга аллохтонных чешуй, покоящихся на мощной толще флишеидных пород среднего карбона.

Самые западные фаунистически охарактеризованные выходы известняков здесь обнажаются у устья р. Кабанки, в карьерах для добычи камня. Это серые брекчированные известняки с брахиоподами лудлова, скорее верхней его части: *Eospirifer irbitensis* Tschern., *Atrypa granulifera* Barr., *Septatripa thetis* Khod., *Atrypinella biloda* Khod. и др. Они залегают в виде отдельных небольших глыб среди песчано-глинистых образований среднего карбона. Восточнее этих выходов на протяжении 400 м обнажаются светло-серые массивные доломиты верхнего лудлова. Далее к востоку доломиты сменяются светлыми массивными, а затем темными глинистыми известняками, содержащими богатые ассоциации среднедевонских эйфельских остракод: *Aparchitellina domratchevi* Pol., *Leperditellina abunda* Pol., *Leperditia* ex gr. *barbotana* Schm. Полоса известняков среднего девона, имеющая ширину 550 м, в западной части

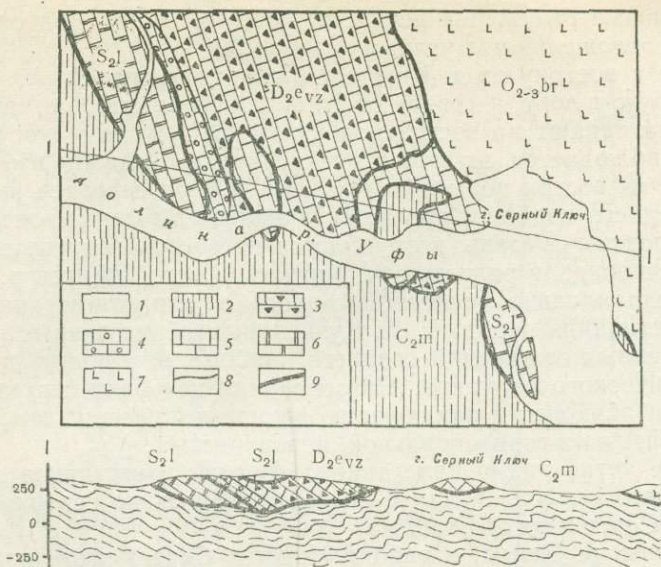


Рис. 71. Геологическая схема бассейна р. Уфы на участке между скалой Серный Ключ и устьем р. Кабанки и разрез по линии I—I

- | | |
|---|---|
| 1 — четвертичные отложения: суглинки, глины, пески; | 5, 6 — верхний силур, лудловский ярус (5 — светлые, рифогенные известняки); |
| 2 — средний карбон, московский ярус, сергинская свита: полимиктовые песчаники, алевролиты, аргиллиты; | 6 — массивные доломиты; |
| 3, 4 — средний девон, эйфельский ярус (3 — вязовские слои: глинистые известняки; | 7 — средний и верхний ордовик, бардымская свита: (кремнистые и туфогенные сланцы, диабазы, кварциты); |
| 4 — рифогенные известняки); | 8 — геологические границы; |
| | 9 — тектонические контакты |

прерывается выходом серых массивных известняков лудловского возраста с *Lissatrypa linguata* Buch. и *Septatrypa megaera* Bagr. Заканчивается поле карбонатных пород на востоке скалой Серный Ключ, сложенной светлыми, массивными инкрустированными известняками с колониями строматопор, водорослями и банками брахиопод верхнего лудлова: *Lissatrypa linguata* Buch., *Atrypa granulifera* Bagr. и др. Указанные известняки на востоке тектонически перекрыты вулканогенными породами бардымской серии (O—S₁), слагающими Нязепетровский шарьяж.

В южном направлении полоса распространения герцинских известняков внезапно обрывается. На левом берегу р. Уфы, на их простирании, развиты песчаники среднего карбона, среди которых встречаются лишь небольшие тектонические останцы силурийских и среднедевонских известняков и доломитов, сохранившихся от размыва на вершинах небольших холмов. На правом берегу р. Уфы, западнее скалы Серный Ключ, в тектоническом окне, приуроченном к понижению в рельефе, обнажены среднекаменноугольные песчано-сланцевые породы, выступающие из-под известняков верхнего силура.

Севернее рассмотренного района известняки силура и девона надвинуты на каменноугольные отложения также по пологой поверхности. Пологость надвига подчеркивается извилистой конфигурацией его границ в плане и присутствием тектонических окон и полуокон. У пос. Шемаха аргиллиты и песчаники среднего карбона, обнажающиеся перед фронтом Нижне-Сергинского шарьяжа, падают на восток под углами 35—40°. На правом берегу р. Уфы среднекаменноугольные отложения вдоль долины руч. Мельничного углубляются к востоку, внутрь полосы силурийских пород, образуя тектоническое полуокно. Еще севернее

каменноугольные отложения всюду падают на восток под силурийские и девонские отложения под углами от 30 до 50°.

В 1,5 км к востоку от д. Киргишаны, по данным Е. А. Кузнецова (1941), в крутом логу, к северу от Сибирского тракта, песчаники среднего карбона падают на восток под углом 30°. В том же обнажении восточнее наблюдается их контакт с верхнедевонскими известняками, падающими на восток под тем же углом. В 5 км севернее выходы песчаников среднего карбона, прослеживающиеся в выемках железной дороги Свердловск — Казань, погружаются на восток под углами 35—40°.

В 2 км севернее, в разрезе руч. Крутихи (левый приток р. Бисерть), текущего параллельно железной дороге в широтном направлении (вкрест простириания пород) Е. А. Кузнецовым обнаружен «глубокий залив» терригенных отложений среднего карбона, заходящий к востоку в виде тектонического полуокна. На основании изучения структуры этого полуокна, он приходит к заключению, что тектонический контакт имеет пологую, близкую к горизонтальной, поверхность.

Не менее четко видно налегание девонских известняков на образования среднего карбона и далее на север, вплоть до северного окончания Нижне-Сергинского шарьяжа.

В верховьях р. Демид, в районе Нижних Серег, среди поля распространения известняков среднего девона, в тектоническом окне обнажены полимиктовые песчаники и аргиллиты сергинской свиты московского яруса среднего карбона, слагающие постель шарьяжа (см. рис. 64). Это окно, названное нами Сергинским, в плане имеет форму овала, вытянутого в субмеридиональном направлении. Длина его — 5,5 км, ширина 1,4 км. Вдоль южной и северной его границ пласты эйфельских и живецких отложений Нижне-Сергинского аллохтона срезаются тектоническим контактом поперек к их простирианию.

Другое крупное тектоническое окно располагается севернее, в верховьях ручья Крутихи. В нем, из-под известняков среднего и верхнего девона, в понижении рельефа, образованном долиной названного ручья, выступают песчано-сланцевые и карбонатные породы башкирского яруса среднего карбона (см. рис. 64). Длина тектонического окна достигает 3,4 км, ширина — 1 км. Вблизи его восточной границы слои среднекаменноугольных отложений падают на восток под среднедевонские известняки под углами от 32 до 65°. Западная и южная границы Крутинского окна скрыты под отложениями верхнего неогена, образующими здесь широкое поле, и поэтому недоступны для наблюдения.

В бассейне левобережных притоков р. Утки (левый приток р. Чусовой) в ряде мест можно наблюдать восточную границу Нижне-Сергинского шарьяжа. Здесь вдоль линии тектонического контакта, флишеидные отложения сергинской свиты среднего карбона падают на запад под живецкие и франские известняки под углами 20—25°.

Таким образом, устанавливается, что породы силуро-девонского возраста, распространенные между г. Нязепетровском и Нижне-Сергинским заводом, слагают крупный аллохтон, надвинутый с востока на средне- и отчасти нижнекаменноугольные отложения.

Нижне-Сергинский шарьяж имеет сложное чешуйчатое строение. Между устьем р. Табушка и Нижними Серьгами он состоит из двух крупных чешуй, разделенных поверхностью пологого надвига (рис. 72, 73). Вдоль этого надвига известняки и доломиты лудловского яруса надвинуты с востока на эйфельские известняки среднего девона. В пределах обеих тектонических пластин зеркало складчатости падает на восток, вследствие чего силурийские отложения, обнажающиеся вдоль их западных границ, к востоку сменяются известняками ниже-, а затем среднедевонского возраста.

Севернее широты г. Нязепетровска рифогенные известняки нижнего и среднего девона и лудлова смяты в пологие складки, но в разрезе

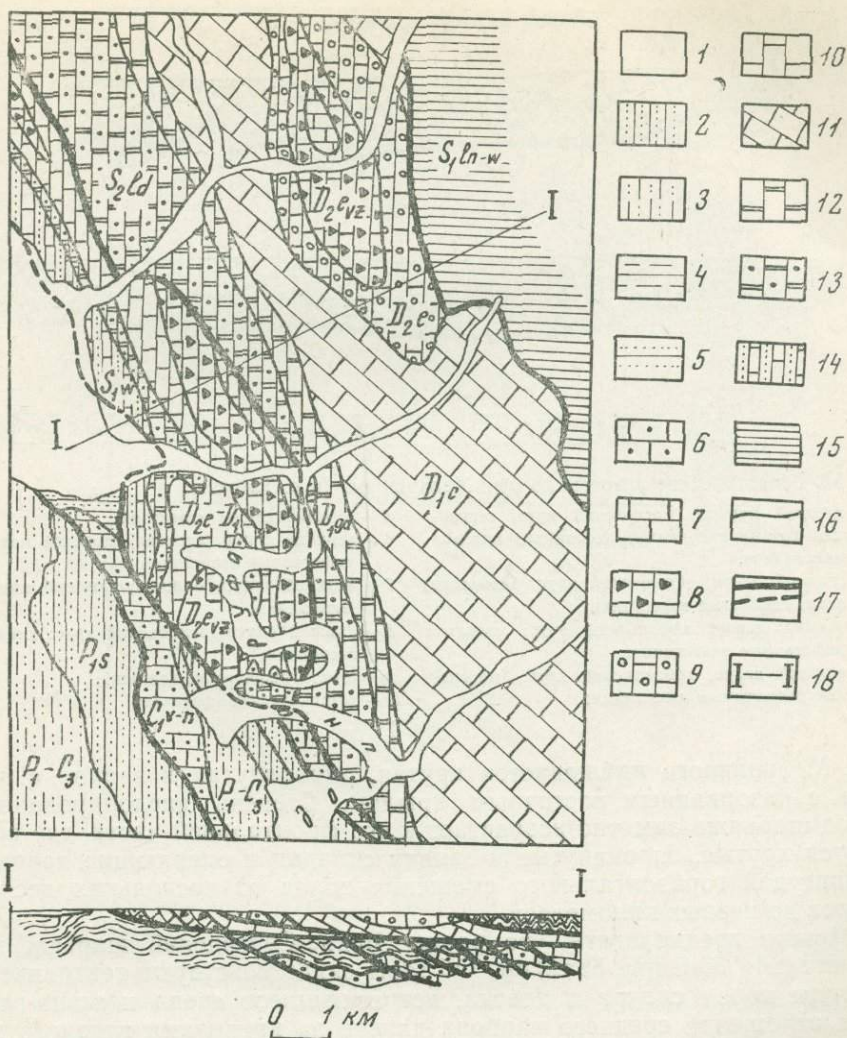


Рис. 72. Геологическая карта бассейна р. Уфы, в районе устья ручья Табуски и разрез по линии I—I

- 1 — четвертичные отложения: глины, пески, галечники;
- 2 — нижняя пермь, сакмарский ярус: песчаники, алевролиты, аргиллиты;
- 3 — верхний карбон и низы нижней перми нерасчлененные: аргиллиты, алевролиты, песчаники и прослои известняков;
- 4 — средний карбон, московский ярус, сергинская свита: аргиллиты, песчаники, прослои известняков;
- 5 — средний карбон, башкирский ярус, ураимская свита: песчаники, алевролиты, аргиллиты;
- 6 — нижний карбон, намюрский и визейский ярусы: известняки, доломиты;
- 7 — средний девон, живетский ярус: известняки, пачки песчаников;
- 8 — средний девон, эйфельский ярус, вязовские слои: известняки, аргиллиты;

- 9 — средний девон, эйфельский ярус: светлые рифогенные известняки;
- 10 — нижний девон и эйфельский ярус нерасчлененные: светлые рифогенные известняки;
- 11 — нижний девон, кобленцкий ярус: массивные рифогенные известняки;
- 12 — нижний девон, жединский ярус: рифогенные известняки;
- 13 — верхний силур, лудловский ярус: рифогенные известняки;
- 14 — нижний силур, венлокский ярус: известняки, кварцевые песчаники;
- 15 — нижний силур, лландоверский и венлокский ярусы: кремнистые сланцы и фтаниты;
- 16 — геологические границы;
- 17 — тектонические контакты;
- 18 — линия разреза

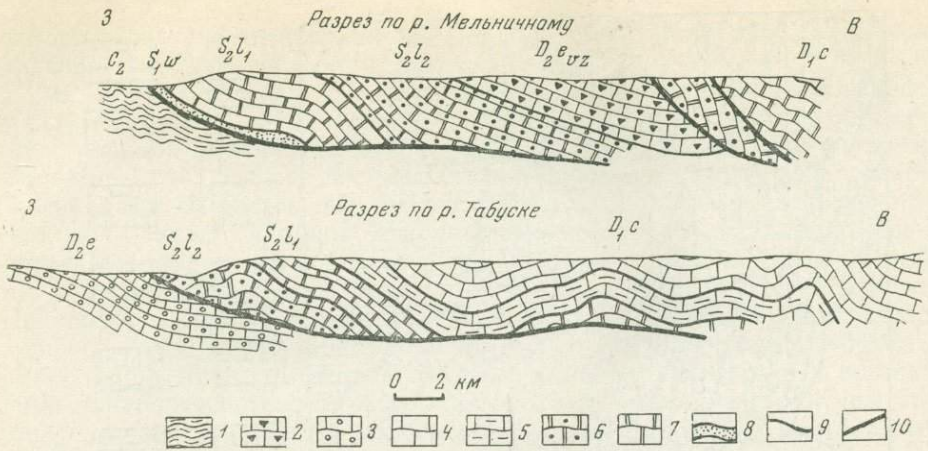


Рис. 73. Геологические разрезы по руч. Мельничному и р. Табуске

- | | |
|---|--|
| 1 — средний карбон, московский ярус, сергинская свита: аргиллиты, песчаники, прослой известняков; | 5 — нижний девон: известняки; |
| 2 — средний девон, эйфельский ярус, вязовские слои: глинистые известняки; | 6 — верхний силур, верхнелудловский подъярус: рифогенные известняки; |
| 3 — средний девон, эйфельский ярус: светлые рифогенные известняки; | 7 — верхний силур, нижнелудловский подъярус: известняки; |
| 4 — нижний девон, кобленцкий ярус: массивные рифогенные известняки; | 8 — нижний силур, венлокский ярус: кварцевые песчаники; |
| | 9 — стратиграфические границы; |
| | 10 — тектонические контакты |

руч. Мельничного наблюдается крутая, опрокинутая к западу синклиналь с разорванным восточным крылом. Степень дислоцированности пород шарьяжа заметно возрастает к его фронтальной части, где встречаются крутые, опрокинутые к западу складки и оперяющие надвиги с амплитудой горизонтального смещения пород от нескольких десятков метров до первых километров.

Можно предполагать, что ранее Нижне-Сергинский шарьяж имел значительно большие размеры. Об этом свидетельствуют тектонические останцы пород силура и девона, встречающиеся среди песчано-глинистых отложений среднего карбона далеко за пределами главного поля шарьяжа.

Останцы левого берега р. Уфы были кратко рассмотрены выше при описании геологии этого района.

Южнее, на левом берегу р. Ураим, нами был обнаружен останец известняков, содержащий богатый комплекс брахиопод и кониконхий, характерных для доманиковых и мендымских слоев франского яруса верхнего девона (рис. 74). Известняки серые и темные, слоистые, мощность их до 160 м. Они образуют синклиналь с осью широтного простирания. Строение синклинали симметричное, но южное крыло срезано ближе к оси складки. В 600 м северо-восточнее бывшего кордона Мухинского был вскрыт контакт этих известняков с подстилающими их аргиллитами ураимской свиты (рис. 75). Последние падают под известняки под углом 50° (азимут падения 305°). Вблизи контакта породы сильно перемята, трещиновата и содержат зеркала скольжения. Примечательно, что скв. 12, пробуренная в 800 м севернее выхода девонских известняков, не вышла из ураимской свиты среднего карбона, пройдя до глубины 1563 м.

Верхнедевонские известняки, слагающие останцы Нижне-Сергинского шарьяжа были обнаружены среди поля развития среднего карбона еще в трех пунктах, расположенных южнее. Они показаны на рис. 77.

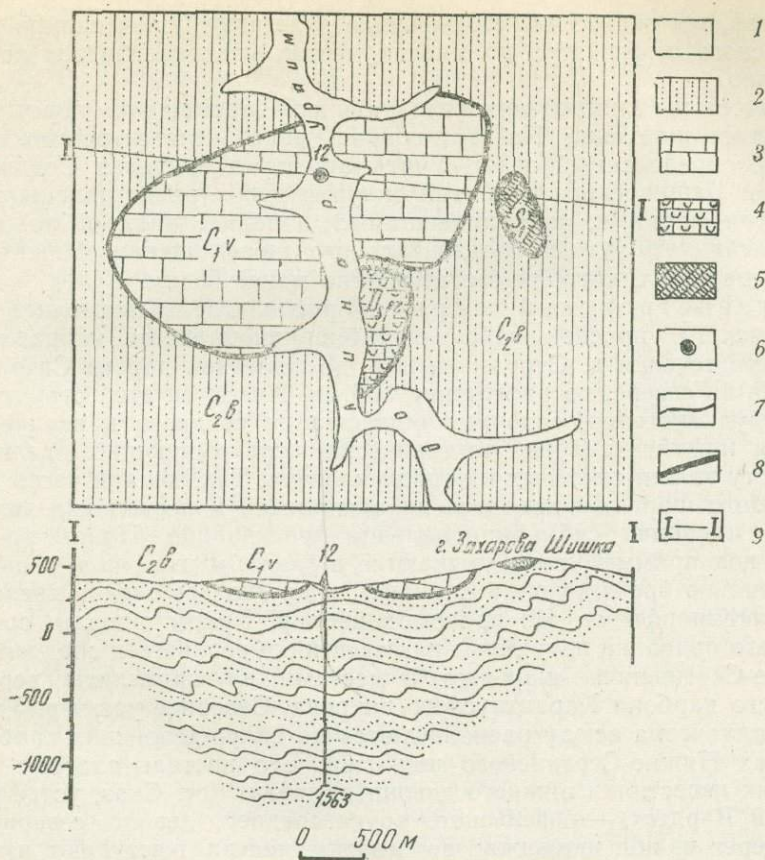


Рис. 74. Геологическая карта района г. Захаровой Шишки и разрез по линии I—I

- 1 — четвертичные отложения: суглинки, глины, галечники;
- 2 — средний карбон, башкирский ярус, уральская свита: полимиктовые песчаники, алевролиты, аргиллиты, прослой конгломератов (флишоидная толща);
- 3 — нижний карбон, визейский ярус: неяснослоистые известняки с водорослями, кораллами, брахиоподами и фораминиферами;
- 4 — верхний девон, франский ярус, мендымские

- и доманиковские слои: темно-серые слоистые известняки с брахиоподами и кониохициями;
- 5 — нижний силур, лландоверский ярус, ургалинская свита: кремнистые сланцы;
- 6 — скважина;
- 7 — границы четвертичных отложений;
- 8 — тектонические контакты;
- 9 — линия разреза

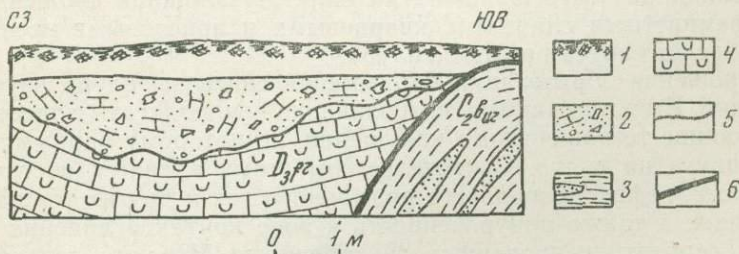


Рис. 75. Характер контакта уральской свиты среднего карбона с девонскими известняками, обнажающимися юго-западнее г. Захаровой Шишки

- 1 — почвенный слой;
- 2 — делювиальные образования;
- 3 — аргиллиты и песчаники уральской свиты среднего карбона;
- 4 — известняки франского яруса верхнего девона;
- 5 — геологические границы;
- 6 — тектонический контакт

Итак, мы видим, что аллохтонное залегание пород силура и девона Уфимского амфитеатра во многих местах устанавливается достаточно надежно.

Какова же амплитуда горизонтального перемещения пород рассматриваемого шарьяжа? На этот вопрос представляется возможным дать вполне определенный ответ. Учитывая, что в пределах Средне-Уральского и Башкирского поднятий силур и девон представлены платформенными фациями, накапливавшимися западнее рифовой зоны, можно подсчитать амплитуду горизонтального перемещения Нижне-Сергинского шарьяжа, которая составляет не менее 50 км.

Нязепетровский шарьяж располагается восточнее Нижне-Сергинского, прослеживаясь в субмеридиональном направлении от среднего течения р. Суроям на юге, до железной дороги Свердловск — Казань на севере, на расстоянии 135 км. Аллохтон этой структуры слагают вулканогенно-осадочные образования среднего и верхнего ордовика и нижнего силура, тектонически перекрывающие различные по возрасту толщи смежных к западу пластин. Так, южная часть рассматриваемого шарьяжа покоится на аргиллитах и песчаниках зилаирской серии, имеющих субмеридиональное простирание. Пласты последних почти под прямым углом утыкаются в границы шарьяжа, в одних случаях сильно брекчируясь и сминаясь, в других без следов дислокационного метаморфизма. На правом берегу р. Ураим породы среднего и верхнего ордовика надвинуты на известняки верхнего и среднего девона Нижне-Сергинского шарьяжа, а местами на аргиллиты верхнего и среднего карбона Карантауского покрова. Севернее устья р. Ураим породы аллохтона всюду располагаются на силур-девонских карбонатных породах Нижне-Сергинского шарьяжа. Его постель слагают в одних случаях известняки нижнего девона, в других (ст. Сказ, устье р. Полуденный Бардым) — эйфельского яруса среднего девона, севернее Нижних Серег из-под шарьяжа, во многих местах выступают известняки верхнего девона, простирающиеся несогласно с пластами аллохтона. Сильно извилистая в плане граница фронта Нязепетровского шарьяжа, приспособляющаяся к формам рельефа, свидетельствует о пологости его подошвы. Этот вывод подтверждается и существованием многочисленных тектонических останцов, встречающихся часто вдали от главного поля покрова.

Нязепетровский шарьяж характеризуется сложной внутренней структурой. В его юго-восточной части развиты породы бардымской свиты среднего и верхнего ордовика: спилиты, микродиабазы, кератофиры, базальтовые порфириты и их туфы, переслаивающиеся с пестроцветными сланцами. Встречаются массивы габбро и ультрабазитов. Северо-западная часть шарьяжа на широкой площади сложена фтанитами, кремнистыми сланцами, кварцевыми и аркозовыми песчаниками лландоверского яруса нижнего силура.

Соотношения образований бардымской свиты и силура изучены недостаточно. Имеются данные, позволяющие предполагать существование на их границе тектонического нарушения, по которому бардымская свита надвинута на силур. Свидетельством этому является восточное падение слоев, зафиксированное в ряде мест в тех и других толщах вдоль их границы, а также приуроченность к зоне контакта линейно вытянутых тел серпентинизированных гипербазитов. Массивы серпентинитов длиной до 12—15 км и шириной от 300 до 600 м прослеживаются, например, на правом берегу р. Полуденный Бардым.

Г. А. Смирнов (1956) отмечает, что почти всегда устанавливаются тектонические контакты серпентинитов с вмещающими породами. Вероятно, серпентиниты слагают здесь подошву шарьяжа, залегая ниже бардымской свиты. Такое структурное положение ультраосновных пород устанавливается, в частности, в южной части шарьяжа, в бассейне сред-

него течения р. Суроям. Геология Суроямского массива изучалась Г. А. Смирновым (1956), а позднее — Г. Ф. Селиверстовым, И. В. Жилиным, В. И. Петровым и А. М. Гогоуланом (1969, 1970). Его слагают пироксениты с подчиненными телами дунитов, перидотитов и их серпентинизированных разновидностей. Абсолютный возраст калишпатизированных пироксенитов массива составляет 385 ± 11 млн. лет, что соответствует среднему девону. Калишпатизация, по мнению Г. Ф. Селиверстова и др. (1970), вызвана внедрением в гипербазиты нифелиновых сиенитов и, следовательно, датирует наложенные процессы. Авторы приходят к выводу о том, что возраст гипербазитов Нязепетровского района не может быть моложе позднего лудлова.

Наиболее крупный выход ультраосновных пород имеет длину до 10 км, при ширине от нескольких десятков метров до 2 км. Массив вытянут в северо-западном направлении, секущем под острым углом простирание вмещающих слоев. Вдоль южной границы Нязепетровского шарьяжа, на левом берегу р. Суроям, серпентиниты надвинуты на известняки среднего девона Нижне-Сергинского шарьяжа; юго-западнее г. Нязепетровска, на правом берегу р. Уфы, у железнодорожного моста, они совместно с вулканогенными породами ордовика располагаются на карбонатно-терригенных отложениях ураимской свиты Карантауской пластины. На правом берегу р. Уфы, в 0,5 км севернее скалы «Серный Ключ», Г. Ф. Селиверстовым наблюдалось налегание серпентинитов на верхнелудловские известняки Нижне-Сергинского шарьяжа. В зоне контакта рассланцованные известняки и серпентиниты смяты совместно в антиклинальную складку.

Судя по характеру соотношения гипербазитовых массивов с окружающими породами, можно заключить, что они залегают структурно ниже вулканогенных пород бардымской свиты и имеют с ней тектонические соотношения. Не исключено, однако, что некоторые выходы гипербазитов представляют тектонические останцы, залегающие выше.

Нязепетровский шарьяж весьма интенсивно дислоцирован. В береговых обнажениях рек Уфы и Нязи можно наблюдать, как сланцы и эффузивы смяты в сложную систему мелких, крутых, часто изоклинальных, опрокинутых на запад складок, размерами от нескольких до 30—50 м в поперечнике. В породах развит будинаж, часто встречаются разрывные нарушения. Все это чрезвычайно усложняет возможность изучения внутренней структуры аллохтона.

Мы уже отмечали, что останцы Нязепетровского шарьяжа встречаются в ряде мест за пределами главного поля шарьяжа.

В районе Михайловского завода, по данным Г. И. Кириченко (1934), на поверхности известняков Нижне-Сергинского шарьяжа в ряде мест сохранились древнепалеозойские песчаники и кварциты, залегающие в виде маломощных лоскутов и экзотических скал, занимающих водораздельные пространства и лежащих на различных по возрасту отложениях. Небольшие останцы кремнистых сланцев силура, залегающие на известняках среднего девона, известны в районе Нижне-Сергинского завода и в ряде других мест (рис. 76).

Аллохтонные останцы ордовикских и силурийских пород встречены нами также на правом берегу р. Суроям среди граувакк зиларской серии и в верховьях рек Ураим и Ургалы среди песчано-аргиллитовых отложений ураимской свиты (Камалетдинов, 1962, 1965).

Наиболее крупный останец силурийских фтанитов и кремнисто-глинистых сланцев, располагающийся в верховьях Ураима и Ургалы, в плане представляет собой блок, вытянутый в меридиональном направлении до 14 км, при ширине 4,5 км (рис. 77). Силурийские сланцы здесь слагают горы Маяк-Тау и Вязовую. Породы образуют синклиналь, ось которой ориентирована в северо-западном направлении, под косым углом к простиранию подстилающих отложений среднего кар-

бона, но согласно с простираем шарьяжей центральной зоны Уфимского амфитеатра.

На западном крыле синклинали в основании разреза аллохтона залегают верхнеордовикские кварцевые песчаники с брахиоподами. С целью выяснения соотношения Маяктауского останца со среднекаменноугольными отложениями в южной части его были вскрыты восточный и западный контакты. Первый расчищался канавой на левом берегу р. Малой Ургалы, у подножия южного склона г. Вязовой. Плоскость контакта здесь падает на запад под углом 40° параллельно поверхности пласта аргиллита ураимской свиты (рис. 78). Силурийские сланцы, имеющие более пологое западное падение, этим контактом срезаются. Вдоль него наблюдается зона тектонической брекчии, мощностью до 0,6 м, состоящая из остроугольных и угловатых обломков силурийских кремней и ураимских аргиллитов и песчаников. Как силурийские, так и среднекаменноугольные породы вблизи контакта интенсивно перемяты, в них наблюдаются многочисленные зеркала скольжения и разрывы сплошности слоев.

На западном склоне Маяктау под песчаниками верхнего ордовика шурфами были вскрыты породы ураимской свиты, имеющие восточное падение.

Описанные соотношения массива силурийских и ордовикских пород с ураимской свитой свидетельствуют о залегании его на поверхности среднекаменноугольных отложений в виде останца шарьяжа.

Севернее на вершине горы Захарова Шишка известен другой небольшой изолированный выход кремнистых сланцев силура (см. рис. 74). Склоны этой горы сложены аргиллитами и песчаниками ураимской свиты среднего карбона, среди которых встречаются обломки серых мелкокристаллических известняков, с фораминиферами фаменско-турнейского возраста, а также глыбы светлых визейских известняков со стратиферами. Средний карбон смят в мелкие складки, погружающиеся на западном склоне горы к востоку под углами $10-15^\circ$, на восточном — к западу под углами до 20° . Таким образом, аргиллиты и песчаники ураимской свиты образуют синклиналию складку, в ядре которой сохранились кремнистые сланцы силура.

Крупный останец Нязепетровского шарьяжа устанавливается севернее железной дороги Свердловск — Казань.

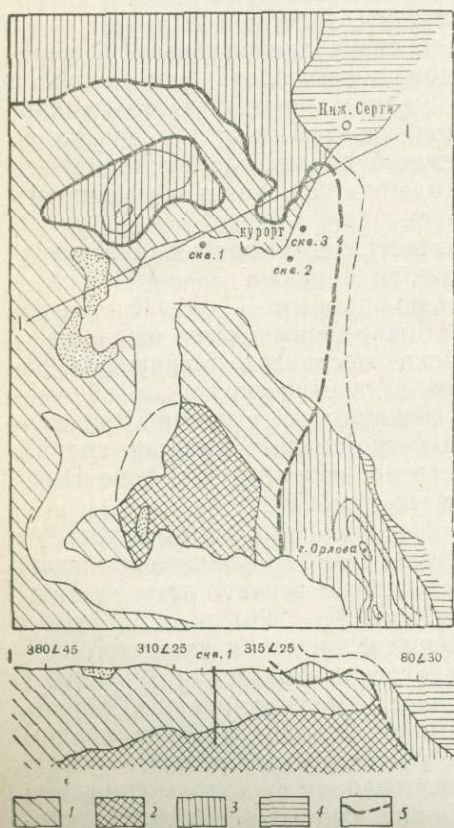


Рис. 76. Схематическая геологическая карта окрестностей курорта Нижние Серги и разрез по линии I—I (по Смирнову, Беллаину, 1973)

- 1 — средний девон: темно-серые известняки;
- 2 — верхний девон: белые и светло-серые известняки;
- 3 — силур, ургалинская толща: черные и серые кремнистые сланцы;
- 4 — верхний ордовик, бардымская свита: глинистые филлитизированные сланцы с прослоями кварцитов и диабазов;
- 5 — тектонический контакт

Рис. 77. Геологическая карта района гор Маяктау и Вязовой и разрез по линии I—I

- 1 — средний карбон, московский ярус, азамская свита: конгломераты, гравелиты, прослои песчаников;
- 2 — башкирский ярус: урамская свита: песчаники, аргиллиты, прослои конгломератов (флишодная толща);
- 3 — нижний карбон, визейский ярус: рифогенные известняки с фауной;
- 4 — верхний девон, франский ярус: серые, слоистые известняки;
- 5 — 6 — нижний силур, лландоверский ярус, ургалинская свита (5 — глинистые сланцы, 6 — кремнистые сланцы);
- 7 — верхний ордовик, карадокский ярус: кварцевые известковистые песчаники с брахиоподами;
- 8 — пункты сбора грантолитов;
- 9 — наклонное залегание слоев;
- 10 — места вскрытия контактов урамской свиты среднего карбона с породами силура и ордовика;
- 11 — стратиграфические границы;
- 12 — тектонические контакты;
- 13 — линия разреза

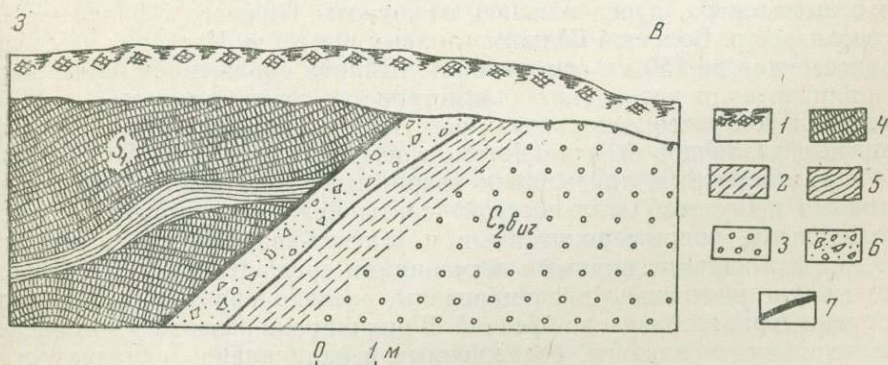
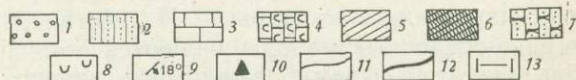
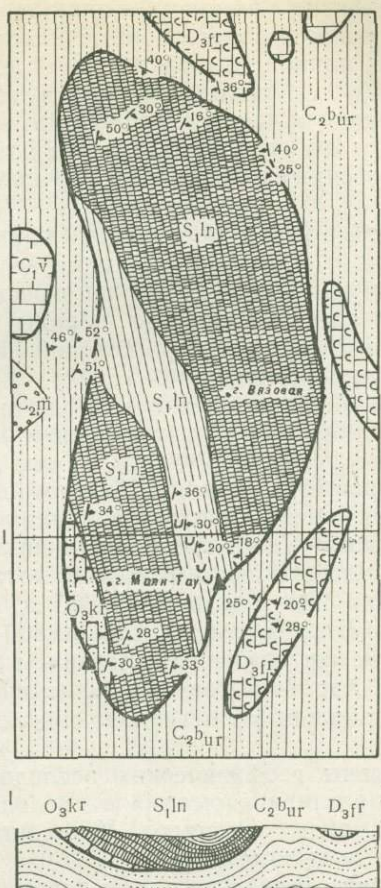


Рис. 78. Характер контакта урамской свиты среднего карбона с нижнесилурийскими кремнисто-глинистыми сланцами на южном склоне г. Вязовой

- 1 — почвенный слой;
- 2 — аргиллиты урамской свиты;
- 3 — конгломераты урамской свиты;
- 4 — кремнистые сланцы нижнего силура;
- 5 — глинистые сланцы нижнего силура;
- 6 — тектоническая брекчия;
- 7 — линия тектонического контакта

Силурийские кремнистые сланцы, фтаниты и аркозовые песчаники здесь залегают в форме меридионально вытянутого тела неправильных очертаний, длиной 26 км и шириной до 7 км, слагая Киргишанский увал (см. рис. 64). Породы Киргишанского останца тектонически подстилаются средне- и верхнедевонскими известняками Нижне-Сергинского шарьяжа, а на отдельных участках вдоль восточного и северного краев — терригенными осадками среднего карбона Карантауской пластины.

Живетские известняки вблизи южной границы тектонического останца, падают на север под силурийские породы под углом 30—35°. Вдоль западной и восточной его границ известняки девона и песчаники среднего карбона также падают под породы силура (углы падения 20—30°), образуя синклиналь в ядре которой породы Киргишанского останца сохранились от размыва.

Чрезвычайно интересными являются два небольших массива серпентинизированных перидотитов, обнажающихся восточнее Киргишанского увала и, по всей вероятности, также представляющие собой сохранившиеся от размыва останцы Нязепетровского шарьяжа. Выходы перидотитов здесь располагаются на правом берегу р. Чусовой, в 7 км восточнее д. Нижнее Село, среди кварцевых песчаников среднего девона западного крыла Средне-Уральского антиклинория. Западный из массивов имеет длину 700 м и ширину 200 м, он вытянут в северо-западном направлении. Второй массив, длиной 500 м и шириной 200 м, простирается широтно, не согласуясь с залеганием здесь девонских песчаников и известняков. Характер взаимоотношений массивов перидотитов с окружающими породами не оставляет никаких сомнений в их аллохтонном залегании.

Материалы геофизических исследований свидетельствуют о наложенном характере аномалий в пределах зоны развития вулканогенных пород Уфимского характера. Мощность последних, по этим данным, не более первых километров.

Амплитуда горизонтального перемещения Нязепетровского шарьяжа значительно больше Нижне-Сергинского, в чем нас убеждает состав пород, слагающих этот шарьяж. И действительно, развитые здесь вулканогенно-осадочные породы являются типичными эвгеосинклинальными образованиями, формировавшимися далеко на востоке, за пределами зоны Уралтау. Следовательно, амплитуда горизонтального перемещения Нязепетровского шарьяжа превышает цифру 100 км.

Бардымский шарьяж располагается в восточной части Уфимского амфитеатра, прослеживаясь от широты Нижнего Уфалея на юге до верховьев р. Большой Шишим (правый приток р. Чусовой) на севере, на расстоянии до 150 км (см. рис. 64). Ширина обнаженной части шарьяжа варьирует от нескольких километров (на севере и на юге) до 20 км в центральной части, в верховьях рек Нязи и Бардыма. Аллохтон представлен в различной степени метаморфизованными осадочными породами: конгломератами, аркозовыми кварцито-песчаниками, кварцитами и сланцами шунутской (тельпосской) свиты нижнего ордовика, а также филлитовыми, кварц-серицитовыми и углисто-кварцевыми сланцами и слюдястыми кварцитовидными песчаниками среднего ордовика. Породы чрезвычайно интенсивно дислоцированы, рассланцованы, местами будинированы и раздроблены до брекчий. В них широко развиты многочисленные чешуйчатые надвиги, осложненные изоклинальной складчатостью. Замеры элементов залегания слоев во многих местах показывают падение на восток под углами 20—30—50°.

Сильно извилистые границы шарьяжа, приспособляющиеся к формам рельефа, свидетельствуют о пологости его подошвы. Например, на междуречье рек Нязи, Авды и Суховилялки, линия тектонического контакта огибает южный и западный склоны хребта меридионального про-

стирания, сложенного кварцитами нижнего ордовика, почти повторяя изогипсы рельефа местности.

Породы Бардымского шарьяжа на севере надвинуты на известняки среднего девона, слагающие южную периклиналь Средне-Уральского поднятия, южнее — на породы ордовика и нижнего силура Нязепетровского шарьяжа, а еще южнее, на правом берегу р. Уфы, — на известняки эйфельского яруса Нижне-Сергинского шарьяжа. В южной части Бардымского шарьяжа шунутская свита залегает на отложениях зилаирской серии верхов верхнего девона.

Структура этого района в последние годы детально изучалась Г. Ф. Селиверстовым, И. В. Жилиным, В. И. Петровым и А. М. Гогоуланом (1969). По данным этих исследований, в 1,6 км восточнее устья руч. Чулаево, на слабо рассланцованные граувакковые песчаники, алевролиты и глинистые сланцы зилаирской серии тектонически налегают серебристо-серые мусковит-серицит-кварцевые фельдшпатизированные сланцы шунутской свиты. Поверхность контакта падает на восток-северо-восток по азимуту 78° под углом 25° (рис. 79). Песчаники и сланцы зилаирской серии имеют северо-восточное падение по азимуту 65° под углом 30° , залегая почти согласно с поверхностью тектонического контакта. В сланцах шунутской свиты в непосредственной близости от контакта развита мелкая пloyчатость, опрокинутая на запад.

В верховьях р. Червяковки среди поля развития метаморфических сланцев шунутской свиты обнаружено тектоническое окно размерами 300×700 м, сложенное зилаирской серией, имеющей здесь антиклинальную структуру (см. рис. 79). Граувакки верхнего девона на северо-восточном крыле антиклинали падают по азимуту 23° под углом 22° , на юго-восточном — по азимуту 123° под углом $35-40^\circ$. Вдоль северного края окна развита бурая железистая кора выветривания; поверхность тектонического контакта здесь падает на север под углом 10° . В южной части окна в зоне контакта фиксируется кварцевая жила мощностью до 50 м.

Амплитуда горизонтального перемещения Бардымского шарьяжа уступает амплитуде Нязепетровского и, возможно, не превышает 70 км. Об этом свидетельствует миогеосинклинальный состав слагающих его пород. Последние представлены осадочными в различной степени метаморфизованными образованиями, широко распространенными в северных районах западного склона Урала. Эти породы первоначально формировались западнее вулканогенных фаций нязепетровского комплекса, но в дальнейшем были им перекрыты тектонически. Однако структура значительно усложнилась последующими движениями, в результате которых породы Бардымского шарьяжа прорвались снизу и надвинулись на покрывавший их Нязепетровский аллохтон.

С востока на терригенные породы шунутской свиты Бардымского шарьяжа надвинуты существенно вулканогенные метаморфизованные образования (базальтовые порфириды, апогаббровые амфиболиты и др.) предположительно ордовикского возраста, слагающие Ревдинский шарьяж (по пос. Ревда на р. Чусовой). Породы последнего местами встречаются в виде изолированных выходов и западнее главного поля их развития на поверхности Бардымского шарьяжа, где, очевидно, слагают тектонические останцы, а также прослеживаются в виде прерывистой полосы вдоль контакта Бардымского и Нязепетровского шарьяжей. Кроме того, они полностью перекрывают северное окончание Бардымского шарьяжа на левобережье р. Чусовой, прослеживаясь отсюда к западу вплоть до меридиана железнодорожной станции Дружинино. Аллохтонное залегание Ревдинского габброидного комплекса не вызывает сомнений, так как во многих местах четко видно надвигание пород этого комплекса на отложения разного возраста — ордовикского, силурийского и девонского, слагающих Средне-Уральский анти-

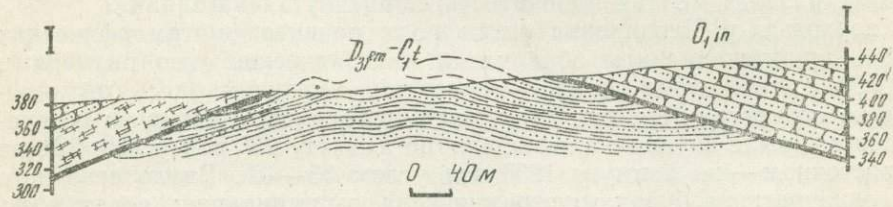
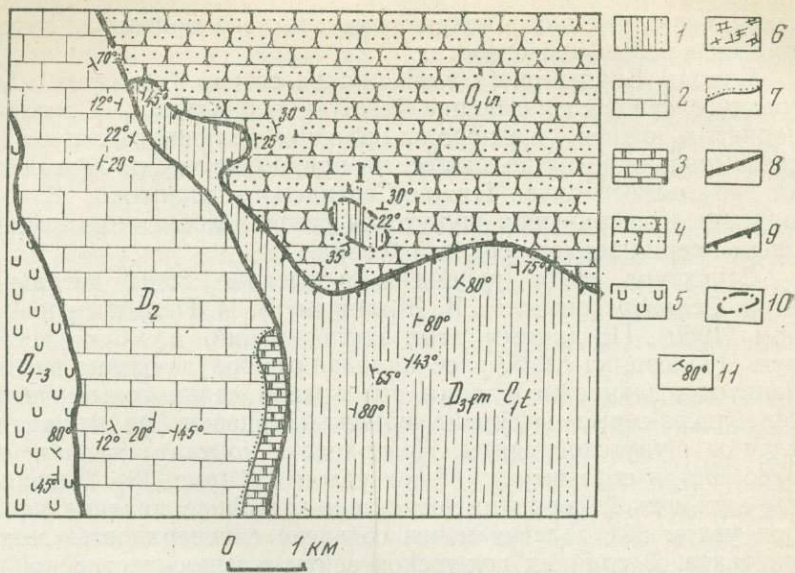


Рис. 79. Схематическая геологическая карта правого берега р. Уфы в районе южного окончания Бардымского шарьяжа и разрез через Червяковское тектоническое окно по линии I—I' (по данным Селиверстова и др., 1970, с дополнениями автора)

- | | |
|--|---|
| <p>1 — верхний девон, фаменский ярус, зилаирская серия: граувакковые песчаники, гравелиты, алевролиты, прослои глинистых известняков;</p> <p>средний девон (2) и верхний силур (3), слагающие южную часть Нижне-Сергинского шарьяжа; доломиты и известняки;</p> <p>4 — нижний ордовик, индиятская свита (теппоская), слагающая южную часть Бардымского шарьяжа: сланцы светло-серые по кварцевым и аркозовым песчаникам, сланцы зеленые по диабазам, разнозернистые, квар-</p> | <p>цевые, полевошпат-кварцевые песчаники и конгломераты;</p> <p>5 — нижний, средний и верхний ордовик, бардымская свита, слагающая южную часть Нязепетровского шарьяжа: туфы, диабазы, глинисто-кремнистые сланцы;</p> <p>6 — жильный кварц;</p> <p>7 — стратиграфическая граница;</p> <p>8 — границы шарьяжных пластин;</p> <p>9 — южная граница Бардымского шарьяжа;</p> <p>10 — границы Червяковского тектонического окна;</p> <p>11 — наклонное залегание слоев</p> |
|--|---|

клинорий и Бардымский шарьяж. Об аллохтонном залегании габброидного комплекса свидетельствует и его простираение в виде дуги выпуклостью к западу, характерное для всей зоны шарьяжей Уфимского амфитеатра.

Наконец, по данным геофизики, «Ревдинский габбровый массив не имеет сплошного, достаточно представительного выражения на глубину более 10 км» (Халевин и др., 1968, стр. 375). Ниже указанной глубины породы не отличаются значительно от вмещающих образований по плотности, что доказывает отсутствие у этого массива «корней».

В юго-восточной части Бардымского шарьяжа располагается уфалейский метаморфический комплекс (сланцы альбито-актинолитовые, альбито-хлоритовые, альбито-кварцевые, амфиболитовые, гнейсы и гранито-гнейсы) верхнерифейско-вендского возраста. Аллохтонное залегание этих пород четко устанавливается на северном погружении

Башкирского антиклинория. Здесь, на правом берегу р. Уфы, сланцы уфалейского комплекса перекрывают с востока девонские отложения, срезая их простирания под острым углом. В то же время их простирание согласуется с шарьяжами Уфимского амфитеатра, что лишнее раз подтверждает вывод об аллохтонном залегании этих пород. Несколько неясными остаются структурные соотношения уфалейского метаморфического комплекса с Бардымским шарьяжем. Судя по падению ордовикских отложений Бардымского шарьяжа на восток под метаморфические сланцы, можно предполагать, что последние слагают самостоятельный Уфалейский шарьяж, а не являются составной частью Бардымского покрова.

Краткие сведения о шарьяжах и надвигах более северных районов западного склона Урала

Севернее Уфимского амфитеатра располагается крупный Средне-Уральский антиклинорий, геологическое строение которого весьма сходно с рассмотренным ранее Башкирским поднятием.

Геологическими съемками и глубоким бурением здесь установлены многочисленные надвиги, прослеживающиеся в субмеридиональном направлении на 100—120 км и более (Луньевский (рис. 80), Багульский, Сурьинско-Вайский, Велгурский и др.). На западном крыле Средне-Уральского антиклинория в районе г. Чусового известен Чусовской тектонический покров, впервые установленный Г. Н. Фредериксом (1927), а позже подтвержденный В. Д. Наливкиным (1950). Аллохтон этого покрова слагают верхнерифейские и палеозойские отложения до нижнепермских включительно (рис. 81, 82). В параавтохтоне залегают породы нижней перми и карбона. На левом берегу р. Вильвы песчаники и аргиллиты ашинской серии венда и косвинской свиты верхнего рифея надвинуты на нижнепермские известняки и песчаники по очень пологой поверхности, о чем свидетельствуют сильно извилистая граница фронта надвига и присутствие тектонических окон и останцов покрова. Одно окно, в котором из-под ашинской серии выступают известняки нижней перми, известно на правом берегу р. Белой (левый приток р. Вильвы). На правом берегу р. Вильвы кварцевые песчаники такатинской свиты среднего девона сохранились в виде небольшого останца покрова среди кунгурских отложений нижней перми.

Эти данные наряду с материалами сейсморазведки, свидетельствующими о погружении поверхности сместителя на восток под углом 25—30°, позволяют считать, что горизонтальная амплитуда Чусовского покрова не менее 12—15 км.

На северном продолжении зоны надвигов и покровов Чусовского района располагается Красновишерско-Ныробский надвиг, прослеженный по простиранию на 170 км. Между широтами деревень Нижняя Язьва на юге и Березовая на севере линия этого надвига образует широтный изгиб в виде «залива», выдвинутого к западу на расстояние более 40 км. Эту часть надвига можно назвать покровом Полюдова Кряжа.

Аллохтон здесь слагают породы верхнего рифея, венда и палеозоя (до нижнепермских включительно), надвинутые на отложения нижней перми. О пологости подошвы рассматриваемого покрова свидетельствует тектоническое окно по р. Низьва у Камня Рассольного, изученное М. А. Калмыковой и Г. А. Дуткевичем (1934), а позже Н. Г. Чочиа (1955). В нем обнажаются артинские песчаники с *Paragastrioceras jossae*, образующие пологую антиклинальную складку, представляющую южную периклиналь Исаневской структуры, северная часть которой перекрыта покровом (рис. 83). Севернее р. Низьва породы аллохтона

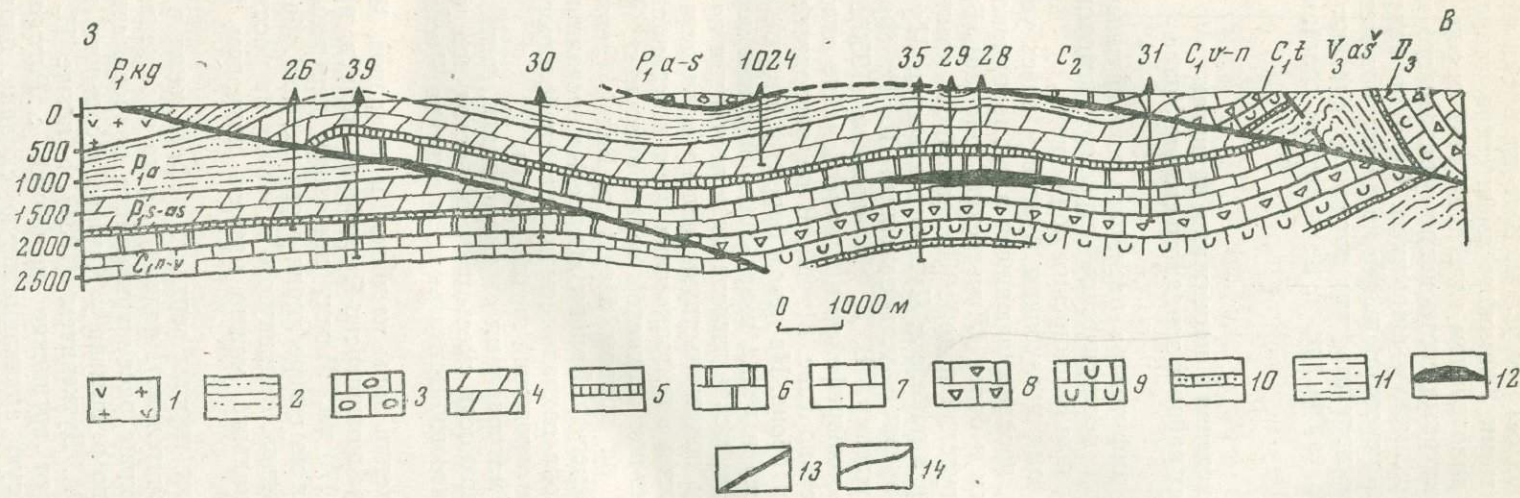


Рис. 80. Геологический разрез через западную часть Луньевского покрова

- | | | |
|---|---|--|
| <p>1 — нижняя пермь, кунгурский ярус: гипсы, ангидриты, аргиллиты;</p> <p>2 — 4 — нижняя пермь (2 — артинский ярус: алевролиты, песчаники;</p> <p>3 — артинский и сакмарский ярусы: известняки, мергели с прослоями аргиллитов;</p> <p>4 — сакмарский и ассельский ярусы. Известняки с прослоями мергелей);</p> | <p>5 — верхний карбон: известняки, мергели;</p> <p>6 — средний карбон: известняки, доломиты;</p> <p>7 — 8 — нижний карбон (7 — визейский и намурский ярусы: известняки, доломиты;</p> <p>8 — турнейский ярус: известняки);</p> <p>9 — верхний девон: известняки, прослоями глинистые;</p> <p>10 — средний девон: известняки, песчаники;</p> | <p>11 — ашинская серия венда: аргиллиты, алевролиты, песчаники;</p> <p>12 — нефтяная залежь;</p> <p>13 — тектонические контакты;</p> <p>14 — стратиграфические границы</p> |
|---|---|--|

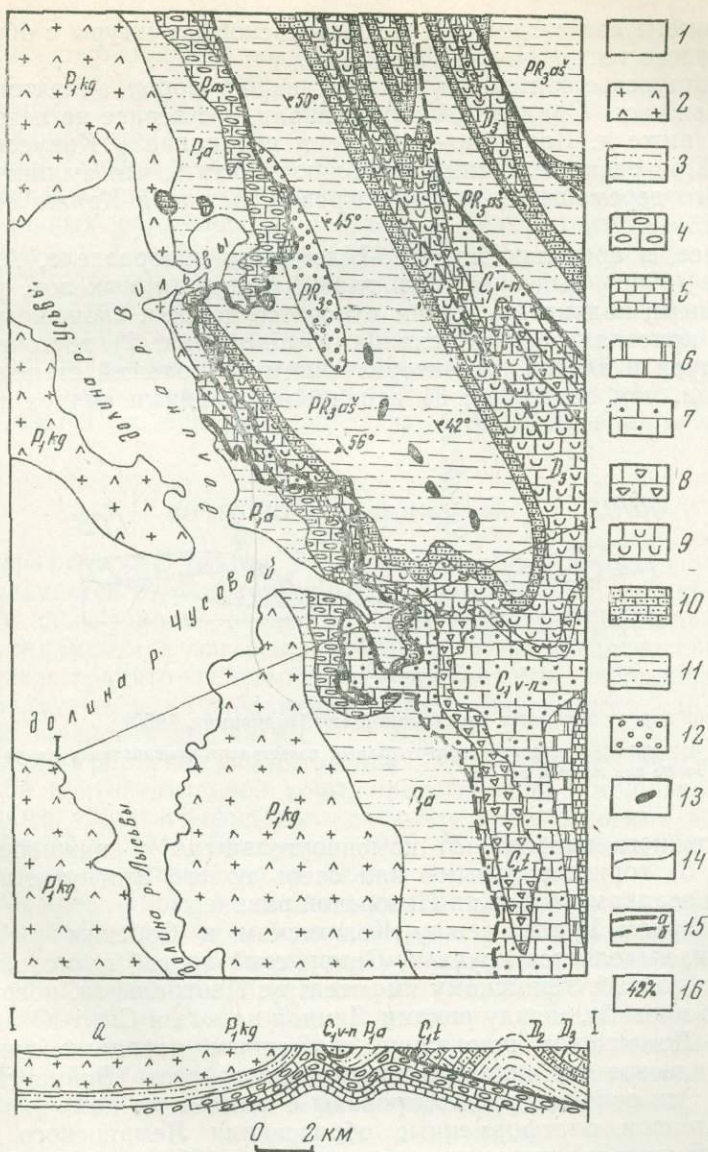


Рис. 81. Геологическая карта района города Чусового (по Е. П. Рослякову и П. М. Есипову) и разрез по линии I—I'

- 1 — четвертичные отложения: глины, пески, галечники;
 2—4 — нижняя пермь (2 — кунгурский ярус: песчаники, аргиллиты, глины с линзами соли и гипса, прослои доломитов;
 3 — артинский ярус: аргиллиты, алевролиты, песчаники и конгломераты;
 4 — ассельский и сакмарский ярусы: известняки органогенно-обломочные);
 5 — верхний карбон: известняки и доломиты;
 6 — средний карбон: известняки, мергели, глинистые сланцы;
 7—8 — нижний карбон (7 — визейский ярус: известняки, доломиты, кварцевые песчаники; внизу угленосная свита — пачка переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов);
 8 — турнейский ярус: известняки);
 9 — верхний девон: известняки;
 10 — средний девон: известняки, кварцевые песчаники, глинистые сланцы;
 11 — венд, ашинская серия: песчаники, алевролиты, аргиллиты;
 12 — верхний рифей, косьвинская свита: конгломераты полимиктовые, тиллитовидные;
 13 — габбро-диабазы;
 14 — геологические границы;
 15 — тектонические границы;
 (а — достоверные,
 б — предполагаемые);
 16 — элементы залегания слоев

- 1 — четвертичные отложения: глины, пески, галечники;
 2 — кунгурский ярус: песчаники, аргиллиты, глины с линзами соли и гипса, прослои доломитов;
 3 — артинский ярус: аргиллиты, алевролиты, песчаники и конгломераты;
 4 — ассельский и сакмарский ярусы: известняки органогенно-обломочные);
 5 — верхний карбон: известняки и доломиты;
 6 — средний карбон: известняки, мергели, глинистые сланцы;
 7 — визейский ярус: известняки, доломиты, кварцевые песчаники; внизу угленосная свита — пачка переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов);
 8 — турнейский ярус: известняки);
 9 — верхний девон: известняки;
 10 — средний девон: известняки, кварцевые песчаники, глинистые сланцы;
 11 — венд, ашинская серия: песчаники, алевролиты, аргиллиты;
 12 — верхний рифей, косьвинская свита: конгломераты полимиктовые, тиллитовидные;
 13 — габбро-диабазы;
 14 — геологические границы;
 15 — тектонические границы;
 (а — достоверные,
 б — предполагаемые);
 16 — элементы залегания слоев

снова размыты над сводом той же Исаневской структуры с образованием небольшого тектонического полуокна.

На междуречье Низьвы и Вишеры из-под пород аллохтона выступает южная часть Ораловской антиклинали, а севернее на левом берегу р. Колва, ниже д. Корепино — северная периклиналь Кикусской антиклинали. Приведенные данные позволяют считать, что амплитуда горизонтального перемещения пород покрова Полодова Кряжа составляет не менее 15 км.

Севернее, в пределах Печорско-Ыльчского водораздела, А. В. Варсанофьева (1940) выделяет пять главных структурных зон, разделенных крупными надвигами. К ним относятся полосы, сложенные (с востока): 1) кристаллическими сланцами докембрия; 2) восточными фациями силура и девона, характеризующимися большей степенью метаморфизации, чем западные; 3) западными фациями силура и девона,

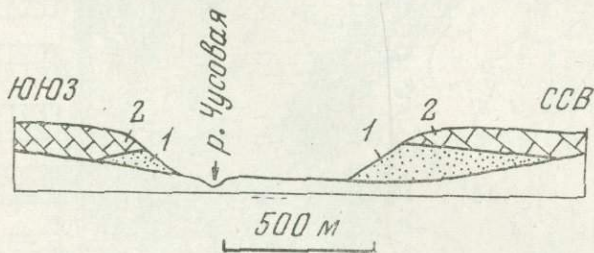


Рис. 82. Разрез вкост основных простираций (по Наливину, 1950)

1 — артинские песчаники; 2 — верхнекаменноугольные известняки; заштрихована та часть разреза, которая видна выше дна логов и рек

местами нижнего карбона; 4) каменноугольными и нижнепермскими породами; 5) горизонтальными или очень полого изогнутыми верхнепермскими осадками (область Печорской равнины).

На Полярном Урале, между Кожимским и Собским рифейскими поднятиями, выделяется крупный Лемвинский прогиб палеозойских отложений, подобный Уфимскому амфитеатру. Центральная, погруженная часть этого прогиба, между реками Лемвой на юге и Сырт-Ю на севере, перекрыта Лемвинским шарьяжем, сложенным породами нижнего и среднего палеозоя эв- и миогеосинклинального типа (Войновский-Кригер, 1945). Эти отложения шарьированы с востока на каменноугольные и нижнепермские платформенные образования Лемвинского прогиба. Лемвинский шарьяж имеет протяженность до 250 км и ширину — до 40 км.

В сложении аллохтона принимают участие глинисто-песчаные и кремнистые породы с прослоями туфов, туффитов и реже доломитов и известняков с возрастом от ордовика до нижней перми. Породы

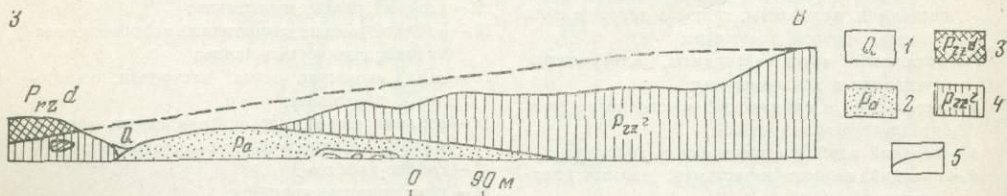


Рис. 83. Схематический разрез по левому берегу р. Низьвы через Камень Рассольный (по Чочиа, 1955)

1 — четвертичные суглинки, глины и пески; 2 — артинские песчаники и сланцы; 3 — деминская свита, красные и белые мергели и известняки; 4 — рассольнинская свита, зеленые и красные кварциты, песчаники и сланцы; 5 — линия тектонического контакта

Лемвинского шарьяжа, так же как и других подобных структур западного склона Урала «обтекают» со всех сторон древние рифейские поднятия (Кожимское и Собское), которые являлись естественными упорами при их формировании.

В верхнем течении р. Харута (правый приток р. Лемва) среди силурийских пород аллохтона обнаружен крупный выход нижнепермских и каменноугольных образований, слагающих здесь тектоническое окно. На р. Кочмес, у железнодорожного моста, примерно в средней части Лемвинского шарьяжа, буровой скважиной были вскрыты пермские отложения параавтохтона с фауной. Эти данные свидетельствуют о пологой подошве шарьяжа. Амплитуда горизонтального перемещения пород Лемвинского шарьяжа составляет несколько десятков километров. Время его формирования — поздняя пермь — ранний триас. Для более восточных частей его можно предполагать и более древний возраст дислокаций.

ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН УРАЛА

Стратиграфический разрез эвгеосинклинальной зоны Урала существенно отличается от рассмотренных ранее отложений западного склона тем, что здесь широко распространены вулканогенные образования. Породы фундамента в эвгеосинклинальной зоне представлены не докембрийскими гранито-гнейсами, а гипербазитами, габброидами, габбро-амфиболитами и амфиболитами коры океанического типа (Пейве и др., 1972; Иванов и др., 1972).

В Восточно-Уральском поднятии однако сохранились фрагменты докембрийской континентальной коры, представленной мощными гнейсовыми сериями. Стратиграфия последних изучалась многими исследователями (Петренко, 1949; Водорезов, 1952; Мамаев, 1958, 1961; Пронин, 1959, 1969; Мамаев, Черменинова, 1973, и др.).

Н. Ф. Мамаев (1965) в составе докембрия восточного склона Южного Урала выделяет три свиты (снизу вверх): 1) каменнодольскую, представленную пара- и ортогнейсами, мигматитами, плаггиогнейсами, амфиболитами, слюдяными сланцами и кварцитами; 2) кусоканскую, сложенную парагнейсами, амфиболитами, слюдяными сланцами, кварцитами, порфиритоидами и мраморами; 3) чулаксайскую — кремнистые и кварцитовые сланцы, филлиты и кварциты с прослоями слюдяных сланцев и порфиритоиды. Общая мощность всех свит достигает 6000 м (Мамаев, 1965).

Самая древняя каменнодольская свита условно сопоставляется с юрматинской и максютовской сериями Башкирского антиклинория и хр. Уралтау, кусаканская с каратауской, а чулаксайская с ашинской сериями (Абдулин, 1973). Аналогичные серии пород развиты и в пределах восточного склона Среднего Урала — салдинский и ильменогорский метаморфические комплексы, а также в Мугоджарах (Водорезов, 1952; Абдулин, 1973; Мамаев, Черменинова, 1973).

В нескольких пунктах восточного склона отмечаются палеонтологически охарактеризованные вендские отложения (Мамаев, Черменинова, 1973). К ним, в частности, относится мощная тогузак-аякская свита переслаивающихся слюдистых песчаников, песчаных сланцев и филлитовидных глинистых сланцев, обнажающаяся на Южном Урале и аналогичная толща пород Сысертского района Среднего Урала. Местами в этих отложениях встречаются прослой известняков с акритархами, онколитами и катаграфиями.

Весьма интересным является открытие в последние годы в восточных Мугоджарах мощных среднекембрийских терригенных отложений (шебектинская свита), залегающих на мамбеткульской свите, подстигаемой докембрийскими кристаллическими сланцами (Абдулин, 1973). Выше-

лежащий разрез палеозоя здесь характеризуется пестрым составом (известковистые и углистые сланцы, туффины, базальты, известняки, доломиты) и сокращенной мощностью.

Этот своеобразный тип разреза, развитый внутри эвгеосинклинали, но имеющий в основании гнейсовый фундамент, может быть назван эпи-эвгеосинклинальным.

Фундаментом собственно эвгеосинклинальных серий, как отмечалось, являются меланократовые породы — гипербазиты, габброиды и амфиболиты. Эти породы обнажаются во многих районах восточного склона Урала, слагая подошву крупных аллохтонных пластин, прослеживающихся иногда на сотни километров.

Наиболее представительный разрез пород меланократового фундамента можно наблюдать на Полярном Урале, в Войкарском и Щучинском синклиниях (Пейве и др., 1972; Иванов и др., 1972). Здесь мощность гипербазитов, залегающих в основании самой верхней тектонической пластины достигает 10—15 км. В составе гипербазитов преобладают дуниты и гарцбургиты, сменяющиеся выше по разрезу линзовидно переслаивающимися дунитами, клинопироксенитами, верлитами, трактолитами и фореленштейнами, образовавшимися в результате процессов высокотемпературного метасоматоза в условиях тектонического растяжения (Пейве и др., 1972; Иванов и др., 1972). Мощность метасоматически измененных пород до 1 км. Структурно выше залегает сложно дислоцированный комплекс габброидов, габбро-амфиболитов и амфиболитов, фиксирующих уже обстановку высоких давлений, возникшую при тектоническом сжатии. Мощность этих пород до 5—7 км. Еще выше лежат вулканогенные серии Войкарского и Щучинского синклиниев.

На Северном и Среднем Урале в мощном платиноносном габбро-пироксенит-дунитовом комплексе метасоматические преобразования проявились особенно широко (Ефимов, Ефимова, 1967). Стратиграфически выше метасоматических габброидов здесь появляются ортомагматические габбронориты и плагιοграниты, свидетельствующие о дальнейшем развитии процесса перерождения гипербазитов.

Породы меланократового фундамента во многих местах обнажаются и на Южном Урале, где также залегают в основании крупных аллохтонных пластин. Проведенное А. А. Ефимовым изучение Хабаровинского и Кемпирсайского гипербазитовых массивов показало существенное значение для них процессов метасоматоза, хотя они здесь проявились в меньших масштабах, чем на Северном и Среднем Урале.

Разрез меланократового фундамента на Южном Урале, как и в других местах, завершается сложно деформированными габбро-амфиболитами, образовавшимися в условиях мощного тектонического сжатия и горизонтальных движений. Выше комплекса габброидов залегают вулканиды толентового ряда ранней стадии развития эвгеосинклинали. Возраст этих пород в Тагильской фациальной зоне ордовикский, а в Магнитогорской — нижнесилурийский.

Ниже приводится краткое описание разреза палеозойских отложений Магнитогорской зоны Южного Урала, составленное по данным многочисленных исследователей (Л. С. Либрович, В. С. Коптев-Дворников, М. Ш. Биков, Б. М. Садрисламов, Ю. Л. Куваевский, Н. И. Леоненко, Г. А. Ленных, А. В. Ключихин, В. М. Сергиевский, О. А. Нестоянова, В. А. Маслов, Т. Т. Казанцева и др.) и наблюдениям автора. Здесь снизу вверх выделяются:

Поляковская свита (S) представлена альбитизированными диабазами, спилитами и их туфами с прослоями черных кремнистых сланцев. Иногда в верхней части разреза появляются туфобрекчии, конгломераты с гальками базальтовых порфиритов и линзы мраморизованных известняков, лишенных органических остатков. Мощность 1500 м.

Поляковская свита развита в Учалинском районе, южнее она замещается баймак-бурибаевской свитой.

Баймак-бурибаевская свита (S). Нижняя толща свиты представлена диабазами, диабазовыми порфиритами и вариолитами и их туфами, андезито-базальтовыми порфиритами и эффузивами кислого состава, имеющими подчиненное значение. Мощность толщи местами достигает 1000 м.

Верхняя толща свиты сложена преимущественно липарито-дацитовыми и дацитовыми порфирами и их туфами. Эффузивы и туфы среднего состава имеют ограниченное распространение. Мощность толщи 700—800 м.

Ирендыкская свита (D_1) представлена в основном пирокластическими породами. Среди них значительным распространением пользуются туфобрекчии смешанного состава, андезито-базальтовые туфы, реже дацитовые порфириты и их туфы, а также кремнистые туффиты и глинистые сланцы. Мощность свиты до 3000 м.

Карамалыташская свита (D_2) сложена главным образом вулканическими породами: диабазами, альбитофирами и кварцевыми альбитофирами, их туфами и кремнистыми яшмоподобными туффитами. Мощность свиты до 1500 м.

Улутауская свита (D_{2gv}) представлена преимущественно туфами, туфобрекчиями, туффитами основного, среднего и смешанного состава, реже алевролитами и песчаниками. Мощность свиты колеблется в пределах от 1200 до 1400 м.

Колтубанская свита (D_{3fr}) состоит из туфопесчаников, туфобрекчий и туфов с прослоями диабазов, кремнисто-глинистых сланцев с линзами известняков и известняковых конгломератов. Мощность свиты достигает 400 м.

Зилаирская серия ($D_{3fm}—C_{1t_1}$) представлена граувакковыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. Видимая мощность свиты достигает 2000 м.

Березовская свита ($C_{1t_2}—C_{1v_1}$) на западе (Уртазымская синклиналь) сложена туфопесчаниками и углисто-глинистыми сланцами с подчиненными диабазами и туфами. Мощность до 1200 м.

На востоке (реки Урал, Большая Караганка, район г. Магнитогорска) в составе свиты выделяются кремнистые туффиты, туфоалевролиты, диабазы, диабазовые порфириты, туфопесчаники и известняки. Мощность до 4500 м.

Кизильская свита ($C_{1v_1}—C_{2b}$) на западе, в Уртазымской синклинали, представлена в нижней части углисто-глинистыми сланцами и песчаниками, выше диабазами и биогермными известняками. Мощность до 1000 м.

В Кизильской зоне в нижней части свиты выделяются липаритовые, трахилипаритовые порфиры, диабазы, глинисто-кремнистые сланцы и известняки. Мощность до 1300 м.

Верхняя часть сложена известняками, преимущественно биогермными. Мощность до 2000 м.

На востоке (реки Урал, Нижняя Гусиха) фациальным аналогом кизильской свиты являются породы **гусихинской свиты**, представленные в нижней части грубообломочными туфами, диабазами, глинистыми кремнелыми известняками, а сверху — светлыми слоистыми известняками, переслаивающимися с песчаниками, алевролитами и глинистыми известняками. Мощность свиты достигает 1000 м.

Уртазымская свита (C_2^m) расчленяется в разрезе устья р. Большой Уртазымка на две толщи, из которых нижняя сложена конгломератами, песчаниками, алевролитами и известняками, мощностью 800 м, а верхняя — известняками с прослоями песчаников и аргиллитов, мощностью 700 м.

На востоке (реки Урал, Нижняя Гусиха) аналогом уртазымской свиты является **кардаиловская свита**, состоящая из песчаников, алевролитов, аргиллитов и тонкоплитчатых известняков и известняковых конгломератов-брекчий, мощностью до 350 м.

Выше залегают нижнепермские отложения, сложенные (р. Янгелька, пос. Агаповка) красноцветными песчаниками и конгломератами с прослоями аргиллитов, мергелей, гипсов и ангидритов, общей мощностью до 500 м.

Аналогичное строение, хотя и отличающееся в деталях, имеют разрезы и других районов эвгеосинклинальной зоны Урала.

В заключение необходимо отметить довольно широкое развитие в зоне Восточно-Уральского поднятия гранитоидов каледонского и варисского возраста, образовавшихся в интервале от 267 до 350 млн. лет (Гаррис, Постников, Лозовая, Боброва, Меньшикова, 1973 г.).

Особенности тектоники

Структура восточного склона Урала, как и его стратиграфический разрез, существенно отличается от деформаций миеосинклинальной зоны. Дислоцированность пород здесь выражена еще более интенсивно, возрастает роль надвигов и покровов, шире развиты катаклазиты и милониты, увеличивается степень метаморфизма пород. Широко распространенной и характерной структурой становится серпентинитовый меланж. Эти изменения стиля тектоники объясняются, с одной стороны, резко отличным от западного склона типом разреза земной коры, с другой — проявлением здесь более мощного бокового сжатия.

Восточный склон Урала состоит из ряда надвинутых одна на другую меридионально вытянутых зон, отличающихся составом, строением и возрастом слагающих их образований.

С востока на западный склон Урала на всем его протяжении, от Южных Мугоджар до Полярного Урала на многие десятки километров шарьированы породы эвгеосинклинальной зоны. Фронт этого крупнейшего аллохтона, названного нами Главным Уральским шарьяжем, прослеживается в плане вдоль восточного склона хр. Уралтау по выходам гипербазитов и зон меланжа, образующих здесь полосы протяженностью в сотни километров и отдельные небольшие массивы. Относительная прямолинейность фронта шарьяжа, по-видимому, объясняется не существованием здесь глубинного разлома (как принято считать), а параллельностью фронта аллохтона границе континентального склона, образовавшегося в момент рифтообразования и раздвижения платформенного фундамента.

Данные детальных геологических съемок, бурения, сейсморазведки, а также глубинного сейсмического зондирования свидетельствуют о сравнительно пологом погружении подошвы Главного Уральского шарьяжа к востоку. Судя по материалам сейсморазведки, на Южном Урале угол падения сместителя колеблется от 10 до 30°. Гипербазиты и габбро-амфиболиты, залегающие в основании аллохтонных пластин, четко следят здесь на сейсмических профилях на глубинах от 1,5 до 4 км под Присакмарской и Таналыкской зонами (рис. 84).

Аллохтонное положение гипербазитов и габброидов, обнажающихся вдоль фронта Главного Уральского шарьяжа, надежно устанавливается во многих местах. Бурением и сейсморазведкой, например, доказано залегание в форме шарьяжей Байгускаровского, Халиловского и других гипербазитовых массивов Южного Урала. Покровная структура Хабаровинского гипербазитового массива недавно описана А. В. Пейве, Н. А. Штрейсом и др. (1971).

Севернее, в Учалинском и Миасском районах, офиолиты надвинуты в одних случаях на кварциты уйташской свиты верхнего рифея, в дру-

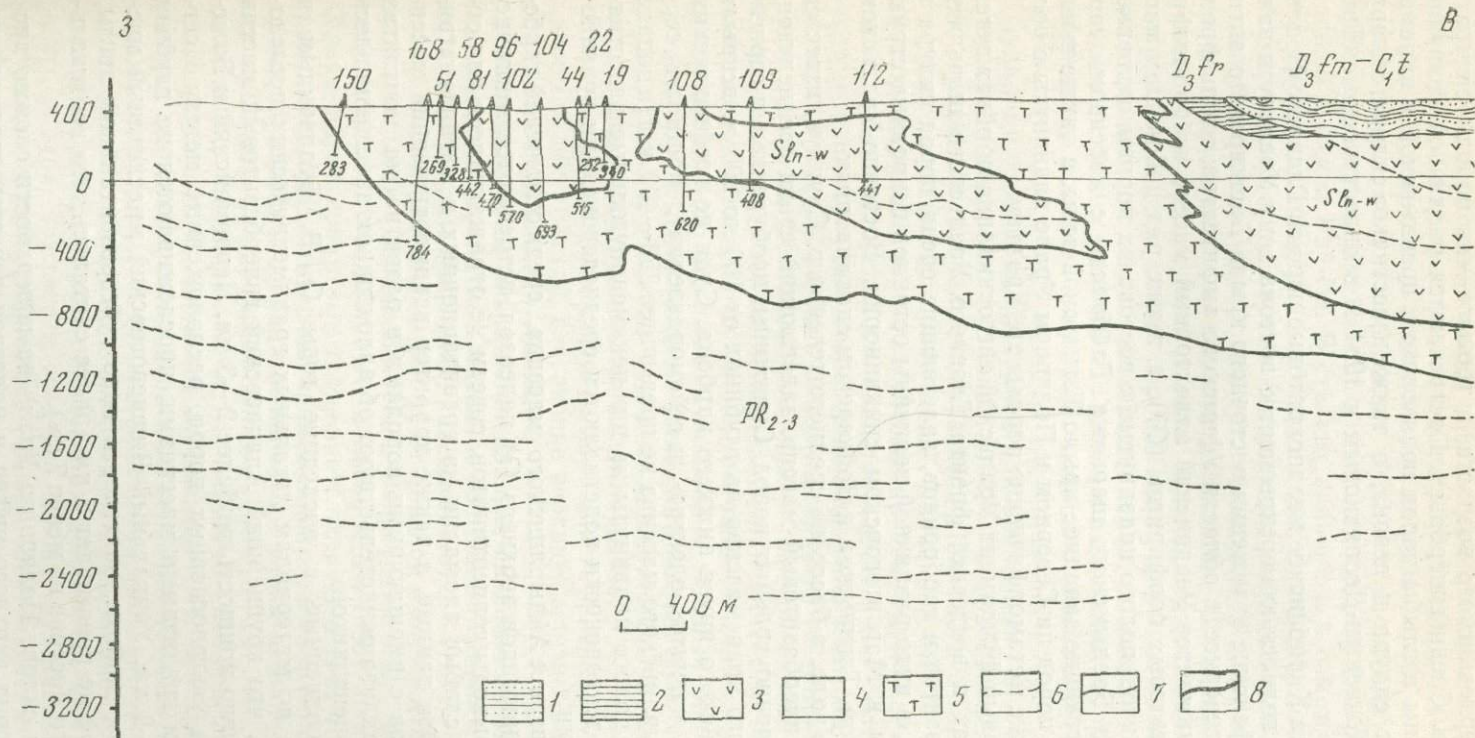


Рис. 84. Геологический разрез через Байгускарровский гипербазитовый массив

- 1 — фаменский ярус верхнего девона — низы нижнего карбона, зилаирская серия: песчаники, аргиллиты;
 2 — франский ярус, мукасовский горизонт: кремнистые сланцы;

- 3 — нижний силур: вулканогенно-осадочные образования;
 4 — средний и верхний рифей: метаморфические сланцы;

- 5 — гипербазиты;
 6 — сейсмические отражающие площадки;
 7 — стратиграфические границы;
 8 — тектонические контакты

гих — на хлоритовые, хлорит-кварцевые сланцы и порфиритоиды предположительно ордовикского возраста, в третьих — на породы силура и среднего девона. Среди гипербазитов встречаются различной величины блоки-отторженцы и глыбы пород поляковской, ирендыкской и карамалыташской свит силура и девона, а также известняков силура, обнаруженных В. С. Коптевым-Дворниковым в 1964 г. в окрестностях с. Тотлямбетово.

Севернее села Кирябинское меланократовые породы Главного Уральского шарьяжа полностью перекрывают с востока зону Уралтау и надвигаются на рифейские отложения восточного крыла Башкирского антиклинория. Еще севернее, в области Уфимского амфитеатра, вдоль фронта шарьяжа обнажается Ревдинский аллохтонный массив габбро-амфиболитов и базальтовых порфиритов (О?), а также ряд небольших массивов серпентинитов, полого надвинутые с востока на породы ордовика, силура и девона Бардымского шарьяжа. Габброиды с массивами серпентинитов, слагающие западное крыло Тагильской зоны, а также мощные толщи этих пород на Северном и Полярном Урале надвинуты с востока на рифейские метаморфические породы хр. Уралтау.

Меланократовый фундамент Уральской эвгеосинклинали обнажается во многих местах и восточнее фронта Главного Уральского шарьяжа. Выходы гипербазитов и габброидов, залегающие среди пород силура и среднего девона, в виде различной величины останцов покровных структур обнаружены в Магнитогорском синклинии, Восточно-Уральском поднятии, Аятском, Тагильском и Войкарском синклиниях.

На Южном Урале, в бассейне среднего течения р. Суундук, известен Айдырлинский гипербазитовый массив, залегающий среди среднедевонских и нижнекаменноугольных пород. Скважины, пробуренные в серпентинитах западного края массива на глубинах от 100 до 200 м, вскрыли известняки визейского яруса нижнего карбона. Судя по геофизическим данным (грави-, магнито-, электро-, и сейсморазведка), мощность серпентинитов Айдырлинского массива не превышает 350—400 м. На западе породы массива полого надвинуты на нижнекаменноугольные известняки, а на востоке тектонически подстилаются среднедевонскими вулканогенными породами.

Южнее и севернее Айдырлинского массива, среди отложений карбона, девона и гранитоидов верхнего (?) палеозоя, встречаются многочисленные мелкие выходы серпентинитов, совсем не отражающиеся или образующие лишь слабые аномалии на гравитационных и магнитометрических картах. Эти данные, а также характер взаимоотношения массивов серпентинитов с вмещающими породами и развитие на контактах мощных зон катаклаза свидетельствуют об аллохтонном залегании здесь всех выходов серпентинитов.

Расчеты, выполненные в последние годы О. В. Беллавиным и И. Ф. Тавриным по материалам детальных гравиметрических исследований, показали, что крупнейший Алапаевский гипербазитовый массив имеет вертикальную мощность не более 2—3 км. Первомайский и Баженовский массивы ультраосновных пород, расположенные между Исетским и Адуйским гранитными массивами, прослеживаются на глубину не более чем 1—2 км. Уникальный Вишневогорский миаскитовый массив, судя по этим данным, залегает в виде субгоризонтальной линзы, мощность которой не превышает 2 км (ранее считалось, что вертикальные размеры этого массива не менее 7 км).

На восточном склоне Полярного Урала на поверхности сложно дислоцированных пород верхнего рифея и палеозоя известен крупный гипербазитовый массив Рай-Из.

Основываясь на данных А. Г. Комарова по разновысотной аэромагнитной съемке, Н. П. Херасков пришел к выводу, что Райизский массив представляет собой полого залегающее лополитообразное тело. Этот

массив не дает сколько-нибудь заметной положительной аномалии, за исключением нескольких узких локальных максимумов. К выводу о пологой подошве массива пришел и Ю. Е. Молдаванцев (1963), изучивший характер магматической полосчатости массива.

По данным А. С. Перфильева (1968), в верховьях руч. Западный Нырдовомен-Шор, пересекающего северный контакт гипербазитов, видна подошва массива Рай-Из. В стенках каньона и в самом ручье обнажаются крутопадающие сланцы ханмейской серии рифейско-нижнепалеозойского возраста, в то время как верхняя часть склонов долины сложена на гипербазитами. Автор отмечает, что подошва гипербазитов на этом участке погружается на юг под углом 10—15°. Южнее гипербазиты спускаются до самого низа долины, и на протяжении 300 м полностью перекрывают подстилающие породы. Выше по ручью вновь вскрываются крутозалегающие сланцы ханмейской серии, слагающие здесь тектоническое окно. Таким образом, по данным названных авторов, четко устанавливается пологое залегание подошвы гипербазитового массива Рай-Из.

Судя по находкам галек серпентинизированных гипербазитов, в основании среднедевонских (Волков, 1948) и ордовикских (Евдокимов, 1959) отложений, возраст гипербазитов Полярного Урала следует считать доордовикским. По данным Н. Г. Удовкиной (1971), процессы эклогитизации перидотитов и габброидов на хр. Мурун-Кей произошли не позже 620 млн. лет назад, что свидетельствует о еще более древнем, чем процессы эклогитизации, возрасте перидотитов. Если же учесть, что гипербазиты массива Рай-Из в бассейне верхнего течения р. Сось контактируют с каменноугольными сланцами яйюской свиты, мы неизбежно приходим к выводу об аллохтонном залегании этого массива. Вывод этот подтверждается также отсутствием активных контактов гипербазитов с окружающими его породами и наличием мощных зон катаклазитов.

Таким образом, достаточно четко устанавливается, что все выходы ультраосновных и основных пород меланократового фундамента Уральской эвгеосинклинали являются аллохтонными.

Этот вывод подтверждается и данными геофизики, судя по которым «коренные» гипербазиты, слагающие верхнюю мантию на Урале, располагаются на глубинах 40—45 км.

В последние годы появляются данные, свидетельствующие об очень малой мощности гранитных массивов восточного склона Урала, которая, судя по материалам геофизики, колеблется от 2—4 до 6—10 км. Гранитные тела имеют различную форму от близкой к горизонтальному пласту разной мощности (Верхне-Исетский, Осинковский и др.) до круто наклоненного пласта (Мурзинский) (Ананьева и др., 1968).

Такая форма гранитных тел свидетельствует о том, что большинство из них имеет анатектическое происхождение и аллохтонное залегание, т. е. они не связаны с гранито-гнейсовым слоем земной коры подводными каналами, как предполагалось ранее.

Сказанное подтверждается и прямыми наблюдениями в поле. Н. Ф. Мамаев и И. В. Черменинова отмечают, что «с позиции покровной тектоники становится более понятным строение Челябинской структуры, которая рассматривалась прежде просто горстом» (Мамаев, Черменинова, 1973, стр. 79). Согласно названным авторам, Челябинский гранитный массив и вмещающие его образования докембрия, нижнего палеозоя, верхнего силура, нижнего и среднего девона, находящиеся в сложных структурных взаимоотношениях, всюду тектонически подстилаются габбровым комплексом, который, в свою очередь, аллохтонно залегает на нижекаменноугольных отложениях.

Аналогичные дислокации свойственны и другим районам Восточно-Уральского поднятия, имеющего очень сложную покровную и мозаичную структуру.

Как уже отмечалось, крупные надвиги прослеживаются вдоль всех структурно-фациальных зон Восточного склона Урала: Присакмарской, Таналыкской, Ирендыкской, Сибайско-Уртазымской, Кизильской, Учалинской и других (Камалетдинов, Казанцева, 1970). Бурение, проведенное Башкирским геологическим управлением вдоль западной границы Таналыкской зоны у пос. Тубинска, показало, что вулканогенно-осадочные породы силура-девона надвинуты с востока под углом 30—35° на отложения зилаирской серии Присакмарской зоны (рис. 85).

Бурением на восточном крыле Бакр-Узякской структуры установлено, что породы Сибайско-Уртазымской зоны тектонически налегают на флишеидные осадки зилаирской серии, которые, судя по данным скважин, в районе оз. Колтубан, в свою очередь, надвинуты на нижнекаменноугольные известняки Кизильской зоны (рис. 86). Многочисленные надвиги устанавливаются детальными геологическими съемками и бурением и в других районах, в частности, пологий надвиг вскрыт скважинами

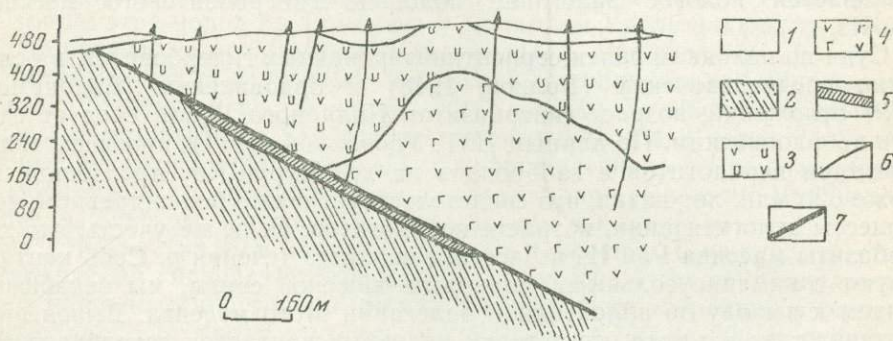


Рис. 85. Геологический разрез через западную границу Таналыкской зоны в районе пос. Тубинска

- | | |
|---|---|
| 1 — четвертичные отложения: глины, пески; | става, 4 — эффузивы основного состава и их туфы); |
| 2 — верхний девон, фаменский ярус, зилаирская серия: песчаники, аргиллиты, алевролиты; | 5 — милонитизированные породы; |
| 3 — 4 — верхний силур, баймак-бурibaевская свита (3 — вулканогенные породы кислого состава, | 6 — стратиграфические границы; |
| | 7 — тектонический контакт |

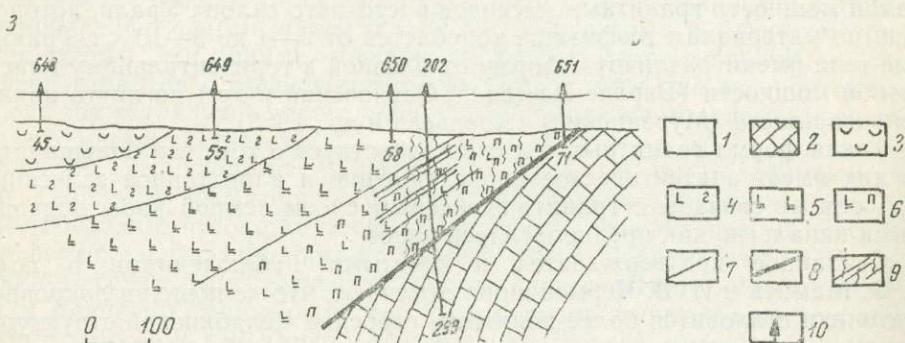
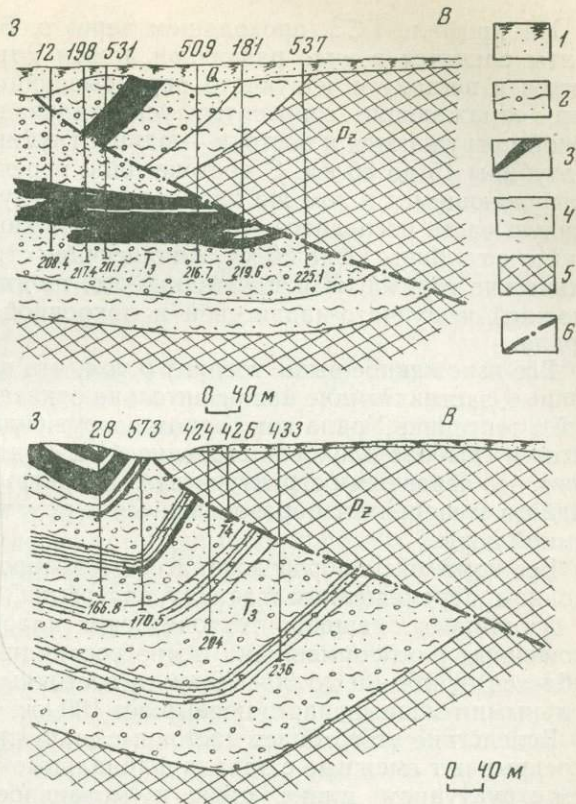


Рис. 86. Геологический разрез через Кизильский надвиг в районе оз. Колтубан (по Куваевскому, 1964)

- | | |
|--|---|
| 1 — четвертичные отложения: глины, пески; | 6 — порфиры пироксен-плагноклазовые и вулканическая брекчия); |
| 2 — известняки кизильской свиты визейского яруса; | 7 — стратиграфические границы; |
| 3 — 6 — средний девон, живетский ярус, улутаская свита (3 — туфы и туфопесчаники); | 8 — тектонический контакт; |
| 4 — порфиры плагноклазовые; | 9 — зона дробления; |
| 5 — порфиры пироксеновые; | 10 — скважины |

Рис. 87. Геологические разрезы по линии 103 Богословского и по линии 2 Волчанского месторождений (по А. Т. Расулову, 1972)

- 1 — песчанистые глины, пески, галечники и торф;
- 2 — угленосные отложения: аргиллиты, алевролиты, песчаники, конгломераты;
- 3 — прослои и пласты угля;
- 4 — разнообразные по структуре и окраске глины;
- 5 — сланцы, порфириты, известняки, глины, конгломераты;
- 6 — линия тектонических нарушений



на Гайском медно-колчеданном месторождении (Бородаевская, Требухин, 1967).

В полосе нижнекаменноугольных пород Магнитогорской зоны известен ряд надвигов меридионального простирания, прослеживающихся на 400—500 км и более. По мнению Г. Ф. Червяковского и С. Г. Червяковского (1972), амплитуда горизонтального перемещения пород по этим надвигам составляет около 15 км.

В последние годы надвиги детально изучены в нижнемезозойских угленосных бассейнах восточного склона Среднего Урала (Расулов, 1973). На Богословском и Волчанском месторождениях угля поверхность надвига перебурена многими скважинами (рис. 87). На этих площадях известняки среднего девона надвинуты с востока на песчаники и конгломераты верхнего триаса и нижней юры. Надвиги на поверхности перекрыты неоген-четвертичными отложениями, что определяет их возраст как донеогеновый.

Многочисленные надвиги обнаружены бурением и на других угольных месторождениях восточного склона Урала. Строение их принципиально не отличается от приведенных выше.

Покровное строение Урала, по данным геофизики, прослеживается на большую глубину, достигающую «базальтового слоя» и верхней мантии. На сейсмических профилях отражающие и преломляющие горизонты имеют очень пологое, близкое к горизонтальному падение, свидетельствующее о соответствующем залегании на глубине различных геологических тел и границ их раздела.

Судя по материалам глубинного сейсмического зондирования, на Южном Урале до глубин 30—40 км, прослеживаются многочисленные, слабо наклоненные к востоку отражающие площадки, по-видимому, отвечающие поверхностям развитых здесь надвигов и шарьяжей.

На профиле ГСЗ, проходящем через г. Баймак, отражающие горизонты следятся в виде различной длины отрезков, полого погружающихся к востоку и чешуйчато перекрывающих друг друга. Так, например, отражающие горизонты, устанавливаемые под Магнитогорской зоной погружаются к востоку — один с глубины 10 до 17 км, а другой — с глубины 15 до 30 км. С востока они перекрыты другим горизонтом, погружающимся в том же направлении с глубины 15 до 22 км. На восточную часть последнего «надвинут» отражающий горизонт, погружающийся с глубины 17 до 20 км. Аналогичное строение имеют и другие сейсмические горизонты и площадки, что, по-видимому, свидетельствует о сложной чешуйчато-надвиговой и покровной структуре глубинных зон Урала.

Все изложенное выше говорит о том, что накопились многочисленные данные, заставляющие нас решительно отказаться от старых представлений о тектонике Урала как горном сооружении, имеющем простое складчатое и глыбово-блоковое строение. Новые данные убедительно показывают, что основными структурными элементами Урала являются крупные надвиги и шарьяжи, образовавшиеся в результате интенсивного сжатия земной коры.

Все комплексы пород доварисского возраста здесь находятся в аллотонном, перемещенном к западу, залегании.

Амплитуда смещения тектонических пластин в западных разрезах, сложенных платформенными и миогеосинклинальными формациями, колеблется от 15—20 до 50—70 км, в восточных, сложенных эвгеосинклинальными толщами, часто превышает 100 км.

Вследствие этого более восточные шарьяжи полностью или частично перекрывают смежные с запада фациальные зоны, обуславливая в верхнем структурном плане стык и мозаичное размещение гетеротипных формаций.

КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ

Древнейшая, архейская история развития Земли трудно поддается реконструкции. Во всяком случае мы не знаем, были ли в то время обособлены Протосибирское и Протоевропейское ядра древней консолидации или они составляли единый обширный кратон. Предполагается, что мощность сиалических массивов в то время была весьма незначительной. Этим можно объяснить тот факт, что позже они испытали ряд диастрофизмов пока не превратились в устойчивые платформы. Известно, что процессы складчатости, метаморфизма и гранитизации земной коры проявились на рубежах около 3,0; 2,6; 2,0 (беломорская складчатость); 1,7 (карельская складчатость); 1,1—1,0 (гренвильская складчатость) и 0,7—0,5 (байкальская складчатость); 0,3—0,2 (варисская складчатость) млрд. лет. Причем для северных материков (Лавразийской группы) заключительной платформообразующей явилась карельская, а для гондванской группы — байкальская складчатость (Штрейс, 1964; Муратов, 1965).

В процессе первых же тектонических революций стали создаваться сложно дислоцированные массивы мигматизированных и гранитизированных пород, которые характеризовались сильно расчлененным рельефом. Наряду с крупными выступами (кряжами) существовали глубокие впадины, заполнявшиеся осадочными толщами, в дальнейшем также подвергшиеся глубокой метаморфизации.

Следовательно, толщина коры была резко изменчивой и на тонких подвижных участках не могла сдерживать высокий тепловой поток, возникающий при каждой тектонической активизации. Так, например, в пределах Восточно-Европейской и Сибирской платформ гранито-гнейсовый фундамент имеет возраст от архейского до среднепротерозойского. В частности Украинский щит, судя по возрасту кировоградско-житомирского интрузивного комплекса и метасоматических чернокитов, был консолидирован на рубеже около 2000 млн. лет (Тугаринов и др., 1962; Симоненко, 1964; Половинкина, Наливкина, 1964), в то время как некоторые другие части платформы оставались еще подвижными.

К этому же времени относится консолидация Алданского щита и Анабарского массива Сибирской платформы, между тем как в Учуро-Майском районе граниты имеют возраст 1700—1800 млн. лет (Муратов, 1965).

В образовании платформенных структур, несомненно, большая роль принадлежала крупным надвигам и шарьяжам. Иначе практически невозможно объяснить столь резкое возрастание мощности гранитного слоя и формирование столь высокого рельефа, при котором отдельные участки впоследствии долгое время оставались сушей. Например, на Анабарском выступе Сибирской платформы непосредственно на архее лежат горизонтально наслоенные рифейские отложения, согласно перекрытые нижним кембрием. Подтверждением большой роли шарьяжей в структуре кристаллического фундамента древних платформ может служить их чрезвычайно интенсивная дислоцированность, глубокий термодинамометаморфизм пород в условиях мощного сжатия и, наконец,

присутствие многочисленных тектонических, милонитизированных зон, выраженных волноводами и отражающими горизонтами, выявленными сейсмическими исследованиями на различных глубинах. В конце раннего протерозоя, как известно, проявилась беломорская (раннекарельская) складчатость, наиболее четко фиксируемая на Балтийском щите. За ней последовали процессы раздвижения, с которыми, вероятно, связано развитие узкого Ладожского интракратонного трога в Карелии, аналогичного среднедокембрийским интракратонным грабеном Экваториальной Африки. В среднем протерозое, на рубеже 1700 млн. лет, проявилась карельская складчатость, свидетельствующая о новом сжатии.

Как уже отмечалось, эта складчатость имела важные последствия для становления Европейской и Сибирской платформ, в пределах которых отложившиеся осадки раннего и среднего докембрия были глубоко метаморфизованы, вследствие чего эти территории оказались окончательно консолидированными.

Платформенные области снова испытывают подъем и здесь на обширных площадях устанавливается континентальный режим, в течение которого структуры фундамента местами подверглись денудации и глубоко размыты.

Сразу же после этого последовали процессы растяжения земной коры. «На участках более ранней, в основном эпиархейской, консолидации... возникли плоские впадины — синеклизы с накоплением красной обломочной и трапповой формаций. Излияния и внедрения толеит-базальтовой магмы, очевидно, мантийного происхождения стимулировались раскалыванием охлажденной давно консолидированной коры» (Хаин, 1973, стр. 438).

На границе среднего и позднего протерозоя произошла новая крупная глобальная перестройка структур земной коры, выразившаяся мощным карельским (альгонским) диастрофизмом.

Считается, что Земля с этих пор вступила в новую — неогейскую стадию развития. Согласно Штилле (Stille, 1949), конец среднего докембрия завершается формированием единого, окаймленного протоокеаном, суперконтинента — Мегатеи.

Это доказывается наложенным характером более молодых складчатых зон и границ океанов (в том числе и Тихого) к простиранию раннепротерозойских толщ.

На карте Г. Штилле, составленной для начала неогей, Европейский и Сибирский материки также показаны соединенными.

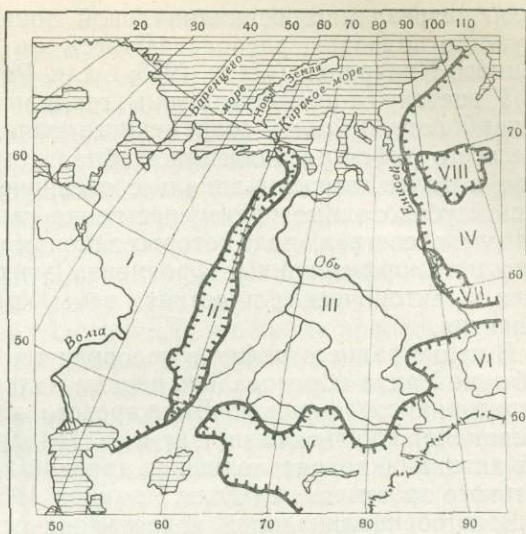
С верхнепротерозойского (рифейского) времени вновь начали проявляться процессы растяжения земной коры, которые привели к раскалыванию Мегатеи на части. Разделились и стали интенсивно раздвигаться также Европейская и Сибирская платформы. Прямолинейность и в общем параллельная форма противоположных границ Сибирской и Европейской платформ, наряду с дискордантным срезанием протираний древней складчатости, может служить доказательством их былого единства и последующего раздвига (по аналогии с Африканским и Южно-Американским континентами). О возникновении между Сибирским и Европейским материками наложенного океана — Протоуральской геосинклинали — свидетельствует начавшееся в позднем докембрии формирование перикратонных опусканий вдоль восточного края Европейской и западной окраины Сибирской платформ, зафиксированное на Урале, Таймыре, Енисейском кряже и Кузнецком Алатау накоплением мощных миогеосинклинальных толщ (рис. 88).

Раздвигание, по-видимому, происходило вдоль слабо ломаной линии северо-северо-западного направления, пересекающей под острым углом современное простирание Уральского хребта. Казахстанский континентальный массив вместе с Кокчетавской архейской глыбой в то время, вероятно, составляли непосредственное продолжение юго-восточной

Рис. 88: Схема, показывающая соотношение Урала с другими структурами

Цифры на карте:

- I — Восточно-Европейская платформа;
- II — Уральская складчатая область;
- III — Западно-Сибирская плита;
- IV — Сибирская платформа;
- V — Казахская складчатая область;
- VI — Алтай-Саянская складчатая область;
- VII — Енисейский кряж;
- VIII — Анабарский массив



окраины Восточно-Европейской платформы, существенно переработанное наложенными складчатыми деформациями.

Раздвижение было очень длительным и неоднократно прерывалось более или менее интенсивными процессами сжатия.

О значительной активности раздвижения свидетельствует большая амплитуда погружения платформенных территорий. Даже многие поднятые участки, ранее не опускавшиеся под уровень моря, были охвачены осадконакоплением. Особенно существенно тектонические движения сказались на восточной окраине Восточно-Европейской платформы. Здесь, в теле фундамента, возникли авлакогены, прослеживающиеся в субмеридиональном направлении до 700—800 км при ширине 100—200 км и глубине 7—8 км (Казанско-Кажимский, Сергиевско-Абдуллинский и др.).

Самая восточная часть гнейсового фундамента платформы совсем откололась и отодвинулась к востоку, обнажив в относительно узкой зоне океаническую кору. Это доказывается развитием в раннем рифее восточного крыла Башкирского антиклинория (в районе Тараташского выступа фундамента) характерных рифтогенных (грабеновых) фаций.

Айская свита, залегающая в основании рифейского разреза, здесь сложена мелководными молассоидами — светлыми и буровато-красными кварцевыми и полимиктовыми песчаниками, грубыми гравелитами и конгломератами, образовавшимися за счет размыва уступа кристаллического фундамента платформы. Эти породы переслаиваются с эффузивами основного состава (микродиабазы, спилиты, диабазовыми порфиритами и щелочными базальтоидами). Такие фации, как известно, свойственны рифовым системам континентов, образующимся в условиях раздвига [Дж. Уилсон (Wilson); Дж. Дьюим (Dewey); Дж. Гриффитс (Griffiths, 1970); Пейве и др., 1972; Иванов и др., 1972) и др.], кристаллический фундамент в первую очередь его краевые прекратонные части, а также авлакогены погружаются под уровень моря и превращаются в области осадконакопления. В то же время стабильные зоны (Татарский свод, Токмовский свод и др.) долго еще остаются участками интенсивно размывавшейся суши. Напомним, что в пределах Татарского свода породы франского яруса залегают непосредственно на кристаллическом фундаменте. Неравномерным было осадконакопление и вдоль шельфовой зоны. Так, в пределах Башкирского антиклинория, представлявшего в то время глубокий прогиб, мощность рифейских пород достигает 10—12 км, а на склонах древнего Тараташского выступа — не превышает 2—3 км. Источником сноса для большинства свит рифей-

ского разреза миеосинклинальной зоны Южного и Среднего Урала служили поднятия, располагавшиеся на западе, на территории современного Приуралья (Олли, 1948; Олли, Романов, 1962).

К востоку от шельфовой зоны, где шло накопление песчано-глинистых и карбонатных толщ современного западного склона Урала, в течение всего рифея располагалась область материкового склона и подножия, а далее эвгеосинклиналь с океанической корой. Здесь формировались глубоководные преимущественно глинистые осадки и вулканиты основного состава, роль которых закономерно возрастала к востоку. Глубоко метаморфизованные фрагменты этих образований сейчас обнажаются в тектонических пластинах зоны Уралтау и Восточно-Уральского поднятия.

В конце раннего рифея в условиях тектонического сжатия в шельфовой зоне Урала образовались первые надвиги и слабая складчатость. На территории современного Башкирского антиклинория в это время возникает Зюраткульский надвиг и связанная с ним Малиногорская линейная антиклиналь, расчленившая древний прогиб на две ячеи субмеридионального простирания (Олли, Романов, 1962).

В эвгеосинклинальной зоне тектонические движения проявились более активно, что зафиксировано здесь даже в формировании гранитоидов (Бердяушский, Губенский, Рябиновский и др.) с возрастом 1300—1400 млн. лет (Ленных, 1968; Гаррис, 1972).

Вслед за упомянутой (бакальской) складчатостью вновь проявились процессы раздвижения, выразившиеся в возникновении рифтогенных фаций в машакской свите. Последняя залегает на подстилающих породах с отчетливым угловым несогласием, достигающим на восточном крыле Ямантауской антиклинали 40° (Сергиевский, 1971).

Свита здесь представлена грубопесчаной и конгломератовой пестроцветной толщей типа моласс, содержащей многочисленные пласты основных эффузивов и их туфов. Причем на долю вулканитов в восточных районах приходится до 50% мощности всей свиты. Примечательно, что вверх по разрезу породы становятся мелкообломочными, а появление пачек темных сланцев, по-видимому, свидетельствует об углублении морского бассейна.

В конце машакского времени вновь произошла складчатость, фиксирующая возникновение условий сжатия. Интенсивность последней значительно уступает бакальской, однако в результате этих движений к западу от антиклинали Ямантау машакская свита была полностью размыта.

Рифтогенные фации начала верхнерифейского времени неизвестны, однако можно предполагать, что к этому времени относится образование многочисленных даек диабазов, возраст которых, судя по контактовым метаморфическим породам в районе Сатки и Бакала составляет 1143 млн. лет (Ленных, 1968).

В конце миньярского времени проявились слабые складчатые движения, свидетельствующие о новом сжатии.

Снова процессы рифтообразования фиксируются в конце рифейской эпохи, в криволукский век. Породы этого возраста представлены кварцевыми и полевошпатовыми песчаниками и алевролитами, переслаивающимися с основными эффузивами и их туфами, количество которых в Тирлянском районе достигает 40% (Романов, 1973).

Характерны многочисленные дайки диабазов и габбро-диабазов, мощностью до 50—60 м и протяженностью до 3 км. Их абсолютный возраст, определенный по измененным контактовым породам, отвечает 550—658 млн. лет (Ленных, 1968).

Тектонические движения конца рифейской эпохи имели большое значение для формирования структуры не только Урала, но также Западного Казахстана и Северного Тянь-Шаня. В это время «полному распаду подверглось Улугтау-Тургайское нагорье. В результате цент-

рально-казахстанский морской бассейн приобрел более широкие связи с уральским» (Королев, 1970; Киселев, 1970). Отодвигание к востоку Казахстанского кристаллического блока фиксируется присутствием рифтогенных формаций вдоль ее западного, противоположного Уралу края. Здесь образуются мощные толщи моласс и флишеидов, местами перемежающихся с диабазами (Королев, 1970; Киселев, 1970).

Весьма характерна для окраинной зоны этой структуры выдержанная на больших расстояниях формация вендских тилитовидных конгломератов. Такие же конгломераты и на том же стратиграфическом уровне известны в кургашлинской свите западного склона Южного Урала, а также в серебрянской и сыявицкой свитах Среднего Урала.

В конце протерозоя в байкальскую эпоху на Урале произошли интенсивные горообразовательные движения, в результате которых мощные толщи эв-, миогеосинклинальной зон были сильно дислоцированы, метаморфизованы и шарьированы в область платформ. В Тирлянском районе метаморфические сланцы зоны Уралтау в современном эрозионном срезе сохранились в виде останцов покрова среди толщ каратауской серии, в других местах они погребены под более молодыми осадками.

В результате байкальской складчатости вдоль восточной окраины Эпикарельской платформы возникло крупное горное сооружение.

Энергичные тектонические движения в рассматриваемое время четко фиксируются на Башкирском, Среднеуральском и других антиклинориях западного склона Урала. Примечательно, что здесь в районах накопления наибольшей мощности осадков тектоническое скупивание имело наибольший геологический эффект.

В результате разрушения гор, образованных байкальской складчатостью происходит обильное поступление с востока кластического материала, формирующего мощную, до 1500 м, ашинскую молассу вендского возраста. Восточное происхождение пород ашинской серии четко доказывается составом кластического материала и закономерным сокращением к западу размера обломков, а также направлением косой слоистости. Исследования Л. Д. Ожигановой (1963) показали, что отложения данной свиты образовались почти исключительно за счет размыта пород метаморфического комплекса.

Таким образом, ашинская серия миогеосинклинальной зоны Урала является первым крупным осадочным клином с востока.

В результате байкальского диастрофизма была окончательно консолидирована и причленена к Восточно-Европейской платформе Тиман-Печорская область. Большое значение имели байкальские движения и для формирования структур западной окраины Сибирской платформы, где также возникли крупные складчатые сооружения. Причем продвижение пород здесь происходило с востока на запад, т. е. в направлении, противоположном Уралу. В результате байкальского тектогенеза на обширных территориях Восточно-Европейской и Сибирской платформ произошли поднятия и регрессия морского бассейна, наступил длительный континентальный режим. Однако полного осушения и замыкания Протуральского океана, располагавшегося между Сибирской и Европейской платформами, не произошло, о чем свидетельствует развитие мощных вулканогенных пород (спилиты, диабазы, андезито-базальтовые порфириты, альбитофиры и их туфы) в лушниковской свите нижнего кембрия западных Мугоджар (Абдулин, 1973), залегающих в настоящее время аллохтонно. Эти породы покрываются чаушской свитой, состоящей из туфогенных конгломератов, гравелитов, песчаников, кислых эффузивов и их туфов.

Судя по составу этих пород, можно предположить, что низы лушниковской свиты отвечают ранней стадии развития эвгеосинклинали, когда преобладали процессы растяжения, а вышележащий разрез — зрелой стадии, формировавшейся в условиях сжатия.

Следовательно, нижний кембрий в восточных районах характеризуется как бы целым циклом тектонического развития, начавшимся процессами растяжения и завершившимся сжатием. Подтверждением этому может служить и тот факт, что породы кидрясовской свиты верхов кембрия нижнего ордовика залегают на чаушской свите с размывом (Абдулин, 1973). Примечательно, что на Енисейском кряже средней кембрий залегает на нижнем также с глубоким размывом и угловым несогласием. Однако тектонические движения первой половины кембрийской эпохи были относительно слабыми и не сказались на миогеосинклинальной области.

Крупное раздвижение земной коры на Урале фиксируется в конце кембрия — начале ордовика (Пейве и др., 1972; Иванов и др., 1972).

В это время формируются мощные рифтогенные фации, встречающиеся в Сакмарской зоне Южного Урала и в Мугоджарах (кидрясовская свита), а также в области Уфимского амфитеатра (бардымская свита) и в ряде других мест.

В течение ордовика в эвгеосинклинальной зоне шло накопление терригенных осадков, переслаивающихся с покровами диабазов, роль которых по мере раздвижения блоков фундамента все более возрастала. Особенно широкое развитие ордовиковские диабазы и спилиты получили в Тагильской зоне, где раздвижение земной коры, вероятно, началось раньше, чем в Магнитогорской. В миогеосинклинальной области ордовиковское время характеризуется началом морской трансгрессии, сменившей длительную эпоху денудации. Кварцевые песчаники и конгломераты налегают на рифейские образования с глубоким размывом и резким угловым несогласием, что можно отчетливо наблюдать вдоль восточных крыльев и периклиналей крупных антиклинорий. Эта трансгрессия, занявшая большие площади западного склона Урала, однако, не смогла затопить своды Башкирского и Среднеуральского поднятий, о чем свидетельствует выклинивание ордовиковских отложений.

По мере дальнейшего расширения океанической впадины в раннем силуре осадки становятся все более глубоководными, а излияния основной магмы приобретают массовый характер. В эту раннюю стадию развития уральской эвгеосинклинали идет накопление диабазовой, кремнистой и кремнисто-глинистой формаций (силурийские отложения Сакмарской зоны и Западных Мугоджар, поляковская свита Учалинской зоны Южного Урала).

Особенности химизма силурийских базальтов (очень малое содержание K_2O , пониженное — TO_2 , низкая степень окисленности железа) позволяют сопоставлять их с толеитовыми базальтами срединно-океанических хребтов современных океанов (Иванов и др., 1972). Такое сходство усиливается и наличием меридиональных зон сближенных вертикальных диабазовых даек, прорывающих подушечные лавы того же состава (Средний Урал, Мугоджары) и очень сходных с роями даек современных срединно-океанических хребтов.

В миогеосинклинальной области Урала морская трансгрессия в силуре увеличила свои границы, продвинувшись в западном направлении, но затем, в раннем девоне, воды морского бассейна вновь несколько отступили на восток. Хотя в ранние этапы развития Уральской эвгеосинклинали в ее осевой зоне господствовали условия растяжения, в ее периферийных частях раздвижения океанических плит тормозились, что приводило к нарастанию напряжений сжатия и разрешению их тектоническим скупиванием с образованием первых надвигов и шарьяжей.

Еще в раннем силуре (лландовери-венлок) в Тагильской зоне образуется порфирировая формация именновской свиты, свидетельствующая о возникновении обстановки пониженной проницаемости земной коры в условиях сжатия. Аналогичные образования в эвгеосинклинали Южного Урала появляются в нижнем девоне (ирендыкская свита). По минерало-

гическим и химическим признакам породы порфиритовой формации Урала хорошо сопоставляются с андезито-базальтами щелочно-земельных серий островных дуг (Фролова, 1970; Иванов и др., 1972).

Таким образом, в раннем силуре и девоне в результате первых крупных надвигов океанической коры возникли островные дуги. Тектонический характер происхождения последних четко доказывается развитием мощных зон катаклазитов и серпентинитового меланжа.

Вслед за образованием в зоне островных дуг горных хребтов и участков суши начинается их разрушение и формирование мощных толщ вулканомиктовых пород, туфов, граувакк, флиша и олистостром с обломками офиолитов.

По берегам островов селятся рифообразующие организмы, дающие начало росту биогермных построек, обломки которых сейчас встречаются в серпентинитовом меланже Сакмарской и Кракинской зон, а также в ряде мест восточнее.

Крупные тела рифогенных известняков известны в Тагильской зоне Среднего Урала. Вдали от островных дуг продолжали существовать глубоководные условия осадконакопления, характеризующиеся слабым поступлением кластического материала.

Таким образом, в Уральской эвгеосинклинали в силуре и девоне, как и в современных океанах, процессы сжатия проявлялись, главным образом, в периферийных частях, за «андезитовой линией», тогда как в осевой зоне господствовали условия растяжения, с образованием инициальных вулканитов ранней стадии геосинклинального развития. Примером таких раннегеосинклинальных образований может служить диабаз-альбитофировая формация карамалыташской свиты эйфельского яруса. Горизонтальное сжатие, проявившееся в раннем девоне, зафиксировано в Сакмарской зоне несогласным перекрытием верхнеэйфельскими базальтными горизонтами чанчарской свиты ранее образовавшихся покровных структур (Руженцев, 1972).

В восточной части миогеосинклинальной зоны Урала в раннем и среднем девоне формируются мощные «герцинские» барьерные рифы, западнее которых в раннем девоне располагался берег моря.

Среднедевонская эпоха ознаменовалась началом крупной морской трансгрессии, затопившей почти всю территорию западного Урала и Восточно-Европейской платформы. Лишь отдельные небольшие участки восточной окраины платформы (Уфимское плато) и Башкирского антиклинория (Каратау, Ямантау и др.) оказались выше уровня моря. Эта трансгрессия, явившаяся следствием растяжения земной коры в эвгеосинклинальной зоне Урала фиксируется, как уже отмечалось, формированием здесь диабаз-альбитофиров карамалыташской свиты.

На рубеже эйфельского и живетского веков в западной части эвгеосинклинальной зоны Урала вновь проявились процессы сжатия, в результате которых произошло образование надвигов, установленных С. В. Руженцевым (1972) в Сакмарской зоне. В раннем фране можно предполагать существование условий растяжения, отмеченных изливаниями диабазов колтубанской свиты. Эти движения проявляются и в платформенной области, где в предкыновское время возникают своеобразные грабенообразные прогибы, прослеживающиеся параллельно Уралу на несколько сотен километров при ширине 0,8—1,5 км (Сергеевско-Хомутовский, Турбаслинский, Чекмагуш-Субханкуловский и др.).

Вообще франский век в миогеосинклинальной области и на платформе характеризуется опусканиями и дальнейшим развитием морской трансгрессии, свидетельствующими о преобладании в это время растяжений земной коры.

Однако в западной части эвгеосинклинальной зоны фиксируются достаточно интенсивные процессы сжатия дофранского времени. Так, в Таналякской и Присакмарской зонах мукасовский горизонт резко

несогласно налегает на сложно дислоцированные толщи девона и силура, а местами на серпентинитовый меланж и милониты (Байгускарово).

Энергичный диастрофизм в Уральской эвгеосинклинали устанавливается в предфаменское время. Здесь возникли крупные поднятия, которые затем служили поставщиками кластического материала при формировании мощных граувакковых толщ фаменского яруса верхнего девона. В это время происходит кардинальная перестройка структуры Урала, и обломочный материал в большом количестве начинает поступать с востока в прогибы миогеосинклинальной полосы Урала. В результате образования гор эвгеосинклиналь становится гипсометрически выше миогеосинклинали. На восточном склоне Урала в Биягодинском районе эти движения сопровождались образованием олистостромы (Смирнов, Смирнова, Ключина, 1971).

На Башкирском антиклинории в начале турнейского века произошли поднятия и частичный разрыв нижележащих отложений. В визейский и намюрский века на Урале восстанавливается относительный покой, идет прогибание больших площадей и накопление морских карбонатных осадков. Формирование подушечных палеобазальтов в эвгеосинклинальной зоне, свидетельствует о происходивших в это время растяжениях земной коры.

В среднем карбоне в эвгеосинклинали начинаются интенсивные складчатые движения и образование крупных шарьяжей, перебросивших фемические массы эвгеосинклинали с востока на многие десятки километров в область современного западного склона. Следует отметить, что высокий горный рельеф, существовавший в зоне Уралтау в вендское время, к началу палеозоя был полностью сnivelирован и поэтому не мог служить препятствием при шарьировании вулканогенно-осадочных толщ в миогеосинклинальную зону.

В результате размыва вновь образовавшихся гор в среднем и позднем карбоне формируются мощные толщи флиша, флишоидов, а местами олистостром (зианчуринские конгломерато-брекчии Зилаирского синклинория, некоторые части разреза урайской свиты Уфимского амфиатра). Магматическая деятельность полностью прекращается.

На рубеже среднего и верхнего карбона (310—300 млн. лет) в судетскую фазу тектогенеза в эвгеосинклинальной зоне происходит общая гранитизация. Хотя образование гранитов происходило и ранее (около 370 млн. лет; 350—320 млн. лет), а также позже (290—285 млн. лет; 269—267 млн. лет), но по масштабам гранитообразования судетская фаза значительно превысила все предыдущие и последующие эпохи.

Особенности структуры и характер залегания гранитных массивов (в форме относительно маломощных пластовых тел, часто среди гнейсовых серий), а также наблюдающиеся местами постепенные переходы на границе с осадочными породами свидетельствуют о том, что основная масса их имеет анатектическое и палингенетическое происхождение. В отличие от этих гранитов на севере Урала в Войкарском синклинории досреднедевонские плагиограниты, вероятно, имеют мантийное происхождение (Иванов и др., 1972).

Процессы тектонического скупивания, происходившие в течение длительных геологических эпох вызвали наращивание большой мощности (толщины) линзы осадочно-вулканогенных пород, под весом которых поверхность верхней мантии глубоко погрузилась, образовав «корни гор».

Многочисленное шарьирование и надвигание пород Урала на Восточно-Европейскую платформу создало колоссальную нагрузку на ее гранито-гнейсовый фундамент. Восточный край платформы, расположенный вдоль фронта складчатых сооружений Урала, с начала среднего карбона стал интенсивно погружаться.

Образовался Предуральский краевой прогиб, который практически синхронно с прогибанием заполнялся осадками — каменноугольным флишем, пермскими галогенными породами и молассами орогенного цикла.

Когда мощность скученных пород достигла большой величины, а продолжавшиеся процессы горизонтального сжатия уже не могли существенно увеличить высоту горных хребтов путем шарьирования фемических масс, наступил важный переломный момент в реализации энергичного бокового сжатия. Начинается интенсивное проталкивание вдоль зон Бенъофа базальтов и других пород под кристаллический фундамент Восточно-Европейской и Сибирской платформ.

Процесс абдукции, т. е. надвигания океанических пород на платформу, сменяется субдукцией — поддвижением их под древний сиалический фундамент. Этот процесс сопровождается образованием мощной молассовой формации, свидетельствующей об общем подъеме Урала и Приуралья, где к концу поздней перми возникло обширное поднятие.

В Приуралье оно четко фиксируется по пологому воздыманию к востоку, в сторону складчатой области, верхнепермских отложений. Поскольку все нижележащие горизонты погружаются в противоположную сторону, т. е. на восток, можно считать, что верхнепермские слои четко фиксируют начало процесса субдукции.

Дальнейшее проталкивание базальтов под кристаллический фундамент вызвало изостатическое поднятие и осушение от морских вод больших платформенных территорий.

В миогеосинклинали области окончательно сформировались своеобразные структуры тектонического скучивания — диклинии, имеющие в целом вид двояковыпуклых линз. Возникнув путем многократного надвигания и шарьирования пород осадочного чехла, они начиная с среднего рифея развивались уже как унаследованные положительные структуры.

Важно отметить, что в тектонических движениях, создавших диклинии, древний гранито-гнейсовый фундамент, а также «базальтовый» слой и верхняя мантия не принимали активного участия, т. е. не образовывали поднятий. Напротив, они проявили себя как весьма консервативные структуры с тенденцией унаследованного погружения в течение рифейского и большей части палеозойского времени. Это погружение было весьма медленным и продолжительным и происходило под весом шарьяжей в виде изостатического выравнивания.

Итак, приведенные данные свидетельствуют о формировании структуры Урала в условиях мощного горизонтального сжатия, ориентированного нормально к простиранию его главных тектонических зон. Этот вывод хорошо согласуется с результатами палеомагнитных исследований, свидетельствующих о крупных перемещениях Восточно-Европейской и Сибирской платформ.

П. Н. Кропоткин (1961) отмечает, что для образования Урало-Алтайского складчатого пояса должно было произойти сближение названных платформ по крайней мере на 1000 км. А. Н. Храмов, В. П. Родионов и Р. А. Комиссарова (1965) считают, что для согласования палеомагнитных данных по Евразии необходимо допустить в качестве одной из гипотез, что: «Сибирская платформа переместилась относительно Русской на юго-запад, на расстояние порядка 3000—4000 км», или «имела место комбинация вращения и перемещения, например, перемещение на 1500 км и вращения на 20° (по часовой стрелке)» (Храмов и др., 1965, стр. 212). В. Гамильтон (Hamilton, 1971), также основываясь на данных палеомагнетизма, пришел к выводу, что Европейская и Сибирская платформы были далеко друг от друга в раннем палеозое, приблизились в среднем палеозое и столкнулись в пермском или триасовом периодах.

Таким образом, палеомагнитные данные хорошо согласуются с пред-

ставлениями о том, что боковое сжатие явилось главным процессом, в условиях которого сформировалась структура Уральской складчатой области.

Многочисленные процессы надвигания и шарьирования сократили поперечник Уральской геосинклинали во много раз.

Вследствие сближения Восточно-Европейской и Сибирской платформ консолидации области Западно-Сибирской плиты, а также общего подъема и осушения этих структур Евразия была спаяна в единый огромный континент, простирающийся между Тихим и Атлантическим океанами и вошедший в состав суперконтинента Лавразия.

Известно, что в мезозое Лавразия вновь раскололась на ряд континентальных блоков, основные очертания и размеры которых сохранились до наших дней. В пределах Евро-Азиатского континента, в мезозое уже в последний раз возникли условия растяжения, которые хотя были бессильны расколоть его на части, но имели большие геологические последствия. Они выразились погружением и морской трансгрессией на территорию Западно-Сибирской низменности, обладающей наиболее тонкой и молодой (байкальской и варисской) континентальной корой, а на Сибирской платформе — излиянием по крупным трещинам базальтовых траппов. Отголосками этих движений на восточном склоне Урала является образование узких меридиональных грабенов, заполненных мезозойскими осадками.

КРАТКИЙ СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ТЕКТОНИКИ УРАЛА И АППАЛАЧЕЙ

Структура Урала обнаруживает большое сходство с тектоникой многих других складчатых областей как варисского, так альпийского и каледонского возраста. Наиболее близким является сходство Урала с Аппалачской складчатой областью, на что обращали внимание еще Бейли (Bailey, 1929), Г. Штилле (Stille, 1936), Зюсс (Sues, 1936) и Н. С. Шатский (1945).

Сравнительный анализ строения и развития эвгеосинклинальных зон Урала и Аппалачей недавно выполнен А. В. Пейве (1973). Строение Аппалачей в настоящее время хорошо изучено и описано во многих работах (Ирдли, 1954; Кинг, 1961; Роджерс, 1968; Butts, 1933; Rich, 1934; Rodgers, 1950, 1963; Stearns, 1955; Milici, 1963; King, 1964; Gwinn, 1964; Cooper, 1960, и др.).

Аппалачи представляют собой складчатую зону, протягивающуюся вдоль юго-восточной окраины Северо-Американского континента, и по простиранию распадаются на три дуги, вытянутые на северо-запад: Южно-Аппалачскую, прослеживающуюся от Центральной Алабамы до Южной Виргинии; Центрально-Аппалачскую — от Южной Виргинии до г. Нью-Йорка и Северо-Аппалачскую — следующую от Нью-Йорка до залива Св. Лаврентия. Фрагмент четвертой дуги известен на о-ве Ньюфаундленд (Роджерс, 1968).

Западная миогеосинклинальная зона Аппалачей сложена верхнепротерозойскими, нижнекембрийско-среднеордовикскими, преимущественно карбонатными отложениями и залегающими выше терригенными толщами среднего ордовика — нижней перми. В восточном направлении карбонатно-терригенные серии замещаются аспидными сланцами, граувакками и яшмами, содержащими покровы эффузивов, количество которых резко увеличивается восточнее, в пределах эвгеосинклинали.

Южные Аппалачи в широтном направлении расчленяются на четыре структурные провинции. С запада на восток к ним относятся: Аппалачское плато, провинция Долин и Гряд, Голубой хребет и Пидмонтское плато.

Аппалачское плато представляет собой, по данным А. Ирдли (1954) и Дж. Роджерса (1968), типичный краевой прогиб, который неотделим от Северо-Американской платформы. Этим Аппалачское плато отличается от Предуральского прогиба, вдоль западной границы которого прослеживается полоса мощных барьерных рифов нижнепермского возраста. Докембрийский кристаллический фундамент Северо-Американской платформы в пределах предгорного прогиба плавно погружается в восточном направлении под складчатое сооружение (рис. 89). От платформы к миогеосинклинали разрез палеозоя постепенно пополняется, особенно за счет наращивания его снизу и появления верхнего докембрия.

Структура Аппалачского плато осложнена несколькими крупными надвигами, поверхности которых полого погружаются в восточном направлении. На юге плато вдоль фронтальных частей надвигов извест-

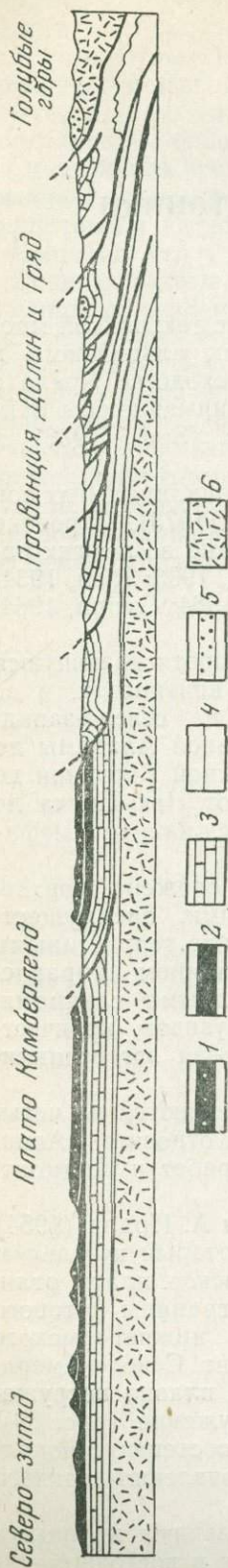


Рис. 89. Поперечное сечение Аппалачского плато, провинцию Долин и Гряд и Голубые горы (по Кингу, 1961)

1 — пенсильванский; 2 — миссисипский; 3 — верхний кембрий и нижний ордовик; 4 — средний и нижний ордовик; 5 — обломочные породы базальных слоев кембрия; 6 — докембрий

ны узкие линейные антиклинали, прослеживающиеся на десятки и сотни километров и разделенные между собой широкими плоскими синклиналиями.

Крупнейший надвиг Пайн-Маунтин представляет собой обширную тектоническую пластину, простирающуюся в северо-восточном направлении на 200 км при ширине до 40 км и с амплитудой перемещения пород до 19 км (Роджерс, 1968). С боков пластина ограничена поперечными сдвигами. Вдоль фронта надвига прослеживаются антиклинальные складки, опрокинутые в сторону платформы. Примерно в 15 км восточнее фронта надвига Ч. Баттсом (Butts, 1927) были обнаружены тектонические окна, в которых из-под пород верхнего кембрия и нижнего ордовика обнажаются силурийские песчаники и сланцы. Таким образом, было установлено, что поверхность надвига Пайн-Маунтин, падающая во фронтальной части под углом 30° , быстро выполаживается, а затем совместно с породами постели образует очень пологую антиклинальную складку, в ядре которой и вскрываются тектонические окна (рис. 90). Такие же надвиги, осложненные фронтальными складками, как мы видели, развиты и в Предуральском прогибе, хотя их амплитуда значительно уступает Преаппалачским.

Граница между Аппалачским плато и провинцией Долин и Гряд всюду резкая. На юге она представлена крупным надвигом, а севернее зоной вертикально стоящих или опрокинутых пород с возрастом от карбона до докембрия, известной под названием Аллегенского структурного фронта. Как показали геофизические исследования, этот структурный фронт не имеет продолжения на глубину, а осложняет лишь верхнюю аллохтонную пластину.

Строение Аллегенского структурного фронта очень близко напоминает полосу интенсивно дислоцированных пород палеозоя западного склона Урала, всюду надвинутую на слабо складчатый комплекс осадков Предуральского краевого прогиба. Как и деформации Аллегенского структурного фронта, эта зона интенсивного смятия представляет собой осложнение верхней аллохтонной пластины, дислоцированной более интенсивно и резко дисгармонично по отношению к породам постели.

Провинция Долин и Гряд сложена миогеосинклинальными образованиями палеозоя, смятыми в линейные складки, осевые поверхности которых наклонены на восток. Здесь выделяются две меридиональные зо-

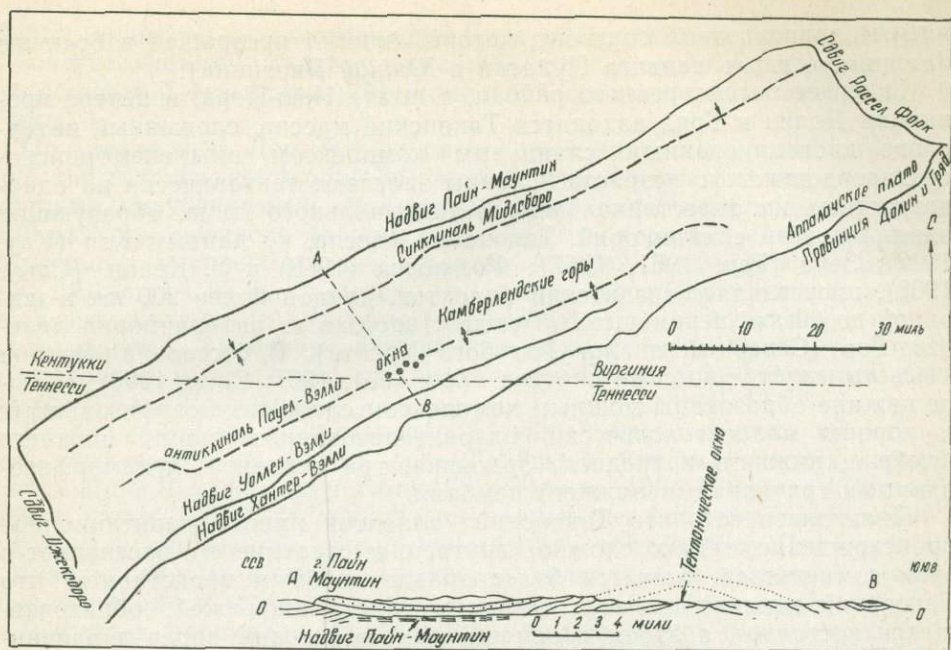


Рис. 90. Карта и разрез надвига Пайн-Маунтин (по Ричу, 1934; Роджерсу, 1968)

ны: западная и восточная, разделенные между собой структурным фронтом. В первой из них преобладают более или менее правильные, линейные, асимметричные складки, во второй — складки расположены более тесно и сильнее сжаты. Провинция Долин и Гряд на востоке граничит с антиклинорием Голубого хребта также по структурному фронту. В Южно-Аппалачской дуге выявляется, что оба указанных выше структурных фронта представляют собой крупные надвиги. Между штатами Теннесси и Северная Каролина надвиги становятся настоящими шарьяжами, среди которых отмечаются большие тектонические окна, примером которых может служить окно Маунтин-Сити длиной в 100 км и шириной до 12 км. Здесь наблюдается целый пакет шарьяжей, этажно перекрывающих друг друга.

Первый снизу шарьяж перекрывает часть окна Маунтин-Сити; второй — обрамляет это окно с северо-запада, где он образует простую синклинали, погружающуюся на юго-запад. В ядре этой синклинали появляется третий шарьяж; четвертый же срезает все нижележащие, прослеживаясь по юго-восточному краю окна Маунтин-Сити. Тектоническое окно Маунтин-Сити отделено перемычкой от другого окна — Грендфазер-Маунтин, длина которого составляет 75 км, а ширина 30 км. Породы, выходящие в этом окне, возможно, представляют собой особый шарьяж, расположенный между третьим и четвертым (Роджерс, 1968). Юго-восточный край окна Грендфазер-Маунтин достигает восточного склона антиклинория Голубого хребта, породы которого полого надвинуты на палеозойские отложения провинции Долин и Гряд.

По мнению Д. Роджерса (1968), все складки, взбросы и надвиги Аппалачского плато и провинции Долин и Гряд объединяются в единый громадный шарьяж, «поверхность которого проходит по верхним горизонтам нижнего кембрия в пределах провинции Долин и Гряд, поднимаясь до более высоких горизонтов в провинции Аппалачского плато». В таком случае длина его будет достигать 1400 км, а ширина 200 км. Постелью этого шарьяжа являются слои ангидрита, так назы-

ваемый эвапоритовый горизонт, который иногда превращен в брекчию (например, вдоль надвига Пуласки в Южной Виргинии).

Севернее рассмотренного района, в штате Нью-Йорк, в центре провинции Долин и Гряд находится Таконский массив, сложенный интенсивно дислоцированным сланцевым комплексом нижнекембрийско-среднеордовикского возраста. Сланцы залегают тектонически на одно-возрастных им известняках миогеосинклинального типа, образующих здесь крупный синклиналий. Таконский массив, по данным Кей (Kay, 1942); Зена (Zen, 1961, 1967); Роджерса (1968) и У. Кейди (Cady, 1968), представляет гигантский аллохтон, длиной более 200 км и шириной до 60 км, перемещенный сюда с востока из антиклинария Зеленых Гор (Северный аналог Голубого Хребта). В составе аллохтона здесь выделяется до семи пластин (Zen, 1961, 1967; Cady, 1968). Четыре нижние образованы мощным комплексом слабо метаморфизованных и хорошо палеонтологически охарактеризованных пород нижнего кембрия, нижнего и среднего ордовика, три верхние — метаморфизованными граувакками нижнего кембрия.

Предполагается, что Таконский аллохтон имеет гравитационное происхождение, однако сложное внутреннее строение его заставляет в этом сомневаться. Кажется более правдоподобным представить, что Таконский массив является останцом пакета шарьяжей, образовавшихся восточнее, а затем перемещенных «в готовом виде» в провинцию Долин и Гряд.

Примерно такое же структурное положение, как Таконский массив, занимают крупнейшие шарьяжи Западного Ньюфаундленда, сложенные формациями эвгеосинклинального типа (Rodgers, Neal, 1963; Zilly,

1963). Аллохтон здесь представлен серией тектонических пластин, состоящих из пестрого комплекса вулканогенно-осадочных образований, с возрастом от среднего ордовика до нижнего кембрия. В сложенности верхних пластин принимают участие ультрабазиты и габброиды океанической коры Аппалачской эвгеосинклинали (рис. 91). Постелью покровов

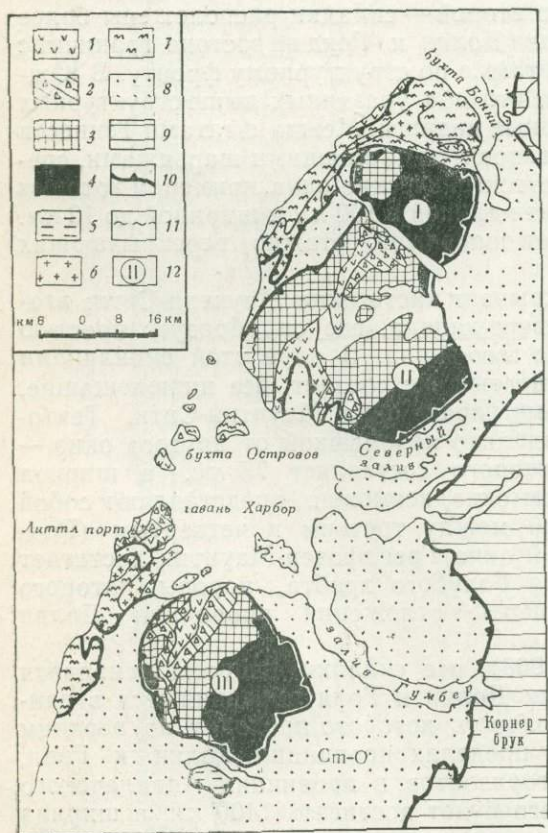


Рис. 91. Схематическая геологическая карта о-ва Ньюфаундленд в районе бухты Островов (по Стивенсу, Вильямсу, 1972)

Кембрий и ордовик: аллохтон:

- 1 — вулканы основного и среднего состава;
- 2 — сплошные мафические дайки, дайковые брекчии и изверженный комплекс бухты Островов;
- 3 — габброидные породы;
- 4 — гипербазиты;
- 5 — амфиболиты и зеленые сланцы;
- 6 — гранодиориты;
- 7 — переслоенные габбро и амфиболиты;
- 8 — обломочная свита Автохтон;
- 9 — карбонатная свита;
- 10 — границы шарьяжей;
- 11 — крутой взброс;
- 12 — наименование аллохтонных массивов (I — Тейбл МТН, II — Норд АРМ МТН, III — Блоу-Мидаун МТН)

служат доломиты и известняки среднего ордовика, которые совместно с подстилающими осадками кембрия трансгрессивно перекрывают докембрийский (гренильский) комплекс Северо-Американской платформы.

На западе п-ва Лонг-Рендж расположен наиболее крупный тектонический останец, состоящий из двух пластин. Нижняя из них сложена сланцами, граувакками и оползневыми брекчиями кембрийско-нижнеордовикского возраста (покров Кау-Хед), а верхняя — песчаниками, эффузивами и гипербазитами покрова Хамбер Арм (Dewey, Baird, 1970; Williams, 1971). На севере того же полуострова в составе аллохтона выделяются три пластины (Tukey, Baird, 1967). Снизу вверх здесь располагаются: 1) метаморфизованные вулканиты (покров Гуз-Ков); 2) граувакки и эффузивы (покров Мейден-Поинт); 3) граптолитовые сланцы (Норд-Вест-Арм).

Рассматриваемые покровы шарьированы сюда с востока из эвгеосинклиналиной зоны (через докембрийскую кристаллическую зону хребта Лонг-Рендж), на расстояние не менее 100—120 км (Williams, 1969; Cuming, 1967). Их структурное положение, формационный состав и характер дислокаций удивительно близко напоминают Сакмарский и Кракинский шарьяжи Зилаирского синклинория, а также шарьяжи Уфимского амфитеатра.

Восточнее провинции Долин и Гряд располагается полоса кристаллических пород, состоящая из отдельных участков, выделяемых в Южных Аппалачах под названием Голубого хребта (провинция Блю-Ридж), а севернее Зеленых гор и хр. Лонг-Рендж в Ньюфаундленде. Эта зона по тектоническому положению соответствует антиклинорию Уралтау.

По аналогии с Уралом можно предполагать, что местами докембрийские кристаллические породы этой зоны перекрыты надвинутыми с востока палеозойскими толщами смежной структурно-фациальной зоны. Голубой хребет представляет собой вытянутый, довольно узкий антиклинорий, в ядре которого обнажаются верхнедокембрийские и кембрийские метаморфические и изверженные породы, нарушенные надвигами и смятые в складки. Дж. Роджерс (1968) отмечает следующие характерные черты рассматриваемой провинции: 1) антиклинорий обладает резкой асимметрией, осевые поверхности присущих ему сильно сжатых складок наклонены на юго-восток, причем крутизна их увеличивается с запада на восток. 2) Он является крайней западной границей полосы метаморфизма палеозойских и докембрийских пород, т. е. антиклинорий возник в полосе перехода между жестким докембрийским фундаментом провинции Долин и Гряд и довольно пластичным метаморфическим комплексом провинции Пидмонта. 3) Согласно геофизическим данным для этого антиклинория, так же как и для восточной части провинции Долин и Гряд характерны резко отрицательные аномалии, которые в западной части провинции Пидмонта сменяются слабыми положительными.

В Центрально-Аппалачской дуге антиклинорий опрокинут на запад (Cloos, 1947). Как и зона Уралтау, Голубой хребет всюду надвинут с востока на смежные с запада палеозойские структуры, что особенно хорошо видно в тектоническом окне Гренфазер-Маунтин.

Провинция Пидмонта или кристаллических Аппалачей (по Кингу), соответствующая в тектоническом отношении восточному склону Урала, т. е. эвгеосинклиналиной зоне, занимает значительное пространство и, в основном, характеризуется пониженным рельефом. Сложена она метаморфизованными осадочно-вулканогенными образованиями палеозойского возраста, хотя на отдельных участках не исключено присутствие докембрийских гнейсов. Большим развитием пользуются граниты, а местами основные и ультраосновные породы. Последние слагают

здесь крупные шарьяжи с сохранившимися фрагментами разреза океанической коры Аппалачской эвгеосинклинали.

Описание наиболее характерного разреза (демонстрировавшегося участникам Международного геологического конгресса в 1972 г.) приводится в статье А. В. Пейве. Со ссылкой на американских и канадских авторов (Poole, Rodgers, 1972; Neale, 1972; Julien, 1972), он показывает следующую последовательность напластования толщ: «Здесь в основании самой верхней тектонической пластины лежит серпентинитовый меланж. Выше располагается толща от 4 до 6,5 км мощности дунитов и частично перидотитов, заканчивающаяся вверху зоной чередования дунитов с клинопироксенитовыми и полевошпатовыми перидотитами. Последняя вверх переходит в трактолиты, с которых начинается довольно пестрый разрез габброидов мощностью около 2 км. Толща габброидов представлена полосчатыми габбро, оливиновыми габбро, анортозитовыми габбро, анортозитами и клинопироксенитами. Верхняя часть габброидов сложена массивными крупнозернистыми битовнитовыми габбро. С зоной габбро ассоциируют магматические тела диоритов и кварцевых диоритов. Завершается разрез офиолитовой ассоциации горных пород Ньюфаундленда свитой, почти нацело состоящей из диабазовых даек и брекчий, перекрытых шаровыми лавами толеитового состава» (Пейве, 1973, стр. 5).

Гипербазиты в этом разрезе считаются породами мантии, габброиды — «базальтовым» слоем, а толеитовые базальты — вторым слоем прото-Атлантического океана (Пейве, 1973).

Приведенный разрез имеет очень близкое сходство с разрезами офиолитовой зоны Уральской эвгеосинклинали, которые также всюду залегают аллохтонно. Вообще тектоника эвгеосинклинальной зоны Аппалачей, как и на Урале, характеризуется большой сложностью и часто мозаичным строением. Ф. Кинг отмечает: «...метаморфические и плутонические породы кристаллических Аппалачей имеют чрезвычайно сложную структуру; контуры их выходов на геологической карте настолько сложны и запутаны, что иногда бывает трудно решить вопрос о наличии какой-нибудь упорядоченности системы складчатости» (Кинг, 1961, стр. 92).

Местами в провинции Пидмонт (как и на Урале) встречаются удлиненные бассейны, выполненные триасовыми осадками.

Согласно Дж. Роджерсу, все надвиги и складчатые структуры районов Аппалачского плато, провинции Долин и Гряд, а также самые молодые надвиги в Голубом хребте окончательно образовались в результате аллегенского диастрофизма, в послепозднекаменноугольно-пермское, но в допозднетриасовое время. Однако в восточных районах Аппалачей тектонические движения происходили и значительно раньше.

Наиболее древняя складчатость установлена на востоке Северных Аппалачей, на Авалонском полуострове, на о-ве Кейп-Бретон в Новой Шотландии и на юге Нью-Брансуика. Она выражена резким угловым несогласием между отложениями верхнего протерозоя и нижнего кембрия. Складкообразование в Аппалачах имело место также в конце ордовикского периода. Эти движения, известные как таконская орогения, фиксируются в восточных районах по угловому несогласию между верхним силуром и средним ордовиком (Rodgers, 1970).

По данным А. Ирдли, Ф. Кинга и других исследователей, крупнейшие складкообразовательные движения, сопровождавшиеся региональным метаморфизмом и всеобщей гранитизацией, происходили на границе нижнего и среднего девона (акадский диастрофизм).

Ф. Кинг (1961) отмечает, что большая часть внутренних районов Аппалачей на юго-востоке была полностью деформирована и консолидирована к среднепалеозойскому времени.

Таким образом, в Аппалачах выделяются четыре основных эпохи складчатости:

Складчатость	Время	Приблизительный абсолютный возраст (млн. лет)
Аллегенская	Карбон — пермь	250
Акадская	Девон	360
Таконская	Ордовик	450
Авалонская	Конец верхнего докембрия	580

(по Роджерсу, 1968)

Если сравнить время проявления тектонических движений в Аппалачах и на Урале, то вырисовывается следующая картина.

Аллегенский диастрофизм с достаточной точностью совпадает с варисским на Урале, акадская складчатость четко проявляется на восточном склоне Урала (в Баймакском районе франские отложения резко несогласно перекрывают нижележащие); складчатость в ордовике на Урале пока не установлена, а авалонская хорошо сопоставляется с позднебайкальской, метаморфизовавшей породы зоны Уралтау и консолидировавшей Тиманскую структуру.

Из приведенного краткого описания видно, что Аппалачская складчатая область обнаруживает большое сходство с тектоникой Урала. Здесь, так же как и на Урале наблюдается погружение древнего допалеозойского фундамента в сторону складчатой области, наращивание в этом направлении разреза палеозойских и докембрийских образований, сопровождающиеся возрастанием интенсивности дислоцированности и степени метаморфизма пород, а также удревнением возраста дислокаций. Главнейшая роль в формировании современной структуры Аппалачей принадлежит крупным надвигам и шарьяжам. Как и на Урале, все структурно-формационные зоны здесь надвинуты друг на друга в виде серии крупнейших шарьяжей, перемещенных к западу и перекрывающих восточную часть форланда. Наконец, проявление почти всех диастрофизмов в Аппалачах можно проследить и на Урале.

Однако в истории этих складчатых областей имеются и отличия. Так, если в Аппалачах главной складчатой эпохой считается акадская, проявившаяся в среднем девоне, то на Урале варисская (карбон — пермь).

Отставание развития Урала от Аппалачей на один тектонический этап недавно подчеркнул А. В. Пейве (1973), проанализировав тектонику и развитие этих близких по своему строению складчатых областей.

К ВОПРОСУ О ПРОИСХОЖДЕНИИ СКЛАДЧАТОСТИ

Складчатость представляет одно из наиболее ярких и характерных проявлений деформаций слоистых горных пород в орогенных областях. С давних пор изучению складчатости придавалось важнейшее значение. Н. А. Штрейс справедливо отмечает: «Пожалуй, ни одному геологическому явлению, происходящему в геосинклинальных областях, не было уделено столько внимания, сколько было его уделено явлению складкообразования» (Штрейс, 1947, стр. 104).

Многие ученые указывали на большую сложность и актуальность проблемы происхождения складчатости. В. В. Белоусов, посвятивший многие годы изучению этого вопроса пишет: «Проблема условий образования складчатости в земной коре является одной из самых старых нерешенных проблем геологии... Значение ее выходит далеко за пределы вопроса складчатости как таковой. От представлений о причинах и механизме складкообразования во многом зависят наши значительно более общие представления о развитии земли в целом и о характере самых основных процессов, развивающихся в земных недрах» (Белоусов, 1962, стр. 3). Недавно в обстоятельной статье, посвященной происхождению складчатости, В. Е. Хаин еще раз подчеркнул сложность рассматриваемого вопроса: «Мы вынуждены констатировать, — отмечает он, — что проблема происхождения геосинклинальной складчатости все еще остается нерешенной, несмотря на значительный объем проведенных исследований и накопленных фактов» (Хаин, 1970, стр. 26).

Посмотрим, к каким же выводам в отношении происхождения складчатости позволяет прийти уральский материал.

Как известно, особенно остро проблема складкообразования возникла после «крушения» контракционной гипотезы. Если до этого складчатость представлялась естественным и понятным процессом, связанным с сокращением объема земного шара и «сморщиванием» его поверхности, то позже, когда выяснилась несостоятельность этой гипотезы, потребовались другие, более совершенные объяснения складчатого процесса. Правда, таким объяснением могла бы служить гипотеза континентального дрейфа, разработанная А. Вегенером (1924), но она не получила развития и скоро была предана забвению. Дальнейшая судьба теоретической геотектоники на многие годы оказалась связанной с развитием идей фиксизма. Рядом авторов в это время были предприняты попытки научного обоснования этих идей с помощью моделирования складок в условиях горизонтального сжатия и математических расчетов. При этом выяснилось, что пластические деформации действительно не могут передаваться силами бокового сжатия на сколько-нибудь значительное расстояние, а должны быстро затухать от места приложения давления (Naagmann, 1930; Bemmelen, 1936; Тетяев, 1934; Белоусов, 1954; Бронгулеев, 1951). Исследованиями в пределах платформ было установлено существование дифференцированных, автономных движений и инверсия блоков фундамента, а в складчатых областях — длительное, унаследованное развитие крупных структур, четко фиксируемое в мощностях и фаціальном составе осадков.

Все эти данные представлялись как убедительное доказательство главенствующего значения в развитии структуры земной коры вертикальных движений и ставили под сомнение возможность формирования складчатости силами, механически воздействующими на геосинклинальную зону извне.

Многие геологи, уверовавшие в справедливость антимобилистской альтернативы, сочли возможным совсем отказаться от признания бокового сжатия при образовании складчатости.

Проблема складкообразования оказалась в «прокрустовом ложе» представлений, требующих ограничения первоначальных поперечных размеров геосинклинальных областей до размеров современных орогенных зон.

В поисках новых решений в первую очередь было поставлено под сомнение существование крупных надвигов и покровов перекрытия — структур, особенно противоречащих фиксистским построениям. Предпринятая под этим углом зрения ревизия тектоники складчатых областей во многих случаях повлекла за собой «отречение» от выделенных там ранее надвигов и шарьяжей. Как мы уже видели, такая участь постигла и Урал, где представления о покровном строении большинства геологов были отвергнуты.

Появились многочисленные гипотезы складкообразования, в которых горизонтальные перемещения совсем не учитывались или же им отводилось резко подчиненное значение, главная же роль в этом процессе предписывалась радиальным движениям земной коры.

В работах Е. Хаармана (Haarman, 1930) и Ван Беммелена (Van Bemmelen, 1933) были развиты взгляды о возможности образования складок в результате гравитационного сползания горных пород с растущих поднятий¹. Они считали, что первичный тектогенез связан с вертикальными движениями, а вторичный (производный от первого) — с явлением течения слоистых масс в смежные депрессии под действием силы тяжести.

Своеобразное объяснение механизма складкообразования предложил М. М. Тетяев (1934), который все структуры земной коры подразделил на два типа. Главными из них он считал поднятия, формирующиеся в результате вертикальных движений земной коры. Собственно складки, по его мнению, возникают как следствие послойного течения материала пород при их вертикальном раздавливании: «...из общего изучения складчатой структуры в целом, — указывает Тетяев, — мы приходим к заключению о невозможности ее генезиса путем механического бокового давления... все имеющиеся до сих пор данные характеризуют эту структуру как фиксированное движение масс; вместе с тем это движение напоминает растекание масс в две противоположные стороны, от центральной части складчатой зоны к ее платформам, в условиях общего сжимания масс в вертикальном направлении» (Тетяев, 1934, стр. 240).

Взгляды М. М. Тетяева были развиты в работах В. В. Белоусова (1953, 1954, 1962) и в недавней работе П. К. Куликова (1968) применительно к складчатой структуре Западного Саяна.

Сущность многих гипотез складкообразования обстоятельно рассмотрена в работах М. М. Тетяева (1941), В. В. Белоусова (1948, 1962), П. Н. Кропоткина (1950), Р. Беммелена (1956), В. Бухера (1960), В. В. Бронгулева (1967), Л. А. Пухлякова (1970) и других авторов, и поэтому здесь нет необходимости на них подробно останавливаться. Отметим лишь, что все они в настоящее время не могут быть приняты, поскольку ими нельзя удовлетворительно объяснить наблюдающегося значительного поперечного сокращения первоначальной площади,

¹ Эти взгляды ранее были высказаны Е. Рейером (Reyer, 1888).

занятой смятыми толщами. В последние годы это обстоятельство весьма четко подчеркнуто в работах П. Н. Кропоткина (1961), В. Е. Хаина (1970) и Л. А. Пухлякова (1970).

Структура Урала, как мы видели, образовалась в условиях мощного горизонтального сжатия. Генетическая связь линейных зон смятия с крупными надвигами здесь установлена детальными геологическими съемками и многочисленными скважинами. Двигаясь с запада на восток, мы видели, как происходит усложнение структуры Урала. В Предуральском прогибе, где тектонические движения существенно ослаблены, в палеозойских толщах развита складчатость переходного типа: антиклинали расположены лишь вдоль фронта надвиговых пластин, разделяясь между собой широкими участками горизонтального залегания слоев. Восточнее, по мере нарастания стрессовых напряжений, за фронтальными складками «первого эшелона» развиваются новые пликативные и разрывные нарушения, которые в зоне передовых складок приводят к образованию сложного чешуйчато-надвигового поднятия с типичной геосинклинальной складчатостью. Еще более усложняется структура в полосе развития докембрийских пород Башкирского антиклинория и зоны Уралтау, где обнаружено проявление доордовикских и допалеозойских деформаций.

Следовательно, мы можем говорить о центробежной миграции складкообразования из внутренних зон Урала в западном направлении и сделать правомерный вывод о том, что в предгорной области зафиксированы, хотя и более поздние по времени, но начальные по особенностям формирования, стадии развития складчатого процесса.

Поскольку характер рифейских и палеозойских дислокаций на Урале принципиально одинаков, нет оснований полагать, что механизм складкообразования в эти геологические эпохи резко отличался между собой. Схему дислокационного процесса, вероятно, можно считать универсальной для любого отрезка времени, по крайней мере начиная с протерозойской эпохи¹. А если это так, то на Урале развитие этого процесса удобнее рассмотреть с более молодых отложений и с периферийных зон, где он проявлен в ослабленной форме, наиболее прост и хорошо изучен. Именно такой зоной является Предуральский прогиб, в особенности его западная часть.

Процессы сжатия, проявившиеся здесь еще в позднем карбоне, привели к формированию надвигов большой протяженности. Вдоль их фронтальных зон начали образовываться антиклинальные складки, что фиксируется в одних случаях размывом на сводах складок верхне- и частично среднекаменноугольных отложений (Волостновка, Саратовка и др.), а в других — ростом мелководных рифовых известняков (Кинзебулатово, Салихово, Цветаевка, Карлы, Пастушинка и др.). Причем верхнекаменноугольные рифы прослеживаются в плане в виде цепочки в узкой субмеридиональной полосе вдоль Кинзебулатовского надвига более чем на 100 км, от с. Салихово на юге до д. Зириково на севере. Такое распространение рифов свидетельствует о том, что Кинзебулатовский надвиг в позднем карбоне уже сформировался и вдоль него происходили пликативные деформации.

¹ Существует мнение о том, что стиль тектоники архейских гранито-гнейсов существенно отличается от более поздних дислокаций (Салоп, 1971; Павловский, 1962; Павловский, Марков, 1963; и др.). Однако новейшие исследования Т. Г. Павловой (1972) свидетельствуют о том, что стремление к изометричным, овальным формам, свойственное архейским гнейсовым куполам, связано с генезисом самих гнейсов и гранитов и, следовательно, характерно для аналогичных пород не только архейского, а различного, в том числе и варисского, возраста. Кроме того, известно, что складчатость архейских толщ на Анабарском массиве, на юге Индостана и западе Австралии обладает выдержанным линейным простиранием (Хаин, 1973).

В сакмарско-артинское время тектоническая активность временно прекратилась и последующим осадконакоплением структурные поднятия здесь были полностью сивелированы. Окончательно сформировались структуры Предуральского прогиба в раннем триасе, когда горизонтальные перемещения вдоль надвигов, заложившихся в каменноугольную эпоху, достигли своего максимального значения, а пологие поднятия местами превратились в четко выраженные линейные антиклинали. Следовательно, надвиги и связанные с ними пликативные дислокации развивались унаследованно в течение ряда геологических эпох. В Предуральском прогибе это был отрезок времени, включающий поздний карбон — ранний триас.

На западном крыле Башкирского антиклинория устанавливается более древний возраст заложения антиклинальных складок и порождающих их надвигов. Так, известняки среднего карбона, слагающие крылья Кузнецовской покровной складки, в своде структуры замещаются доломитами, свидетельствующими о существовании здесь условий большей мелководности в момент осадконакопления. Нельзя считать случайным и присутствие небольшого биогермного массива франского (аскынского) возраста в сводовой части этой антиклинали. Следовательно, мы видим, что Кузнецовская антиклиналь, окончательно сформировавшаяся в конце варисской эпохи складчатости, заложилась во фронтальной части Нугушского надвига еще в верхнефранское время. Еще более древний возраст вплоть до рифейского имеют надвиги восточной части Башкирского антиклинория и зоны Уралтау.

Приведенные данные противоречат существующему мнению о том, что длительный рост антиклинальных поднятий доказывает их автохтонную природу. Напротив, как мы видели, унаследованное развитие пликативных дислокаций вполне согласуется с их аллохтонным происхождением. Более того, все сказанное нами позволяет констатировать, что именно надвиги характеризуются длительным унаследованным развитием, вызывая в свою очередь унаследованное формирование здесь антиклинальных складок.

Перемещаясь вдоль надвигов, даже под небольшим углом к поверхности, породы аллохтона испытывали не только боковое движение, но и поднятие вверх. Вследствие этого в интенсивно дислоцированной зоне передовых складок Урала обнажились нижнекаменноугольные отложения. Образование таких структурных поднятий знаменует собой уже начало процесса замыкания Предуральского прогиба и превращения его в складчатую область.

Следует отметить, что формирование линейных поднятий в ранние стадии развития складчатых областей, задолго до превращения их в горную страну, хорошо известно и подробно описано в геологической литературе. Эти тектонические новообразования, осложняющие геосинклинальные прогибы, Н. С. Шатский (1946) называл «вторичными геоантиклиналями», М. М. Тетяев (1941), В. Е. Хаин (1967) и В. В. Белоусов (1954) — интрагеоантиклиналями, а Н. А. Штрейс (1947) — просто антиклинальными поднятиями.

Зоны линейных складок в Предуральском прогибе как раз и могут считаться зачаточными формами таких поднятий. Следовательно, можно предполагать, что складчатые области прошли те же стадии и формы развития, которые зафиксированы в структуре Предуральского прогиба. Принципиальная картина формирования складчатых областей заключается в возникновении в прогибах надвигов и сопутствующих им зон смятия, которые, все более усложняясь и наращаясь, в конце концов ведут к образованию орогенных зон.

Это, конечно, не значит, что каждый прогиб непременно превращается в складчатую область, он лишь может ею стать при условии, если тектонические движения не затихнут, а окажутся достаточно энер-

гичными. В противном случае процесс затормозится, и тогда здесь окажутся сохранившимися от дальнейшего усложнения разные стадии развития складчатой области. Так, в частности, произошло с Предуральским и другими предгорными прогибами.

Основываясь на изложенных данных, характер развития надвигов и сопутствующих им складок может быть условно разделен на несколько стадий, последовательность которых представляется в следующем виде.

I стадия — возникновение послынного и наклонного разрыва, пересекающего толщу слоистых пород (рис. 92).

II стадия — движение образовавшейся тектонической пластины вдоль разрыва и смятие ее в складку, во фронтальной, утоненной части (рис. 93).

III стадия — формирование нового надвига с последующим движением по нему и образованием складок в обеих пластинах (рис. 94).

IV стадия — дальнейшее усложнение структуры, возникновение оперяющих надвигов и сопутствующих им дислокаций, смятие пакетов тектонических пластин в совместные складки (рис. 95).

В дальнейшем, в условиях сильного сжатия, в тонких пластинах может образоваться изоклиная или изоклиально-чешуйчатая складчатость.

На Урале, однако, такая складчатость встречается относительно редко и обычно в затушеванном виде, сопровождаясь многочисленными разрывными нарушениями и дроблением пород. Это объясняется, очевидно, отсутствием здесь достаточно пластичных пород, столь характерных для орогенов альпийского возраста. В последних, впрочем, тектонические пластины не обязательно ограничиваются разрывами, так как перемещения часто происходят по слоям высокой пластичности, в которых хрупкие нарушения не развиваются. Аналогичным путем, очевидно, образуется изоклиная плейчатость в кунгурских слоях и гипсах Предуральского прогиба. Таким же представляет себе механизм формирования изоклиальной складчатости в Альпах Э. Ог, судя по рисунку, помещенному в его известной работе (Ог, 1933).

Итак, мы видим, что складчатость является типичной деформацией горизонтального сжатия, возникающей в аллохтонных пластинах. Если признать, что латеральные перемещения пород происходят по разрывам, обособляющим тектонические пластины или по пластичным горизонтам, снимается одно из главных возражений, выставившихся против образования складчатости боковым сжатием: невозможность его передачи на большие расстояния (многие десятки километров).

На Урале большая роль пластичных пород при формировании надвигов и шарьяжей обнаруживается достаточно четко. Так, эвгеосинклинальные комплексы, слагающие крупнейшие шарьяжи Урала, подстилаются пластичными серпентинитами, по которым произошли перемещения тектонических пластин. Аллохтонные карбонатные комплексы или кварциты, часто оказываются сорванными на границе со стратиграфически подстилающими их глинистыми сланцами (Суреньская, Зильмердакская и другие пластины на Южном Урале, Нижне-Сергинский шарьяж Уфимского амфитеатра и др.) или, наоборот, срываются и перемещаются по поверхности карбонатных пород лишь флишевые толщи (Суюшевская и Карантауская пластины).

Примечательно, что флишеидные серии, характеризующиеся тонким переслаиванием аргиллитов, алевролитов и песчаников, как правило, при перемещениях сминаются в мелкие дисгармоничные складки, в то время как толщи кварцитов образуют подчас обширные и пологие структуры. В первом случае образование складок, по-видимому, облегчается прскальзыванием более жестких пластов по пластичным прослоям, при котором эти пласты могут вести себя как тонкие тек-

Рис. 92. Первая стадия образования надвига и сопутствующей антиклинальной складки

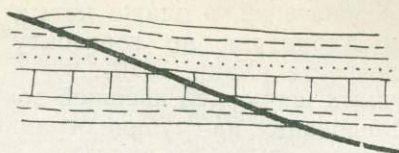


Рис. 93. Вторая стадия образования складки

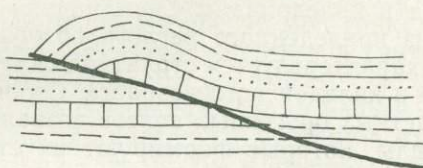


Рис. 94. Третья стадия образования надвигов и складок

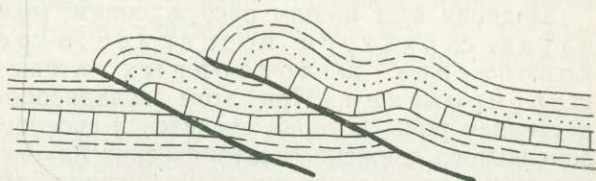
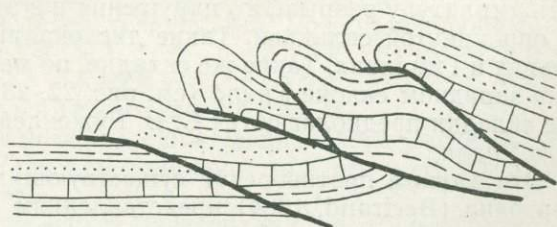


Рис. 95. Четвертая стадия образования надвигов и складок



тонические пластины, во втором случае подобные явления затруднены.

Не менее четко большая роль пластичных горизонтов при формировании покровных структур проявляется и в других складчатых областях.

В Южных Аппалачах все складки и дизъюнктивы провинции Долин и Гряд, по данным Дж. Роджерса (1968), снизу ограничены поверхностью единого тектонического срыва, приуроченного к эвапоритам кембрийского возраста, ниже которого породы залегают практически горизонтально.

В Альпийском геосинклинальном поясе аналогичную структуру имеет зона дисгармоничного смятия юрских, меловых и палеогеновых отложений Средних Предальп Шабле (Vodoux, Marcanton, 1962). Складки здесь располагаются плотно друг к другу, форма их близка к изоклиальной, они наклонены или опрокинуты к северо-западу и лишь местами осложнены крутыми сколами. Снизу весь каскад складок ограничен субгоризонтальной поверхностью послынного срыва, проходящего по пластичным, существенно гипсоносным горизонтам кейпера.

Согласно Д. Оберу, такое же происхождение имеет структура Юрских гор.

Покровы и надвиги внешних зон Динарид и Эллинид, сложенные мезо-кайнозойскими толщами, согласно данным Б. М. Чирича (1967)

и других исследователей, а также новым материалом бурения смещены в сторону Адриатики по горизонту эвапоритов пермского (или триасового) возраста (Хаин, 1970).

Серия крупных шарьяжей внешней зоны Карпат, как показали сейсмические исследования, на глубине ограничивается общей поверхностью субгоризонтального срыва, по-видимому, также приуроченного к пластичным породам (Доленко, 1960).

Аналогичная структура, как явствует из описаний У. Хольтедаля, свойственна и каледонидам Скандинавии (Хольтедаль, 1957).

Даже из приведенного беглого обзора видно, каким удивительным сходством характеризуется структура складчатых областей альпийского, варисского и каледонского возраста. Столь близкое сходство в строении разновозрастных орогенных поясов позволяет считать одинаковыми и те главные силы, которые формируют их структуру. Таким образом, мы приходим к выводу о том, что рассмотренный нами механизм образования складчатости является общим для орогенных зон различного возраста (Урал, Аппалачи, Гималаи, Каледониды Скандинавии и др.).

Подводя итог нашим рассуждениям, можно заключить, что складчатая структура возникает в результате смятия и коробления аллохтонных пластин в процессе их шарьирования. При этом складкообразованию отводится лишь пассивная роль, которая сводится к своеобразной «амортизации» горизонтального движения тектонических пластин. Следовательно, во фронтальной части надвига амплитуда перемещения пород будет всегда меньше, чем в тыловой зоне. Если же вдоль фронта надвига образуется крупная лежащая складка, последняя, по-видимому, может полностью погасить амплитуду разрывного нарушения и в этом случае надвиг закончится опрокинутой складкой. Такие дислокации широко распространены в Альпах и Гималаях. Такие же складки, но меньших масштабов выявлены и на западном склоне Урала (см. рис. 22, 23, 34); более крупные лежащие складки предполагаются С. В. Руженцевым в Сакмарской зоне Южного Урала.

Эти данные противоречат существующим еще со времен Марселя Бертрана (Bertrand, 1884) представлениям о том, что шарьяжи формируются из огромных лежащих складок. В действительности, как мы видели, процесс происходит в обратной последовательности — вначале образуются надвиги, которые затем во фронтальных частях сминаются вплоть до крупных опрокинутых лежащих складок. Следовательно, в тылу всех крупных складок должны быть надвиги, так как возникновение их возможно лишь в аллохтонных пластинах.

Нет оснований полагать, что в способах образования шарьяжей и надвигов существуют принципиальные отличия, кроме разницы в амплитуде их горизонтального перемещения. В этом смысле надвиги можно рассматривать как начальные стадии развития шарьяжей. Образование же пологих надвигов внутри складчатых толщ после их консолидации вообще является сомнительным, так как здесь уже происходит беспорядочное рассеивание тектонических напряжений с образованием преимущественно крутых разломов. В таких интенсивно дислоцированных зонах, как это может быть хорошо проиллюстрировано на примере Башкирского антиклинория, перемещения происходят по надвигам более раннего заложения или же движется вся масса скученных пород по поверхности главного срыва, происходящего в основании структуры. Причем самые древние надвиги, развитые в восточной части антиклинория (Зюраткульский и Юрматинский), были «спаяны» позднейшими деформациями и постумные движения по ним проявились лишь в сильно ослабленном виде.

Сказанное противоречит существующим представлениям о том, что тектонические покровы на Урале образовались после складчатости «в до-

статочно уже жесткой и неспособной к настоящим пликативным дислокациям среде» (Архангельский, 1932, стр. 111, и др.).

Мы видели, что в тектонических пластинах складчатость развивается центростремительно от фронтальных частей в сторону тыловых зон. Это, очевидно, объясняется тем, что фронтальная часть пластины имеет наименьшую толщину и поэтому легче деформируется. Действительно, в Предуральском прогибе складки развиваются лишь во фронтальных, утоненных частях тектонических пластин; с погружением поверхности надвига пластина становится толще и складки исчезают. Другим примером может служить центральная часть Инзерской мегасинклинали Башкирского антиклинория, где песчаники зильмердакской свиты залегают под углами не превышающими 5—10°. Эти же породы западнее, вдоль линии надвига изогнуты в крутые складки. Поэтому нельзя думать, что зильмердакские песчаники являются настолько жесткими, что неспособны сминаться. Трудно также допустить, чтобы в центральной части Инзерской мегасинклинали могли полностью погаснуть мощные тектонические напряжения, создавшие складчатую структуру Урала.

Следовательно, единственным объяснением причины слабой дислоцированности пород может служить предположение о том, что толщина тектонической пластины здесь больше, чем во фронтальной части покрова.

Аналогичную структуру имеют Нугушская пластина, Симская мульда, некоторые части Таналыкской зоны и др. Наличие участков с очень пологим, субгоризонтальным или слабо волнистым залеганием слоев широко известно и в других складчатых областях (Аппалачи, Альпы, Кавказ, Гималаи, Скандинавия и др.). И здесь происхождение этих структур можно объяснить теми же причинами и закономерностями, которые установлены на Урале. Следовательно, мы можем заключить, что интенсивность складчатых деформаций зависит кроме силы горизонтального сжатия и состава пород, также и от толщины тектонической пластины.

Поэтому всюду, где толщина пластины увеличивается, интенсивность складчатости должна снижаться, и, наоборот, там, где подошва пластины поднимается — возрастать.

Примечательно, что если вдоль простириания пластин фронтальные складки оказываются уничтоженными процессами денудации, структура пластины приобретает вид моноклинального блока не затронутого складчатостью. В качестве примеров таких структур можно привести надвиги Каратау и Воробьиных гор, некоторые части Нугушской, Зильмердакской и других пластин Башкирского антиклинория. Такие структуры известны также в хорошо изученных южных частях Скалистых гор Канады (Bally et al., 1966); они изображены на геологических профилях через Гималаи (Gansser, 1966), в частности в разрезе через северный склон кристаллического массива Алмоал и кристаллические покровы Алмора и Байджнатх в Низких Гималаях Кумаона (Гансер, 1967).

Согласно этим данным, тектонические пластины не всегда осложняются складчатостью, а могут существовать в «чистом», не дислоцированном виде. Факт этот имеет очень важное значение для понимания структуры складчатых областей, еще раз подчеркивая разнообразие форм проявления и ведущую роль в их формировании разрывных нарушений. Он доказывает, что разрывы представляют собой не частные и случайные явления на фоне общей пликативной дислокации, а, напротив, являются более универсальными структурами, которым складчатость подчинена. Действительно, если складчатость не может существовать вне тектонических пластин, то последние проявляют большую «независимость» и не обязательно осложняются складчатостью.

Итак, мы видим, что без привлечения главной, ведущей роли надвигов невозможно объяснить происхождение ни складчатости переходного

типа Предуральяского прогиба, ни альпинотипной складчатости Урала и других орогенных зон.

Между тем многими исследователями роль разрывных нарушений при складкообразовании недооценивается. В. В. Бронгулеев, например, считает: «В подавляющем большинстве случаев разрывы лишь осложняют складки, а отнюдь не обуславливают их возникновение» (Бронгулеев, 1967, стр. 14). Причем такое представление среди геологов бытует очень широко.

В чем же причина недооценки роли надвигов?

Это объясняется, очевидно, тем, что последние обычно незаметны, слабо выражены или замаскированы на местности. К ним, как правило, приурочены долины рек и оврагов, или понижения в рельефе, заполненные молодыми наносами; даже наиболее хорошо вскрытые крупные разрывы картируются в виде небольших, разобщенных между собой отрезков. В слабо обнаженных районах часто описываются лишь пликативные деформации, как бы бросающиеся здесь в глаза, тогда как надвиги, порождающие их, остаются незамеченными. Складки в этом случае оказываются «деревьями, за которыми не видно леса». Имеется большое число тому примеров, когда на геологических картах надвиги совсем не рисовались даже в областях сложного чешуйчатого строения. Лишь при детальном картировании и бурении скважин выяснялась истинная картина структуры. Это свидетельствует о том, что выявление и изучение надвигов требует весьма тщательных и кропотливых исследований.

Поэтому детальные геологические карты, составленные в последние годы отличаются от старых карт тех же площадей появлением на них значительного количества «новых» разрывных нарушений. Это как бы главная тенденция, в сторону которой изменяются детальные карты. Выявление этой тенденции несомненно имеет важнейшее значение для понимания особенностей тектоники рассматриваемой области.

Действительно, если уровень знаний сороковых годов еще позволял Н. С. Шатскому (1945) считать, что на геологических картах Урала изображено необоснованно большое количество надвигов, то сейчас мы можем уверенно говорить о том, что подавляющее большинство дизъюнктивов на этих картах пропущено.

Особенно трудно обнаружить надвиги между близкими стратиграфическими горизонтами. В то же время можно предполагать, что такие дислокации очень характерны для складчатых областей. В этом отношении показательным является описанный ранее Суреньский надвиг, вдоль которого ассельско-сакмарские известняки надвинуты с востока на 10—15 км на артинские песчаники и аргиллиты. Это нарушение было выявлено лишь бурением глубоких скважин в долине р. Большой Ик.

Интересным примером может служить и Зильмердакский надвиг Башкирского поднятия. В районе д. Большое Саитово на тракте Стерлитамак — Белорецк, кварцитовидные песчаники зильмердакской свиты на небольшом участке контактируют с породами катавской свиты, т. е. с толщей, залегающей стратиграфически непосредственно выше. Вследствие этого на геологических картах линия надвига здесь прерывается. Между тем нет никаких оснований считать, что горизонтальная амплитуда Зильмердакского надвига повсеместно равная 10—15 км, в этом районе вдруг сокращается до нуля.

Аналогичное строение имеет и крупнейший Уралтауский надвиг. Вдоль него местами также контактируют породы близкого стратиграфического диапазона, что рассматривается как доказательство отсутствия тектонического нарушения. Породы ордовика и силура здесь картируются в виде узкой прерывистой полосы. На геологических картах в этой зоне обычно рисуют размывы и перерывы в осадконакоплении. Между тем прерывистое распространение тех или иных комплексов пород подобное тому, которое имеет место вдоль западного склона хребта Урал-

тау, должно рассматриваться как чрезвычайно характерный показатель развития крупного надвига.

Это подтверждается и строением Тубинского надвига на восточном склоне Южного Урала (см. рис. 85). Здесь бурением скважины установлено, что на зилаирские граувакки верхнего девона надвинуты кремнистые сланцы мукасовского горизонта франского яруса, прерывисто распространенные вдоль тектонического контакта.

Подобных примеров на Урале можно привести очень много. Все они свидетельствуют о чрезвычайно широком развитии здесь как явных, так и «замаскированных» разрывных нарушений. Распространение последних станет тем более понятным, если вспомнить, что амплитуда надвигов сокращается вдоль фронтальных зон.

Нередки, вероятно, случаи, когда надвиги вообще не обнажаются или выступают на значительном удалении от складки и, следовательно, могут быть установлены только с помощью бурения скважин и анализа структуры большой площади. Детальное картирование, проведенное нами в южной части Уфимского амфитеатра, показало, что некоторые надвиги, вскрытые скважинами, не выступают на поверхность. Так, в скв. 22 (Злоказово) надвиги, обнаруженные в верхней части разреза, затухают в толще флишoidных пород среднего карбона (см. рис. 69). Это объясняется тем, что амплитуда небольших надвигов может полностью гаситься складчатостью.

Своеобразные дислокации известны в Южных Аппалачах, в пределах Камберлендского нагорья. Еще работами Ч. Баттса (Butts, 1927) и Д. Рича (Rich, 1934) здесь были выявлены послышные срывы, приуроченные к пластичным горизонтам осадочного чехла. Местами эти срывы в виде более крутого склона переходят в вышележащие более жесткие толщи, выше которых снова выполаживаются. В результате этого в поперечном сечении надвиг приобретает своеобразный ступенчатый вид. Дж. Роджерсом (Rodgers, 1950, 1972), Р. Милици (Milici, 1963) и В. Гвинном (Gwinn, 1964) было выяснено, что антиклинали возникают в местах излома поверхности надвига, а синклинали образуются над участками развития субгоризонтальных срывов. Надвигание по более крутым склонам приводит здесь к тектоническому сдваиванию пород, смятию и изгибу слоев в виде антиклинали. Возникновение складок над надвигами, не выступающими на поверхность, доказано бурением также в Западной Виргинии, где на антиклинали Бирнинг-Спрингс установлено тектоническое сдваивание ордовикских, силурийских и девонских отложений (Rodgers, 1963).

Итак, мы видим, что складчатая структура возникает в результате смятия аллохтонных пластин в процессе их шарьирования и что пликативные деформации зависят не только от силы сжатия, состава и строения пород, но и от толщины тектонической пластины. Из всего изложенного нами было видно, что образование складчатости происходит более или менее близко к земной поверхности, не достигая больших глубин.

Еще в конце прошлого столетия опытами А. Фавра и Б. Уиллиса было установлено, что с глубиной высота складок заметно уменьшается, что объясняется все возрастающим давлением вышележащих толщ на нижние слои, затрудняющим их смятие в крупные складки. Судя по всему, складчатость с глубиной должна все более размельчаться и перейти в илоичатость. Известно, что в условиях очень больших глубин и давлений материал беспорядочно течет уже без образования складок.

В заключение необходимо сказать несколько слов о гипотезе так называемого саморазвития материи Земли, широко распространившейся в тридцатые годы и до сих пор пользующейся определенной популярностью (Perrin, Roubault, 1937; Dennis, 1960; Сорский, 1962; Кириллова, 1962; Захаров, 1970, и др.). Согласно ей, считается, что складкообразование

является результатом глубинных геохимических процессов, приводящих к метаморфизму и ультраметаморфизму пород, увеличению их объема и смятию в складки. В качестве подтверждения справедливости своих взглядов сторонники этой гипотезы ссылаются на замеченное еще Джемсом Холлом (1859) закономерное увеличение мощности осадков в складчатых областях, указывающее на глубокое прогибание этих территорий, предшествовавшее складкообразованию.

Хотя возможность пликативных дислокаций при метаморфизме полностью исключить нельзя, например, при образовании гранитных и гнейсовых куполов, серпентинизации гипербазитов и гидратации ангидритов, распространение таких дислокаций, по-видимому, ограничивается лишь локальными участками развития процессов метаморфизма и ультраметаморфизма и, следовательно, такой механизм складкообразования не может считаться универсальным. Более того формирование самих метаморфических комплексов обычно связано с региональным термодинамометаморфизмом, возникающим в условиях мощного тектонического давления, а не погружения пород на большие глубины. Согласно новейшим исследованиям Г. Винклера (1969), для образования анатектических гранитов необходима температура не менее 700° при давлении H_2O 2000 бар или 680° при давлении 4000 бар. Максимальная же температура, которая может достигать при погружении осадочных пород, по данным Г. Винклера, не превышает $400\text{--}450^{\circ}$. При этом метаморфизм развивается до лавсонит-глаукофановой фации зеленых сланцев при погружении до 30 км (давление 8—9 кбар). Примечательно, что метаморфические породы, образующиеся при погружении «не испытывают рассланцевания; первичные структуры сохраняются долго, но минералогический состав изменяется. Метаморфические преобразования такого рода часто макроскопически не распознаются, а выявляются только при изучении шлифов под микроскопом» (Винклер, 1969, стр. 18).

Действительно, на Урале полого складчатые кварцевые песчаники айской свиты, залегающие в основании рифейского разреза Башкирского антиклинория, не обнаруживают заметных следов метаморфизма, хотя они были перекрыты мощной толщей осадков верхнего докембрия и палеозоя. В то же время весь комплекс доордовикских пород зоны Уралтау интенсивно дислоцирован и метаморфизован до эклогитовой ступени, несмотря на то что эти образования залегают непосредственно под палеозойскими осадками сокращенной мощности и, вероятно, не погружались на глубины более 10—15 км.

Изложенный нами материал позволяет прийти к заключению о том, что складчатая структура формируется в результате горизонтального сжатия земной коры, а не саморазвития материи в ее глубинных зонах и не под влиянием вертикальных блоковых движений, которые, очевидно, могут иметь относительно небольшую амплитуду, недостаточную для образования крупных зон пластических деформаций.

Процесс расслоения на тектонические пластины и последующего их смятия и скучивания следует считать главным, ведущим в структурном развитии геосинклинальной области, а следовательно, без надвигов и покровов в принципе не может быть сформирована ни одна складчатая область, ни одно крупное горное сооружение.

О ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЯХ ЗЕМНОЙ КОРЫ

После работ Б. Виллиса (Willis, 1893), Г. Штилле (Stille, 1924) и Э. Аргана (Argane, 1924) широко распространилось мнение о том, что образование складок может происходить вследствие двух принципиально различных причин: под действием тангенциального сжатия и вертикальных поднятий. Так, среди складок Аппалачей Б. Виллис выделяет два типа: «компетентные», происшедшие вследствие сжатия, и «некомпетентные», связанные с вертикальными движениями.

Согласно Э. Хаарману, М. М. Тетяеву и В. В. Белоусову, вертикальные движения земной коры являются главными, а горизонтальные лишь производными от них. Следовательно, вертикальным движениям многие исследователи придают исключительно важное значение.

Рассмотрим как же проявляются эти движения и какова их роль в формировании Уральской складчатой области?

Принято считать, что наиболее четкими проявлениями вертикальных движений в земной коре являются флексуры, ступени, горсты, грабены, взбросы и сбросы. Как уже отмечалось ранее, именно такие структуры некоторые исследователи считают главными, определяющими стиль тектоники Урала (Сычева-Михайлова, 1962; Эз и др., 1965; Оффман, Буш, 1972, и др.). Между тем фактические данные, полученные в последние годы, заставляют не только сомневаться в справедливости этих представлений, но и решительно от них отказаться.

Данные детальных полевых исследований и глубокого бурения позволяют прийти к выводу о том, что подавляющее большинство дислокаций, выделяемых как флексуры, ступени, взбросы и горсты являются приповерхностными, бескорневыми структурами, осложняющими аллохтонные пластины.

Рассмотрим фактический материал, показывающий строение некоторых из этих дислокаций. Согласно В. В. Эзу, Д. Е. Гафт и Б. И. Кузнецову, «герцинские» известняки, обнажающиеся на Большом Ике, восточнее д. Мурадымово, образуют «очень узкий, разбитый дополнительными разломами горст на границе двух крупных структурных элементов — Северо-Зилаирского синклинория и Башкирского антиклинория» (Эз и др., 1965, стр. 44).

Судя по рисунку, приведенному в работе названных авторов, амплитуда вертикального поднятия известняков вдоль восточного тектонического контакта составляет не менее 1,5 км, а вдоль западного — более 5 км (рис. 96).

Бурением глубоких скважин и детальными геологическими съемками в этом районе установлено, что «герцинские» известняки образуют не горстовое поднятие, а слагают фронтальную часть крупного тектонического покрова, покоящегося на среднекаменноугольном терригенном флише (М. Камалетдинов, Р. Камалетдинов, 1968; М. Камалетдинов, Р. Камалетдинов, Т. Казанцева, 1970). Скв. 12, пробуренная в 2 км восточнее дер. Мурадымово, на глубине 430 м под известняками эйфельско-

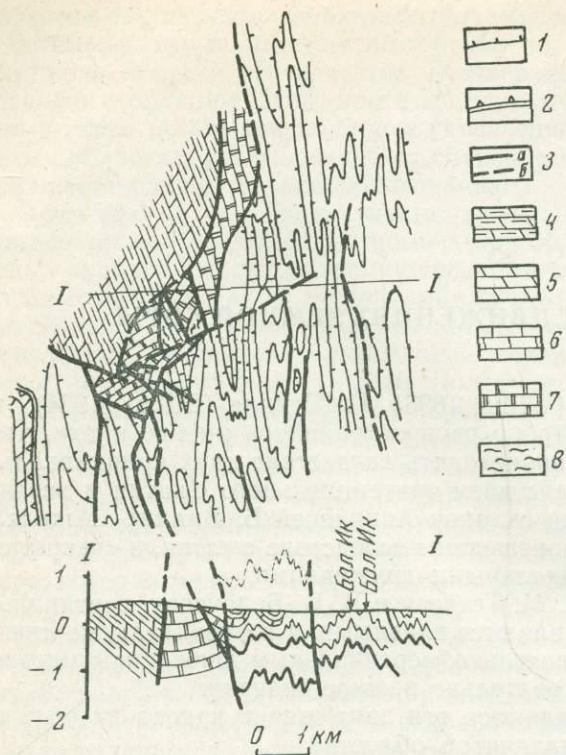


Рис. 96. Детали строения западного крыла Зилаирского синклинория в районе селения Мурадымово (р. Большой Ик) и разрез по линии I—I (по Эзу, Гафт, Кузнецову, 1965)

- 1 — изостраты внутри зилаирской серии;
- 2 — подошва существенно карбонатной толщи нижнего карбона;
- 3 — разрывные нарушения (а — прослеженные, б — предполагаемые);
- 4 — среднекаменноугольные отложения;
- 5 — нижнекаменноугольные отложения;
- 6 — известняки внутри зилаирской свиты;
- 7 — дозилаирские рифовые известняки;
- 8 — аргиллиты и силициты, подстилающие рифовые известняки

го яруса вскрыла песчано-аргиллитовую толщу с прослоями органогенно-обломочных известняков, содержащих среднекаменноугольные фораминиферы (см. рис. 35). Поверхность надвига обнажена в 700 м западнее скважины, что позволяет определить угол его наклона, равным 30—35°. Восточнее поверхность надвига выполаживается до 10—5°, что установлено скв. 18, пробуренной в 2700 м восточнее предыдущей. Эта скважина под девонскими известняками вскрыла терригенные породы среднего карбона на глубине 972 м.

Таким образом, выясняется, что крупный вертикальный разлом, изображенный на геологическом разрезе В. В. Эза, Д. Е. Гафт и Б. И. Кузнецова, является пологим надвигом. Тектонические нарушения, показанные В. В. Эзом и его сотрудниками вдоль восточного и южного краев «герцинских» известняков, вообще отсутствуют. Структуры известняков и зилаирских граувакк здесь полностью согласуются между собой. Известняки на левом берегу Большого Ика погружаются на юг под зилаирские песчаники, образуя вдоль границы с последними сложный фестончатый край. Маркирующие пласты в зилаирских породах огибают известняки с юга и востока, повторяя во всех деталях изгибы слоев краевой части известнякового массива. В ряде мест известняки обнажаются и восточнее главного карбонатного массива, в ядрах небольших антиклинальных складок среди зилаирских граувакк. Многочисленными находками брахиопод их возраст датируется как барминские слои франского яруса, что точно соответствует кровле карбонатного разреза главного массива (М. Камалетдинов, Р. Камалетдинов, 1960). Все сказанное выше не позволяет проводить тектонические нарушения вдоль восточной и южной границ полосы «герцинских» известняков. Это подтверждается и данными бурения скв. 18, вскрывшей известняки под зилаирскими граувакками между главным массивом и выходами их в ядрах антиклинальных складок. Для полноты характеристики строения района отметим,

что по долине р. Большой Ик проходит небольшой широтный взброс, пересекающий карбонатный массив и прослеживающийся западнее в полосу каменноугольного флиша. Амплитуда этого взброса, как отмечалось в главе «Тектоника», не превышает 300 м.

Другими примерами структур, которым ранее приписывалась горстовая природа являются Уваринский и Тассинский тектонические останцы западного крыла Зилаирского синклинория. В сложении этих покровных структур, как мы видели, участвуют породы силура, девона и нижнего карбона, постелью же служит терригенный флиш среднекаменноугольного возраста.

Считалось, что на восточном склоне Урала форму крупного горста имеет Челябинская структура. Однако последними наблюдениями Н. Ф. Мамаева и Н. В. Чермениновой установлено, что граниты Челябинского массива полого надвинуты на габброиды, а последние в свою очередь тектонически подстилаются породами нижнего карбона (Мамаев, Черменинова, 1973).

Наиболее крупными горстовыми поднятиями на Южном Урале многие авторы считают Сакмарское и Кракинское «поднятия». Доказательства покровного строения этих структур нами приводились ранее, и повторять их не имеет смысла. Сказанное в равной мере относится и к тектоническому комплексу Каратау, который иногда представляют как крупное горстовое поднятие (Шатский, 1945; Сычева-Михайлова, 1962, и др.). Геологическими съемками и геофизическими исследованиями последних лет надвиговая природа Каратауских дислокаций выявляется достаточно отчетливо (как впрочем Башкирского антиклинория в целом).

Другими важными структурными элементами Южного Урала считаются ступени и флексуры. В. В. Эз, Д. Е. Гафт и Б. И. Кузнецов (1965) на западном крыле Зилаирского синклинория выделяют «Касмарскую ступень», занимающую полосу каменноугольных и нижнепермских отложений. Вдоль западного края этой «ступени» прослеживается крутая флексура, погружающаяся в сторону Предуральяского прогиба. Высота ее названными авторами определяется равной 5 км. Примерно также (4,5 км) оценивают амплитуду этой дислокации П. Е. Оффман и Э. А. Буш (1972), выделяя ее под названием Тастубской флексуры. «Тастубская флексура, — пишут они, — представляет собой гигантское сооружение... она хорошо прослеживается на местности и прекрасно читается на обзорных геологических картах благодаря тому, что именно в пределах этой флексуры происходит погружение нижнепермских отложений под верхнепермские. Эта колоссальная структура непрерывно фиксируется на протяжении 400 км от Прикаспийской синеклизы до Каратау» (Оффман, Буш, 1972, стр. 22).

Скважинами, пробуренными в долинах рек Чумаза, Малая Сурень и Большой Ик, установлено, что указанная флексура осложняет фронтальную часть крупной аллохтонной пластины (Суреньской), ниже которой не прослеживается (см. рис. 20, 31). Аналогичное строение имеют и другие флексуры западного склона Урала (см. рис. 70). Вообще крутой изгиб слоев в виде флексуры, очевидно, является весьма распространенным и характерным структурным осложнением фронтальных частей надвигов. Судя по тому, что на Урале такие структуры часто встречаются в миогеосинклинальной зоне и в предгорном прогибе (Бакракская складка), можно полагать, что они шире развиты в периферийных частях складчатых зон, в особенности вдоль границы с предгорным прогибом.

Установление аллохтонного строения крупных флексур на Урале имеет очень важное значение, поскольку позволяет понять многие принципиальные особенности тектоники складчатых областей. Действительно, принято считать, что моноклинальные разрезы свидетельствуют об отсутствии надвигов. Полагают, что крутое падение слоев, прослеживаясь

до определенных глубин, снова выполаживается и не связано с разрывными нарушениями. На самом же деле оказывается наоборот, любая более или менее крутая (десятки градусов) моноклиаль говорит о надвиге и не может быть образована без него. Другими словами, все крутые моноклинали, так же как и альпинотипные складки являются отражением на поверхности надвиговых дислокаций.

В отличие от этих структур моноклинали платформенных склонов, имеющие углы падения слоев в доли или первые градусы, формируются колебательными изостатическими движениями и обычно не зависят от надвиговых нарушений.

Таким образом, мы видим, что главнейшие дислокации, которые могли бы иллюстрировать большую роль вертикальных движений в формировании тектоники Урала при более внимательном изучении оказываются аллохтонными структурами, образовавшимися в условиях горизонтального сжатия.

Из рассматриваемой группы деформаций действительно большая роль в тектонике Урала и смежных территорий платформы принадлежит грабенам. Крупные авлакогены развиты в кристаллическом фундаменте Восточно-Европейской платформы, реликты грабеновых (рифтогенных) фаций рифейского и палеозойского возраста сохранились в ряде мест мио- и эвгеосинклинальной зон Урала, мезозойские грабенообразные прогибы известны на восточном склоне Урала. Кроме того, ряд узких, протяженных грабенов обнаружен бурением скважин в докыновских отложениях Западной Башкирии и Татарии. Однако все перечисленные дислокации, как мы видели ранее, образовались в результате растяжения земной коры и, следовательно, являются функцией горизонтальных, а не вертикальных движений. Весьма важным фактором, доказывающим раздвижение блоков сиалического фундамента, является внедрение основных магм и присутствие роев даек в рифейских и в палеозойских отложениях в зонах растяжения земной коры.

В связи со всем изложенным выше возникает вопрос, существовали ли на Урале вообще вертикальные движения или они здесь полностью отсутствуют? Анализ имеющихся фактических данных позволяет заключить, что такие движения имели место, но их роль в формировании структуры рассматриваемой области является несоизмеримо меньшей, чем горизонтальных. Кроме того, достаточно четко выясняется, что все вертикальные движения причинно связаны с латеральными, представляя лишь трансформацию последних.

В настоящее время могут считаться фактически установленными и физически обоснованными ряд механизмов формирования поднятий. Главнейший из них непосредственно связан с процессами надвигания и шарьирования горных пород с многократным нагромождением тектонических пластин, обуславливающим возрастание мощности (толщины) земной коры и формирование положительного рельефа. На глубине таким поднятиям отвечают изостатические погружения пород фундамента, получившие название «корней гор». К таким структурам относятся все складчатые области и островные дуги океанов. Образование их является прямым результатом горизонтального сжатия земной коры.

Другой важнейшей формой движения земной коры является эпейрогеническая (колебательная). Эти движения, как известно, охватывают обширные территории, и характеризуются длительностью, плавностью и относительно небольшой амплитудой. Местами они происходят вдоль древних разломов, раскалывающих платформенный фундамент, проявляясь здесь более контрастно.

Связь эпейрогенических движений с деформациями в складчатых областях признается многими исследователями. Еще А. П. Карпинский (1887, 1894) отмечал, что распределение моря и суши в минувшие гео-

логические эпохи в пределах европейской России зависело от «кряжеобразовательных» и дислокационных процессов, происходивших на Урале и Кавказе. Он пишет: «...в пределах части земной поверхности, занятой в настоящее время европейской Россией, происходили последовательные колебания земной коры через смену понижений в широтном направлении с опусканиями меридиональными... Направление колебаний почти всегда оказывалось параллельным кряжам Кавказскому и Уральскому. В период наиболее интенсивного образования последнего преобладают, по их продолжительности, меридиональные понижения; во время же интенсивного образования Кавказа наибольшею продолжительностью отличаются понижения, параллельные этому кряжу» (Карпинский, 1894, стр. 17).

Как известно, А. П. Карпинский для объяснения описанных им явлений привлекал гипотезу тепловой контракции, считая, что она наиболее правдоподобно объясняет как складчатые, так и колебательные движения земной коры.

Позже существование тесной связи эпейрогенических движений с горообразовательными процессами подчеркивали А. Д. Архангельский (1941), Н. С. Шатский (1945) и другие ученые.

Н. С. Шатский по этому поводу пишет: «...на вопрос о том, зависят ли эти деформации платформы от нарушений в геосинклинальных зонах, может быть дан только один ответ: и те и другие созданы общими напряжениями; выяснение этих напряжений представляет один из труднейших вопросов теоретической тектоники...» (Шатский, 1945, стр. 58).

Последние данные по геологии Урала и западного Приуралья полностью подтверждают представление об общности происхождения структур платформенных и складчатых областей. Из рассмотрения геологической истории Урала мы видели, что после каждой крупной складчатости на Урале (в конце рифея и в конце палеозоя) на платформе происходили обширные поднятия и устанавливался длительный континентальный режим. И, напротив, когда в геосинклинальной области имело место расширение океанического дна, платформенные области погружались под уровень моря.

На примере развития Урала и Восточно-Европейской платформы рассмотрим, как связаны между собой эти два процесса.

Начало палеозойской эры на Урале, как мы видели, ознаменовалось рифтогенезом и формированием океанической впадины. Перикратонные опускания вызвали обширную трансгрессию моря на платформу, которая постепенно расширяясь, в верхнем девоне затопила практически всю территорию древнего континента.

Процессы растяжения земной коры, ярко проявившиеся в эвгеосинклинальной зоне, возникновением соответствующих магматических формаций, сказались и на платформе, где образовались авлакогены и протяженные грабенообразные прогибы (Печорский и Усинско-Колвинский авлакогены — на севере платформы; Сергеевско-Хомутовский, Турбаслинский и другие грабены — в Башкирии и Татарии).

Растяжения кристаллического фундамента проявились и вдоль перикратонных опусканий. Однако едва ли можно допустить возможность равномерного и повсеместного утонения гранито-гнейсового слоя платформы.

По-видимому, погружение континентальных массивов под уровень моря вызывалось главным образом утонением под ними базальтового слоя, в котором должны легче протекать пластические деформации. Сказанное подтверждается и последними данными геофизики, устанавливающими в базальтовом слое ряд субгоризонтальных тектонических поверхностей, выраженных «волноводами».

При этом геологических данных, позволяющих считать, что происходит базификация, т. е. разрушение и растворение пород сиалическо-

го фундамента в «базальтовом» слое в результате так называемого талласогенеза не обнаруживается. Представлению о базификации, в частности, противоречит тот факт, что плотность «базальтового» слоя в верхней мантии под Уралом и платформой одинаковы, между тем при существовании процессов базификации они должны были заметно отличаться. Обстоятельная критика физической сущности явления базификации и несовместимость его с законами термодинамики была рассмотрена В. А. Магницким (1958), Е. Н. Люстихом (1959) и П. Н. Кропоткиным (1971). «Пока сохраняется гравитационное поле Земли и материал оболочки остается тяжелее сиала,— отмечает Люстих,— химические реакции не могут сменить свое направление на обратное, т. е. кора не может начать растворяться в субстрате» (Люстих, 1959, стр. 1543).

Весьма ярко связь эпейрогенических движений, происходивших в области Восточно-Европейской платформы со складчатостью в Уральской геосинклинали проявилась в конце палеозоя.

Процессы интенсивного тектонического сжатия к началу верхнего карбона уже сформировали покровную и чешуйчато надвиговую структуру эвгеосинклинальной зоны Урала. Здесь в это время возник высокий горный рельеф и образовались глубокие «корни гор».

В дальнейшем горизонтальное сжатие продолжало развиваться вплоть до поздней перми и мезозоя, о чем свидетельствуют триасовые надвиги на западном склоне Урала и раннеюрские на восточном (см. рис. 87).

Однако в конце среднего карбона масса тектонически скученных пород в эвгеосинклинальной зоне достигла такой колоссальной мощности, что уже не могла более существенно наращиваться шарьяжами. Процесс тектонического скучивания стал перемещаться на восточную окраину платформы, имеющую в основании достаточно мощный сиалический фундамент. Под весом шарьяжей последний стал прогибаться, образовав перед фронтом скученных пород узкий предгорный прогиб. Подвижность складчатой области резко снизилась, что повлекло за собой возникновение зон повышенного тектонического давления, где начался процесс регионального метаморфизма и всеобщей гранитизации. Следовательно, региональный метаморфизм и всеобщая гранитизация проявились после основной фазы тектонического скучивания в условиях еще продолжавшегося горизонтального сжатия.

Такая последовательность событий устанавливается и в других складчатых областях. Так, если на Урале образование крупных шарьяжей в эвгеосинклинальной зоне прекратилось в конце среднего карбона, а всеобщая гранитизация произошла на рубеже среднего и верхнего карбона, то в Аппалачах формирование шарьяжей, связанных с главной фазой акадской складчатости имели место в начале эйфеля, а массовое гранитообразование — в начале живетского века (Rodgers, 1970; Пейве, 1973).

Постепенно реализация сил горизонтального сжатия существенно меняется. В конце перми начинается интенсивное пододвигание океанических плит под кристаллический фундамент платформы вдоль зоны Беньофа (Subduction), вызывая утолщение здесь «базальтового» слоя и «всплывание» над ним более легких сиалических масс. Начинается подъем территории Урала и Приуралья, сопровождающийся формированием мощных молассовых формаций. Постепенно процесс пододвигания океанических плит и «всплывания» платформенного фундамента распространяется и в более западные районы, вызывая регрессию морских вод и полное осушение больших территорий.

Таким образом, «базальтовый» слой, резко увеличиваясь в мощности под континентальной платформой, как бы выталкивает ее снизу вверх.

Можно считать установленным, что орогенез, т. е. в нашем случае изостатическое всплывание складчатого сооружения, всегда происходит после главной эпохи диастрофизма. Г. Д. Ажгирей отмечает: «Горообразование в своих важнейших проявлениях представляет особый процесс, непосредственно не связанный ни с геосинклинальной складчатостью более ранних этапов, ни с региональным метаморфизмом, ни с гранитизацией» (Ажгирей, 1968, стр. 8).

Мы уже видели, что на Урале орогенез начался после гранитизации. «Определения абсолютного возраста регионально метаморфизованных и гранитизированных пород в Гималаях, Кавказе и Альпах, в Андах и Скалистых горах, для которых доказано интенсивное поднятие в течение позднего плиоцена и четвертичного периода, всюду единообразно показывают, что огромная волна регионального метаморфизма и гранитизации имела место значительно ранее (на 10—15 млн. лет) главной фазы горообразования, как, например, в Гималаях (Aswathanagajana, 1964)» (Ажгирей, 1968, стр. 8).

Энергичный размыв Уральских гор и их изостатическое всплывание местами сопровождалось дроблением складчатого сооружения на блоки, испытывавшие дифференцированные вертикальные движения. Процессы надвигания и шарьирования в это время почти совсем затухают и ороген вступает в фазу «германотипного развития».

«На всем земном шаре,— отмечает Г. Штилле,— германотипная тектоника приобретает особенно большое значение после того, как альпийская истощает свои возможности» (Штилле, 1964, стр. 884). Однако роль автономных блоковых движений в формировании структуры Урала, особенно его западного склона, незначительна. По-видимому, дроблению Урала на блоки препятствовал древний кристаллический фундамент, тектонически подстилающий складчатое сооружение.

В западном Приуралье эпейрогенические поднятия весьма активно проявились в конце варисской эпохи складчатости. Вблизи орогенной области в это время образовалось обширное, но очень пологое поднятие, четко фиксируемое по отложениям верхней перми. Особенностью этой структуры является ее негативное строение— все толщи пород, залегающие под верхней пермью, моноклинально погружаются на восток, согласно с положением кровли кристаллического фундамента, в то время как слои верхней перми полого падают к западу.

Из всего изложенного выше следует, что в структурном развитии орогенной области выделяются два различных этапа. В течение первого этапа в условиях сжатия земной коры происходят крупные горизонтальные движения и тектоническое скупивание пород, завершающееся шарьированием фемических масс в область миогеосинклинали. Он заканчивается региональным метаморфизмом и всеобщей гранитизацией.

Второй этап характеризуется пододвиганием океанических плит под кристаллический фундамент изостатическим всплыванием разрушающихся гор и смежных континентальных платформ, а также полным осушением последних. Горизонтальные движения в это время происходят ниже уровня сиалистического слоя, а на поверхности выражены относительно слабо. Идет расход накопленной гравитационной энергии и сокращение глубины «корней гор» до уровня подошвы континентов.

В начале процесс изостатического поднятия и размыва Урала происходил очень быстро, о чем свидетельствует накопление мощных красноцветных моласс и значительная высота верхнепермских гор (до 5000 м, по А. В. Хабакову), но позже значительно замедлился. Сейчас высота горных вершин на Урале не превышает 1900 м в Приполярной зоне и 1600 м в других его районах.

В то же время в пределах орогенов альпийского возраста, как известно, кайнозойские поверхности выравнивания встречаются на высотах 4000—5000 м (Анды, Памир, Каракорум, Тибет и др.) (Кропот-

кин, 1964). Существование четкой зависимости между скоростью поднятий и возрастом горных хребтов, а точнее величиной их «корней», еще раз подтверждает изостатический характер этих поднятий.

Распространено мнение о том, что в формировании складчатых областей мозаичного строения, в отличие от линейных, главная роль принадлежит вертикальным движениям земной коры. Однако такое мнение нельзя считать справедливым. Мозаичное строение легче и понятнее объясняется проявлением здесь сжатия, ориентированного в разных направлениях, например в меридиональном и широтном (Казахстан и др.). В этом случае линейные складчатые области следует рассматривать как частный пример реализации горизонтального сжатия вдоль окраинных зон древних платформ, играющих роль жесткой рамы. В этих зонах создаются анизотропные условия для усилий сжатия, ограничивающие поперечные к ее простиранию тектонические движения. Если же древний фундамент отсутствует или сильно раздроблен и растащен, то на участках, «не защищенных» от разнонаправленных сил сжатия, очевидно, могут возникать сложные мозаичные структуры. Вертикальные же поднятия и здесь, очевидно, происходят лишь в форме изостатического выравнивания.

Из всего сказанного мы видим, что в условиях сжатия происходит резкое возрастание мощности земной коры и поднятия обширных геосинклинальных и платформенных территорий, а при раздвижениях — резкое утонение «базальтового» субстрата и погружения площадей, затронутых процессами раздвижения, а также смежных платформенных областей

Существенно отличается от рассмотренных форм вертикальных движений механизм образования срединно-океанических хребтов современных океанов. Он связан не с процессами интенсивного сжатия, а с растяжением и раздвиганием земной коры. При этом на дне океанов возникают крупные линейные разрывы, вдоль которых происходит активная серпентинизация гипербазитов верхней мантии, приводящая к разуплотнению и увеличению объема пород на 25% (Hess, 1955).

Необходимо отметить, что этот процесс может происходить лишь в зонах сильно трещиноватых, хорошо проницаемых для воды и при температуре не выше 500°. Средняя глубина условий серпентинизации, судя по геотермическому градиенту, в коре океанов не превышает 20—23 км, глубже начинается уже десерпентинизация, связанная с потерей воды. Срединно-океанические хребты, по-видимому, существовали и в древних океанах, но поскольку в орогенных зонах гипербазитовый слой погружен на глубины, значительно превышающие 25 км, явления серпентинизации не могут считаться непосредственно влияющими на формирование структуры этих зон.

Итак, на примере геологического развития Урала и западного Приуралья мы видим, что вертикальные движения земной коры, во-первых, причинно связаны с процессами сжатия или растяжения, а во-вторых, их амплитуда резко подчинена размерам горизонтальных перемещений.

Следовательно, можно считать, что вертикальным движениям не может принадлежать главная роль в формировании складчатых областей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенный нами материал позволяет прийти к выводу о том, что Урал имеет сложную структуру, образованную крупными надвигами и шарьяжами, возникшими в результате интенсивного сжатия земной коры. В общем виде структура Урала может быть представлена как серия крупных, надвинутых одна на другую тектонических пластин, полого погружающихся к востоку. Верхние пластины сложены эвгеосинклинальными породами, нижние — миогеосинклинальными и платформенными.

Шарьяжи и надвиги имеют несоизмеримо большее значение, чем пликативные деформации и крутые разрывные нарушения.

Распространенные в настоящее время представления о тектонике Урала, как горном сооружении, сформированном вертикальными блоковыми движениями земной коры, не отвечают действительности. Все описанные ранее крупные ступени, флексуры и крутые разломы при более детальном изучении оказались приповерхностными дислокациями, осложняющими аллохтонные пластины и не прослеживающимися на глубину. Действительно, Касмарская ступень (по Эзу и др.) и Тастубская флексура (по Оффману и Буш), выделяющиеся на западном крыле Зилаирского синклинория, как установлено бурением, представляют зону смятия Суреньского тектонического покрова, надвинутого на восточную окраину Предуральского тектонического прогиба. Высоко поднятые горы, предполагавшиеся в ряде районов Урала, также оказались фрагментами крупных аллохтонных покровов (Сакмарский, Кракинский и др.).

Установлено, что амплитуда надвигов и шарьяжей закономерно возрастает в восточном направлении. Следовательно, надвиги развиваются из внутренних частей складчатой области и являются отражением чрезвычайно мощного горизонтального сжатия, имевшего место в Уральской эвгеосинклинали.

Возраст наиболее ранних шарьяжных перемещений датируется средним рифеем, а наиболее поздних — триасом и ранней юрой. Эпохи тектонического сжатия за это время неоднократно сменялись периодами растяжения, отражая высокую латеральную мобильность земной коры и литосферы в целом.

Возникновение океанической впадины на месте современного Урала и Западно-Сибирской низменности впервые четко устанавливается с начала позднего протерозоя по формированию перикратонных опусканий на противоположных окраинах Европейской и Сибирской платформ, которые ранее, по-видимому, соединялись, но затем раскололись и раздвинулись. Происходившие в это время растяжения земной коры в пределах континентальных областей фиксируются образованием авлакогенов и общим погружением их под уровень моря. В конце рифейской эпохи в рассматриваемой области проявились процессы сжатия, завершившиеся образованием обширного пояса байкальской складчатости, напаявшей фундамент Европейской платформы к востоку, а Сибирской к западу. Была окончательно консолидирована Тиманская структура; в эвгеосинклинальной зоне образовались высокие горы, за счет размыва

которых сформировались мощные молассовые формации. Платформенные области испытали подъем и там установился континентальный режим. В начале палеозоя кристаллический фундамент Европейской платформы вновь раскололся восточнее зоны Уралтау. В результате раздвижения континентальных блоков (Сибирского и Европейского) на территории Восточного Урала и Западно-Сибирской низменности снова образуется обширная океаническая область с отдельными микроконтинентами (Восточно-Уральская зона докембрийских гнейсов, участки коры байкальской консолидации Западно-Сибирской низменности). Европейская и Сибирская платформы становятся объектами обширных морских трансгрессий.

Хотя расширение океанического дна в центральных областях эвгеосинклинали продолжалось до раннего карбона, и там формировались соответствующие магматические комплексы, в ее периферийной зоне, начиная с девона, фиксируются процессы сжатия — образуются островные дуги и порфириновые серии.

Интенсивные складчатые движения проявились в предпозднедевонское время вдоль западной периферии океанической области, где возникли высокие горы и эвгеосинклираль стала гипсометрически выше миогеосинклинали. В фаменский век образуется первый (в палеозое) мощный обломочный клин с востока. Еще более интенсивный диастрофизм имел место в среднем карбоне, когда фемические массы эвгеосинклинальной зоны были шарьированы в область современного западного склона Урала. В конце среднего карбона происходит массовая гранитизация и, по-видимому, консолидация области Западно-Сибирской плиты. В конце перми начинается пододвигание океанических масс под сиалические фундаменты Европейской и Сибирской платформ и Западно-Сибирской плиты, обусловившее поднятие и осушение от вод морского бассейна территории огромного Евро-Азиатского материка.

В результате такой длительной и сложной геологической истории вдоль восточного края Европейской платформы сформировались Уральские горы.

Образование надвигов и покровов здесь происходило в течение длительных геологических эпох, обусловив мощное тектоническое скучивание докембрийских и палеозойских пород и формирование «корней гор», выраженных погружением поверхности верхней мантии. Следует полагать, что наличие «корней гор» под всеми складчатыми сооружениями является свидетельством их одинакового происхождения. Действительно, образование «корней гор» невозможно объяснить иначе, как тектоническим скучиванием пород, а механизм формирования последнего необъясним без крупных надвигов и шарьяжей. Этот вывод подтверждается и сравнением структуры Урала, Аппалач и других складчатых областей, показывающим, что орогены варисского, альпийского и каледонского возраста характеризуются большим сходством тектоники и особенностей геологического развития.

Ранее отмечалось, что изучение особенностей тектоники складчатых областей имеет важное значение для эффективности поисково-разведочных работ на различные полезные ископаемые (нефть, газ, каменный уголь, руды). Действительно, выявление покровной структуры Урала, с одной стороны, существенно увеличивает перспективы нефтегазоносности этого горного сооружения, с другой — заставляет пересмотреть по-новому методику поисково-разведочных работ.

Значительные территории, занятые на поверхности досреднепалеозойскими аллохтонными породами, ранее считавшиеся бесперспективными, сейчас приобретают практический интерес для поисков нефти и газа в поднадвиговых отложениях палеозоя и рифея.

Изучение разрезов западного склона хребта показывает, что субплатформенный тип разрезов девона, региональная нефтеносность которого

установлена на больших площадях Урало-Поволжья, прослеживается на восток под аллохтонными покровами вплоть до зоны Уралтау.

Следовательно, восточная часть Предуральского прогиба, скрытая под шарьяжами западного склона Урала, несомненно представляет интерес для поисков нефтяных и газовых месторождений. Тем более, что здесь следует ожидать значительное возрастание мощности и стратиграфической полноты разреза палеозойских отложений, особенно за счет наращивания разреза снизу (появления силурийских и ордовикских отложений).

Установленная генетическая связь нефтеносных антиклинальных складок Предуральского прогиба с региональными надвигами позволяет ориентировать поисковые работы в первую очередь на выявление и трассирование здесь крупных надвигов, которое может проводиться как с помощью бурения скажины, так и геофизическими методами.

Раньше мы видели, что крупные шарьяжи западного склона Урала являются складчатыми, т. е. смятыми в согласные складки с породами постели. Это объясняется формированием шарьяжей до проявления здесь главной фазы складкообразования.

Сейчас останцы крупных шарьяжей сохранились в синклинальных зонах и полностью размыты над сводами поднятий. В результате этого образовались структуры с более древними породами в ядрах синклиналей и молодыми — на сводах антиклиналей.

Выявление таких структур на Урале является очень важным, и эту особенность тектоники необходимо учитывать при поисках различных полезных ископаемых.

Отсутствие на Урале активных контактов гипербазитов и габброидов с осадочными отложениями позволяет считать, что соседство с ультраосновными и основными породами здесь не должно рассматриваться как отрицательный фактор для поисков нефти и газа. Перемещенные к дневной поверхности в твердом состоянии эти породы не должны были губительно влиять на сохранность залежей углеводородов. Как известно, нефтяные месторождения промышленного значения в серпентинитах содержатся в Северной Америке (Литтон, Спрингс, Чемпен, Йоуст, Дейл, Скиммел-Бэтс и др.) и на Кубе (Метембо, Бакурано). Начальный дебит скважин в месторождении Литтон Спрингс достигал 675 т/сутки (Sel-lards, 1932; Lewis, 1932).

Крупнейшие колчеданные месторождения восточного склона Урала закономерно приурочены к фронтальным зонам длительно развивавшихся шарьяжей океанической коры (Главного Уральского и др.). Залежи руд встречаются среди сложнислоцированных комплексов и зон меланжа, состоящих из гипербазитов, инициальных вулканитов и островодужных серий, прорванных кислыми субвулканическими породами. Установление структурной позиции колчеданных месторождений имеет важное значение для выяснения их происхождения и прогнозирования поисков.

Все изложенное выше показывает, что одной из важных актуальных задач является составление новых геологических, тектонических и прогнозных карт, учитывающих последние фактические данные и позволяющих вести поиски полезных ископаемых на современном научном уровне.

ЛИТЕРАТУРА

- Абакумова О. Л.* Геологический очерк немой осадочной толщи в районе 139-го листа.—Зап. Всесоюзн. минер. об-ва, ч. 60, вып. 1, 1931.
- Абдулин А. А.* Геология Мугоджар (стратиграфия, тектоника, магматизм). Алма-Ата, 1973.
- Абдулин А. А., Касымов М. А., Львов К. А.* Геологическое строение и структурное районирование Мугоджар. В сб. «К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня». Алма-Ата, 1969.
- Ажигрей Г. Д.* Складкообразование и горообразование.—Докл. сов. геол. МГК XXIII сес., 1968.
- Ананьева Е. М., Дорофеев Б. В., Калабурдина А. И., Кузнецов А. А., Бачин А. П., Бельтенева Е. Б., Игшин Б. Л., Кленчин Н. Н., Чергинец В. Ф.* Геофизическая изученность глубинных зон Урала и основные результаты геофизических исследований. В кн. «Глубинное строение Урала».—Тр. 1 Урал. сессии Научного совета по комплексным исследов. земной коры и верхней мантии, 1966.
- Антипов, Меглицкий.* Геогностическое описание южной части Уральского хребта, исследованной в течение 1854 и 1855 годов.—Горный журн., кн. 2 и 3, 1857.
- Анцыгин Н. Я., Варганов Г. Г., Наседкин В. А.* О верхнем кембрии и нижнем ордовике Орского Урала.—Докл. АН СССР, 193, № 1, 1970.
- Арган З.* Тектоника Азии. ОНТИ. М.—Л., 1935.
- Архангельский А. Д.* Введение в изучение геологии Европейской России. М., 1923.
- Архангельский А. Д.* К вопросу о покровной тектонике Урала.—Бюлл. МОИП, отд. геол., 10, № 1, 1932.
- Архангельский А. Д.* Геологическое строение и геологическая история СССР. М.—Л., Гостоптехиздат, 1941.
- Архипов В. И., Ахмадиев Ю. Х., Овдина Г. К., Огагинов И. С.* Аномалии силы тяжести и глубинная тектоника Южного Урала. В кн. «Глубинное строение Урала». М., «Наука», 1968.
- Бакиров А. А.* Современные представления о геологическом строении кристаллического фундамента Русской платформы.—Тр. Акад. нефтяной промышленности, вып. 1, 1954.
- Балаев В. А., Камалетдинов М. А., Якупов И. А.* Новые данные о девонских отложениях южной части Башкирского Предуралья.—Докл. АН СССР, 135, № 4, 1960.
- Бейли Э. Г., Блейк М. К.* Тектоническое развитие Западной Калифорнии.—Геотектоника, № 3, 4, М., 1969.
- Белостоцкий И. И.* О тектонических покровах и гравитационных структурах западной части Центральных Динарид. Статья 1.—Бюлл. МОИП, отд. геол., 38, вып. 6, 1963.
- Белостоцкий И. И.* О тектонических покровах и гравитационных структурах западной части Центральных Динарид. Статья 2.—Бюлл. МОИП, 39, вып. 1, 1964.
- Белостоцкий И. И.* Тектонические покровы Динарид.—Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1965.
- Белостоцкий И. И.* Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. М., «Недра», 1970.
- Белоусов В. В.* Общие закономерности геотектонического процесса.—Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1948.
- Белоусов В. В.* Типы и происхождение складчатости.—Сов. геология, № 1, 1953.
- Белоусов В. В.* Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1954.
- Белоусов В. В.* Проблема происхождения складчатости. В кн. «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования». М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Белоусов В. В.* Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Белоусов В. В.* Об одной гипотезе развития океанов.—Бюлл. МОИП, отд. геол., № 4, 1970.
- Беляков Л. В.* О роли давления поровых вод в механизме крупных надвиговых покровов.—Геотектоника, № 4, 1968.
- Беммелен Р. ван.* Горообразование. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1956.
- Беньоф Г.* Сейсмические данные о строении коры и тектонической деятельности. В кн. «Земная кора». М., Изд-во иностр. лит-ры, 1957.
- Бетехтин А. Г.* О метаморфических породах, образующихся за счет ультраосновных изверженных пород. В кн. «Вопросы петрографии и минералогии». М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Билалов Р. С., Тагиров И. А., Камалетдинов М. А., Кудашев А. Ш.* Новые данные о строении и перспективах нефтегазоносности Предуральяского прогиба.—Геология нефти и газа, № 4, 1968.

- Блохин А. А. Новые данные о геологическом строении Южного Урала.—Бюлл. МОИП, отд. геол., X (1), 1932.
- Блохин А. А. О стратиграфии и возрасте древних «немых» толщ западного склона Южного Урала.—Сов. геология, № 9, 1939.
- Блохин А. А. Стратиграфия палеозойских отложений бассейна рек Нугуш и Белой.—Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1947.
- Богданов А. А. Тектоника Ишимбайского Приуралья.—Изд. МОИП, 1947.
- Богданов А. А., Келлер Б. М. О некоторых формах тектонических нарушений каменноугольно-артинских отложений западного склона Южного Урала.—Бюлл. МОИП, отд. геол., 22, вып. 4, 1947.
- Богданов А. А., Муратов М. В., Хаин В. Е. Об основных структурных элементах земной коры.—Бюлл. МОИП, отд. геол., № 3, 1963.
- Боголепов В. Г. К проблеме серпентинизации ультраосновных пород.—Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1969.
- Бородаевская М. Б., Требухин В. С. К вопросу об истории формирования рудоуправляющих дизъюнктивных элементов структуры Гайского рудного поля (Южный Урал). В кн. «Геологическое строение некоторых медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений Южного Урала, Кавказа и Закавказья», вып. 67, 1967.
- Боуэн Н. Л., Татл О. Ф. Система MgO—SiO₂—H₂O. В кн. «Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии». М., Изд-во иностр. лит-ры, 1950.
- Бронгулеев В. В. Мелкая складчатость платформ. Опыт структурного анализа.—Изд. МОИП, 1951.
- Бронгулеев В. В. Проблема складкообразования в земной коре. М., «Недра», 1967.
- Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. Изд-во МГУ, 1960.
- Буданов Н. Д. Роль новейшей тектоники и связанных с ней трещинных нарушений в гидрогеологии Урала.—Сов. геология, сб. 58, 1957.
- Булькин Л. Д., Золов К. К. О формационном делении ультраосновных пород Урала.—Докл. АН СССР, 180, № 4, 1968.
- Буртман В. С. О складчатых шарьяжах в южном Тянь-Шане.—Изв. АН СССР, сер. геол., № 9, 1968.
- Буртман В. С., Клишевич В. Л. О варисских шарьяжах в Южной и Северной Фергане (Тянь-Шань).—Геотектоника, № 1, 1972.
- Буриштар М. С., Бизнигаев А. Д., Госангусейнов Г. Г., Знаменский В. А., Коротков С. Т., Максимов С. П., Пустыльников М. Р. Геология нефтяных и газовых месторождений Северного Кавказа. М., «Недра», 1966.
- Бухер В. Эксперименты и мысли о сущности ортогенеза. В сб. «Вопросы современной зарубежной тектоники». М., Изд-во иностр. лит-ры, 1960.
- Варсановьева В. А. Геологические исследования северо-западной части 124-го листа общей геологической карты СССР.—Тр. Всес. геол.-разв. объединения, вып. 311, 1934.
- Варсановьева В. А. Геологическое строение территории Печорско-Бьлычского Гос. заповедника.—Тр. Печорско-Бьлычского Гос. заповедника, вып. 1, 1940.
- Варсановьева В. А. Тектоническое и геоморфологическое развитие Урало-Тиманской области.—Бюлл. МОИП, отд. геол., 26, № 4, 1961.
- Вассоевич Н. Б. О крупных тектонических покровах в Восточном Закавказье.—Зап. Всеросс. минер. об-ва, 19, № 2—3, 1940.
- Вегенер А. Происхождение материков и океанов. ГИЗ, 1924.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., «Мир», 1969.
- Виноградов Л. А., Тюремнов В. А. Контактное воздействие гипербазитов.—Сов. геология, № 10, 1968.
- Виноградов А. П., Тугаринов А. И., Кнорре К. Г., Бибикина Е. Г., Лебедев В. И. О возрасте кристаллического основания Русской платформы. В кн. «Международный геологический конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геологов. Опред. абс. возраста дочетв. геол. формаций.—Изв. АН СССР, 1960.
- Виссарионова А. Я. Стратиграфия и фации средне- и нижнекаменноугольных отложений Башкирии и их нефтеносность.—Тр. Уфимск. нефт. научн.-исслед. ин-та, вып. 5, Уфа, 1959.
- Водорезов Г. И. Докембрий Мугоджар.—Изв. АН Казах. ССР, № 119, сер. геол., вып. 15, 1952.
- Водорезов Г. И., Розман Х. С. О девонских отложениях Кимперсайского района в связи с вопросом о возрасте ультрабазитов на Южн. Урале.—Материалы по геологии и полезным ископаемым Южн. Урала, вып. 1, 1956.
- Воинова Е. В. К стратиграфии артинского яруса Оренбургского Приуралья.—Пробл. сов. геол., 5, № 7, 1935.
- Воинова Е. В., Разумовский Н. П., Разумовская В. Э., Хабаков А. В. Стратиграфия артинских и кунгурских отложений Оренбургской степи.—Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 62, вып. 2, 1933.
- Воинова Е. В., Кириченко Г. И., Константинова А. И., Разумовская Е. Э., Сергиевский В. М., Хабаков А. В. Геологическое строение Орско-Халиловского района. М., 1941.
- Войновский-Кригер К. Г. Два комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала.—Сов. геология, сб. 6, 1945.
- Войновский-Кригер К. Г. Очерки тектоники Лемвинской фациально-структурной зоны (западный склон Полярного Урала).—Бюлл. МОИП, 42, вып. 3, 1967.
- Волков С. Н. Эйфельские конгломераты восточного склона Полярного Урала.—Материалы ВСЕГЕИ, общ. серия, сб. 8, 1948.
- Гансер А. Геология Гималаев. М., «Мир», 1967.
- Гарань М. И. Докембрийские отложения западного склона Южн. Урала и связанные с ним полезные ископаемые. В кн. «Международный геологический конгресс, сессия 17-я», т. 2. М., 1939.

- Гарань М. И.* О возрасте и условиях образования древних свит западного склона Южн. Урала. М.—Л., Госгеолиздат, 1946.
- Гарань М. И.* Протерозой и нижний палеозой Южн. Урала. Совец. по унификации стратигр. схем Урала и соотн. древн. свит Урала и Русской платформы. Тезисы докл. АН СССР и МГ и ОН СССР. Л., 1956.
- Гарань М. И.* Докембрий и кембрий Урала.—Тр. XXI сессии Междунар. геол. конгресса, Докл. сов. геологов, М., 1960.
- Гарань М. И.* Западный склон и центральная зона Южн. Урала. В кн. «Верхний докембрий, стратиграфия СССР». М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Гарецкий Р. Г., Яншин А. Л.* О распространении глубоководных осадков в разрезах складчатых областей.—Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1970.
- Гаррис М. А.* Первые результаты определения калий-аргоновым методом абсолютного возраста горных пород восточной окраины Русской платформы и Южн. Урала.—Тр. VI сес. Комис. по опред. абсол. возраста геол. формаций (22—27 мая 1957 г.).—Изв. АН СССР, 1960.
- Гаррис М. А.* О корреляции докембрия Южн. Урала и восточной части Русской платформы по данным калий-аргонового метода. В сб. «Вопросы геохронологии и геохимии докембрия и палеозоя Южн. Урала и восточной части Русской платформы». Уфа, 1961.
- Гаррис М. А., Дядин Н. Н., Закирова Ф. С.* Предварительная геохронологическая шкала докембрия и палеозоя Южн. Урала и восточной части Русской платформы.—Тр. IX сес. Комиссии по опред. абсол. возр. геол. формаций (14—18 июня 1960 г.). М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Гаррис М. А., Казаков Г. А., Келлер Б. М., Полевая Н. И., Семихатов М. А.* Геохронологическая шкала верхнего протерозоя. Докл. сов. геологов на XXII сессии Междунар. геол. конгр. Абсолютный возраст геологических формаций. М., «Наука», 1964.
- Гаррис М. А., Постников Д. В.* Некоторые итоги геохронологического изучения кристаллического фундамента Русской платформы.—Тр. XV сессии Комиссии по опред. абсол. возр. геол. формаций при ОНЗ АН СССР. М., 1970.
- Гафаров Р. А.* О строении складчатого фундамента Восточно-Европейской платформы по геофизическим данным.—Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1963.
- Гафаров Р. А.* Вопросы тектоники фундамента севера Восточно-Европейской платформы.—Геотектоника, № 4, 1966.
- Гафаров Р. А.* Глубинное строение зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала.—Бюлл. МОИП, отд. геол., № 5, 1969.
- Гафаров Р. А.* О глубинном строении фундамента в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала.—Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1970.
- Гафаров Р. А.* Глубинная тектоника и типы магнитных полей древних платформ северных материков Земли.—Геотектоника, № 4, 1970.
- Герман Б. Ф.* Минералогическое путешествие в Сибири в 1783—1796 гг. СПб, 1797—1801.
- Гилева Н. П.* Условия образования ашинских отложений западной и центральной зон Южн. Урала. В кн. «Палеогеография Урала». Свердловск, 1965.
- Годин Ю. Н.* Сейсмические исследования земной коры, проведенные ВНИИ Геофизикой на Русской платформе и в Средней Азии в 1956—60 годах. В сб. «Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР». Л., Госгеолтехиздат, 1962.
- Горохов С. С.* Стратиграфическое положение ашинской свиты в Тирлянском районе Башкирской АССР.—Докл. АН СССР, 139, № 4, 1961.
- Горохов С. С.* Рифей хребта Урал-Тау. М., «Наука», 1964.
- Горохов С. С., Рудник Г. Б., Шарфман В. С.* К вопросу о возрасте гипербазитовых интрузий Южн. Урала.—Докл. АН СССР, 142, № 3, 1962.
- Горяинова О. П., Фалькова Э. А.* К стратиграфии свит древнего палеозоя западного склона Южн. Урала.—Зап. Всесоюзн. минер. об-ва, ч. 14, № 2, 1935.
- Горяинова О. П., Фалькова Э. А.* Древние свиты западного склона Южн. Урала.—Бюлл. МОИП, отд. геол., 14 (3), 1937.
- Горяинова О. П., Фалькова Э. А.* Геология Инзерского и Зигазино-Комаровского районов Башкирской АССР.—Тр. Баш. Гос. университета, № 9, 1940.
- Горский И. И.* Уральско-Новоземельная складчатая область. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 3. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Грин Т. Х., Рингвуд А. Э.* Происхождение базальтовых магм. В кн. «Петрология верхней мантии». М., «Мир», 1968.
- Гурулёв С. А.* Геология и условия формирования Июко-Давыренского габбро-перидотитового массива. М., «Наука», 1965.
- Давыдов Р. Б.* Сыктывкарский погребенный свод. В кн. «Геология СССР», т. XI. Поволжье и Прикамье, ч. 1. Геологическое описание. М., «Недра», 1967.
- Давыдов Р. Б.* Казанско-Кажимский погребенный прогиб. Геология СССР, т. XI. Поволжье и Прикамье, ч. 1. М., «Недра», 1967.
- Деменцицкая Р. М.* Основные черты строения коры Земли по геофизическим данным. Л., Гостоптехиздат, 1961.
- Дементьев Г. Я.* Глубинное строение Магнитогорского мегасинклинария по данным геофизики. В кн. «Глубинное строение Урала». М., 1968.
- Джеффрис Г.* Земля, ее происхождение, история и строение. М., Изд-во Иностран. лит-ры, 1960.
- Дингельштедт Н. Н.* Геологические исследования в Тирлянском районе Южн. Урала.—Тр. Всесоюзн. геол.-разв. объединения, вып. 277, 1933.
- Доленко Н. Г.* Основные закономерности нефтегазоаккумуляции в Предкарпатском

- прогибе.—Новости нефтяной техники, № 2, 1960.
- Долицкий А. В.* Глобальные структурные планы, их перестройка и движение географических полюсов.—Докл. АН СССР, 184, № 1, 1969.
- Домрачев С. М.* Девон западного склона Средн. и Южн. Урала. М., Гостоптехиздат, 1953.
- Дружинин В. С., Рыбалка В. М., Халевиц Н. И.* Результаты глубинных сейсмических зондирований на Свердловском пересечении и перспективы дальнейших исследований Урала. В кн. «Глубинное строение Урала». М., «Наука», 1968.
- Елисеев Н. А.* Метаморфизм. М., «Недра», 1963.
- Есипов П. М.* О каледонских движениях на западном склоне Средн. Урала.—Докл. АН СССР, 63, № 4, 1948.
- Ефимов А. А., Ефимова Л. П.* Кытлымский платиноносный массив. М., «Недра», 1967.
- Жданов А. В.* Некоторые вопросы формирования гипербазитовых поясов.—Сов. геология, № 8, 1963.
- Житомирский Г. Я.* Пашийский угленосный район.—Матер. к детальной геол. карте.—Тр. ЦНИГРИ, вып. 77. М.—Л., 1936.
- Журавлев Е. Г.* Петрография и структурные особенности кристаллического фундамента Елабуго-Бондюжской группы поднятий.—Тр. МИНХ и ГП, вып. 38, 1962.
- Журавлев В. С.* Сравнительная характеристика периклинальных прогибов Уральской складчатой системы и особенности их современного рельефа.—Бюлл. МОИП, отд. геол., 39, № 5, 1964.
- Заварицкий А. Н.* К тектонике Урала.—Изв. геол. ком-та, № 42, № 2, 1923.
- Заварицкий А. Н.* Некоторые основные вопросы геологии Урала.—Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1941.
- Заварицкий А. Н.* Изверженные горные породы. М., 1961.
- Замалетдинов Т. С., Клышев В. Л., Яговкин А. В.* Тегермачский герцинский шарьяж в южном Тянь-Шане.—Геотектоника, № 5, 1968.
- Засядчук И. М., Камалетдинов М. А., Камалетдинов Р. А., Мансуров А. А.* О возрасте азмаской свиты и структуре площади ее развития. В кн. «Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южн. Урала». Уфа, вып. 8, 1963.
- Захаров С. А.* Развитие тектонических представлений в Таджикистане и гипотеза зонного тектогенеза. Душанбе, «Дониш», 1970.
- Зегебарт Д. К.* О геологическом исследовании правобережья р. Сакмары.—Тр. НГРИ, сер. А, вып. 8. М., 1936.
- Зимин С. С.* Формации гипербазитов как возможные индикаторы состава верхней мантии Земли. В кн. «Второе Уральское петрографическое совещание» (тезисы докладов). «Ультрабазиты». Свердловск, 1966.
- Золовев К. К., Судилковский Г. Н.* Количественное изменение вещества при серпентинизации перидотитов.—Докл. АН СССР, 177, № 5, 1967.
- Иванов А. И.* К стратиграфии и древнему орогенезу западного склона Южн. Урала.—Тр. Башгеолтреста, вып. 7, 1937.
- Иванов А. И.* Древние немые свиты. Тезисы докл. совещания по унификации стратиграфических схем Урала и соотношению древних свит Урала и Русской платформы. Л., Изд-во АН СССР, 1956.
- Иванов А. И.* Древние свиты западного склона Южн. Урала. В кн. «Геология СССР», т. 13, ч. 1. Геологическое описание. М., «Недра», 1964.
- Иванов А. И.* Башкирское поднятие. В кн. «Геология СССР», т. 13, ч. 1. Геологическое описание. М., «Недра», 1964.
- Иванов А. И.* По поводу статьи Г. Н. Фредерикса «Вопросы тектоники Урала».—Геологический вестн., 6, вып. 1—3, 1928.
- Иванов А. Н., Васильев А. А.* Некоторые палеозойские песчаники западного склона Урала.—Матер. Уральск. отд. ГК, вып. 1, 1929.
- Иванов А. Н., Мягкова Е. И.* Стратиграфия нижнего и среднего палеозоя западного склона Средн. Урала.—Тр. ГГИ УФАИ СССР, вып. 17, 1950.
- Иванов С. Н.* О тектонике восточного склона Средн. Урала.—Изв. АН СССР, сер. геол., вып. 3, 1941.
- Иванов С. Н.* О происхождении главных вулканоплутонических ассоциаций геосинклиналей. В кн. «Теоретические проблемы вулканоплутонических формаций и их рудоносности». М., «Наука», 1969.
- Иванов С. Н., Ефимов А. А., Минкин Л. М., Молдованцев Ю. Е., Перфильев А. С., Руженцев С. В., Самыгин С. Г.* Природа Уральской эвгеосинклинали.—Докл. АН СССР, 206, № 5, 1972.
- Иванов С. Н., Смирнов Г. А., Ефимов А. А., Камалетдинов М. А., Минкин Л. М., Молдованцев Ю. Е., Перфильев А. С., Руженцев С. В., Самыгин С. Г.* Проблемы тектоники Урала. В сб. «Тектоника байкальских и палеозойских складчатых образований СССР» (тезисы докл.). М., 1972.
- Ильинская М. Н., Коптева В. В., Перфильев А. С., Поспелов И. И., Руженцев С. В.* Геологическое строение центральной части Сакмарской зоны Урала.—Сов. геология, № 7, 1972.
- Ирдли А.* Структурная геология Сев. Америки. М., 1954.
- Казанцева Т. Т.* Строение и особенности залегания офиолитовой формации на западном склоне Южн. Урала. В кн. «Плезные ископаемые Башкирии, их размещение и условия формирования» (тезисы докл. научн. сессии), ч. 1. Уфа, 1970.
- Казанцева Т. Т.* Геологическое строение северной части Зилаирского синклиория Южн. Урала в связи с перспективами нефтегазоносности. Автореферат дис. на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук. М., 1970.
- Казанцева Т. Т.* Особенности геологического строения северной части Зилаирского синклиория в связи с перспекти-

- вами нефтегазоносности. Тез. докл. научн. сессии, посв. нефтегазоносности и металлогении Южн. Урала и Приуралья. Уфа, 1971.
- Казанцева Т. Т., Камалетдинов М. А.* Об аллохтонном залегании гипербазитовых массивов западного склона Южн. Урала.— Докл. АН СССР, 189, № 5, 1969.
- Казанцева Т. Т., Камалетдинов М. А., Гафаров Р. А.* Об аллохтонном залегании гипербазитовых массивов на Южн. Урале.— Геотектоника, № 1, 1971.
- Казьмин В. Г.* Место офиолитовых формаций в тектоническом развитии западного сектора Альпийско-Гималайской системы.— Геотектоника, № 3, 1966.
- Калмыкова М. А., Дуткевич Г. А.* Геологические исследования на Сев. Урале в 1930—1932 гг.— Тр. НГРИ, вып. 42, 1934.
- Камалетдинов М. А.* О клиппах на Средн. Урале.— Докл. АН СССР, 146, № 5, 1962.
- Камалетдинов М. А.* К вопросу о покровной тектонике Урала в свете новых данных.— Геотектоника, № 1, 1965а.
- Камалетдинов М. А.* Новые данные о геологическом строении Южн. Урала.— Докл. АН СССР, 162, № 6, 1965б.
- Камалетдинов М. А.* О некоторых основных вопросах тектоники западного склона Урала в связи с поисками нефти и газа.— Геология нефти и газа, № 3, 1968.
- Камалетдинов М. А.* К тектонике Урала. В кн. «Полезные ископаемые Башкирии, их размещение и условия формирования» (тезисы докл. научн. сессии), ч. 2. Уфа, 1970.
- Камалетдинов М. А.* Шарьяжи Уфимского амфитеатра.— Геотектоника, № 5, 1971.
- Камалетдинов М. А.* Основные особенности тектоники западного склона Южн. Урала. Автореферат дис. на соиск. уч. степ. доктора геол.-минер. наук. М., Изд-во ГИН АН СССР, 1972.
- Камалетдинов М. А., Казанцев Ю. В.* Об аллохтонном залегании рифейских метаморфических пород в Сакмарской зоне Южн. Урала.— Докл. АН СССР, 181, № 4, 1968.
- Камалетдинов М. А., Казанцева Т. Т.* Особенности строения надвигов и шарьяжей Южн. Урала.— Бюлл. МОИП, отд. геол., № 4, 1970.
- Камалетдинов М. А., Казанцева Т. Т.* Об аллохтонном залегании офиолитов на Урале. Тезисы докл. научн. сессии, посв. нефтегазоносн. и металлогении Южн. Урала и Приуралья. Уфа, 1971.
- Камалетдинов М. А., Камалетдинов Р. А.* Новые данные о девоне бассейна р. Большой Ик на Южн. Урале.— Докл. АН СССР, 130, № 1, 1960.
- Камалетдинов М. А., Камалетдинов Р. А.* Новые данные о девоне бассейна р. Малый Ик на Южн. Урале.— Докл. АН СССР, 141, № 4, 1961.
- Камалетдинов М. А., Камалетдинов Р. А.* Палеогеоморфологическая обстановка в турнейский век на территории Башкирского антиклинория. В кн. «Вопросы региональной палеогеоморфологии». Уфа, 1966.
- Камалетдинов М. А., Камалетдинов Р. А.* Строение и условия залегания герцинских рифов западного склона Южн. и Средн. Урала. В кн. «Рифовые формации». Свердловск, 1968.
- Камалетдинов М. А., Камалетдинов Р. А.* К вопросу о механизме формирования предгорных прогибов на примере Урала. Тезисы докл. научн. сессии, посв. нефтегазоносн. и металлогении Южн. Урала и Приуралья. Уфа, 1971.
- Камалетдинов М. А., Кудашев А. Ш.* О новых надвигах на западном склоне Урала.— Геотектоника, № 2, 1968.
- Камалетдинов М. А., Казанцева Т. Т., Казанцев Ю. В.* О характере залегания некоторых выходов рифогенных известняков нижнего и среднего палеозоя на Южн. Урале.— Докл. АН СССР, 188, № 3, 1969.
- Камалетдинов М. А., Казанцев Ю. В., Казанцева Т. Т.* Складчатые покровы Западного склона Южн. Урала.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1970.
- Камалетдинов М. А., Камалетдинов Р. А., Казанцева Т. Т.* Строение разрезов аллохтона и автохтона западного склона Южн. Урала.— Докл. АН СССР, 192, № 5, 1970.
- Камалетдинов М. А., Камалетдинов Р. А., Надежкин А. Д.* Геология бассейна Большого Ика на Южн. Урале.— Докл. АН СССР, 174, № 4.
- Камалетдинов М. А., Камалетдинов Р. А., Хамзин А. З.* Средний палеозой южной части Уфимского амфитеатра. Сборник аспирантских работ, вып. 1. Уфа, УФНИИ, 1966.
- Камалетдинов М. А., Камалетдинов Р. А., Шамов Д. Ф.* Об особенностях строения средней части Предуральской депрессии (по материалам Мелеузовского широтного профиля). В кн. «Геологическое строение и нефтегазоносность Башкирии». Уфа, 1967.
- Камалетдинов М. А., Камалетдинов Р. А., Якупов И. А.* Жединский ярус на западном склоне Южн. Урала.— Докл. АН СССР, 122, № 5, 1958.
- Камалетдинов М. А., Надежкин А. Д., Камалетдинов Р. А.* Новые данные о геологическом строении и перспективах нефтегазоносности передовых складок Южн. Урала.— Геология нефти и газа, № 3, 1966.
- Камалетдинов М. А., Чибрикова Е. В., Казанцев Ю. В.* Новые данные о геологии северной части так называемого Сакмарского поднятия в Зилайском синклинории. В кн. «Вопр. геол. вост. окр. Русской платф. и Южн. Урала», вып. 11. Уфа, 1968.
- Камалетдинов М. А., Швынденков Ю. Н., Филиппова Е. А.* Новые данные о строении и нефтеносности антиклинальных складок кинзепулатовского типа в южной части Предуральского прогиба.— Геология нефти и газа, № 11, 1966.
- Камалетдинов Р. А.* Строение франских отложений западного борта Зилайского синклинория.— Тр. Уфимск. нефт. научн.-исслед. ин-та, вып. 15, 1966.

- Каретин Ю. С. О роли юрских сдвиговых дислокаций в строении Тагильского синклинория на Урале.—Докл. АН СССР, 161, № 1, 1965.
- Карпинский А. П. Геологические исследования в Оренбургском крае.—Зап. Минералог. об-ва, кн. 9, 1874.
- Карпинский А. П. Замечания о характере дислокаций пород в южной половине Европейской России.—Гор. журн., III, 1883.
- Карпинский А. П. Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России.—Изв. АН, № 1, 1894.
- Карпинский А. П. К тектонике Европейской России.—Изв. АН, 1919.
- Квятковский Р. Э. К вопросу о стратиграфическом положении Белорецких известняков.—Изв. ГГРУ, 49, № 1, 1930.
- Квятковский Р. Э. Геологическое описание Белорецкого района Южн. Урала. М.—Л., Гос. научн.-тех. геол.-разв. изд-во, 1933.
- Кейльман Г. А. Новые данные о геологическом строении района Сысертской гранитной интрузии.—Сов. геология, № 6, 1958.
- Кейльман Г. А. К вопросу о формировании гранитных массивов Урала.—Матер. по геол. и полезн. ископаем. Урала, вып. 8, 1961.
- Келлер Б. М. Тектоника Уральского Каратау и Казаякской нефтеносной зоны.—Бюлл. МОИП, отд. геол., XX (5—6), 1945.
- Келлер Б. М. Флишевая формация в Зилаирском синклинории на Южн. Урале и сходные с ней образования. М., 1949.
- Келлер Б. М. Рифейские отложения краевых прогибов Русской платформы.—Тр. ГИН АН СССР, вып. 109, геол. сер. (№ 37), 1952.
- Келлер Б. М. Новые данные по стратиграфии верхнего протерозоя (рифей, синия).—Вестн. МГУ, № 6, 1960.
- Келлер Б. М., Розман Х. С. Отложения нижнего ордовика Актюбинской области Казахстана и смежных районов западного склона Южн. Урала.—Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 18, 1961.
- Келлер Б. М. Вендский комплекс Урала.—Сов. геология, № 5, 1966.
- Келлер Б. М. Сочетание по стратиграфии пограничных отложений кембрия и докембрия.—Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1969.
- Келлер Б. М., Хоментовский В. В. Рифейская группа и ее подразделения. Междунар. геол. конгресс, сесс. 21, 1960.
- Кинг Ф. Геологическое развитие Сев. Америки. М., 1961.
- Кириллова И. В. Кливаж как показатель характера движений вещества в процессе развития складчатости. В сб. «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования».—Изв. АН СССР, 1962.
- Кириллова И. В., Петрушевский Б. А. Поперечная тектоническая зональность складчатых поясов и дрейф континентов.—Бюлл. МОИП, отд. геол., 47, вып. 1, 1972.
- Кириченко Г. И. Геологический очерк Михайловского завода на Урале.—Тр. Всесоюз. геол.-разв. объединения, вып. 339, 1934.
- Киселев В. В., Королев В. Г. О соотношении инициального и субсеквентного магматизма.—Геотектоника, № 3, 1970.
- Китык В. И. Условия образования соляных структур.—Изв. АН СССР. Киев, 1963.
- Клочихин А. В. Ордовик, силур и нижний девон восточного крыла Зилаирского синклинория на Южн. Урале. В кн. «Вопросы геологии Восточной окраины Русской платформы и Южн. Урала», вып. 7. Уфа, 1960.
- Клочихин А. В. Ордовикские и силурийские отложения восточной части западного склона Приурал-Тауской зоны в границах Оренбургской области. В кн. «Геология СССР», т. XIII, Башкирская АССР и Оренбургская обл., ч. 1, 1964.
- Клочихин А. В., Буряченко А. В. Гипербазитовые массивы Крака на Южн. Урале. В кн. «2-е Уральское петрографическое совещание». Тезисы докл., 2, Свердловск, 1966.
- Клочихин А. В., Буряченко А. В. Находка тремадокских граптолитов на Южн. Урале.—Сов. геология, № 9, 1971.
- Клочихин А. В., Романов В. А., Радченко В. В., Михайлов П. Н. К вопросу о стратиграфическом расчленении и корреляции доордовикских отложений Авзянского района Южн. Урала. В кн. «Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южн. Урала», вып. 9. Уфа, 1969.
- Книппер А. Л. Мантия на поверхности.—Геотектоника, № 8, 1966.
- Книппер А. Л., Костянян Ю. Л. Возраст гипербазитов северо-восточного побережья озера Севан.—Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1964.
- Козлов В. И. К вопросу о соотношении Башкирского мегантиклинория и антиклинория Урал-Тау на Южн. Урале. В сб. «Тектонические структуры Южн. Урала и история их формирования», вып. 18. Уфа, 1972.
- Комаров А. Г. К вопросу о соотношении Башкирского мегантиклинория и антиклинория Урал-Тау на Южн. Урале. В сб. «Тектонические структуры Южн. Урала и история их формирования», вып. 18. Уфа, 1972.
- Комаров А. Г. К вопросу о возрасте габбро-перидотитовой формации на Урале.—Изв. АН СССР, сер. геол., № 9, 1956.
- Комаров А. Г. Изучение намагниченности горных пород Урала в связи с проблемой палеомагнетизма и определением возраста горных пород. Матер. годичной сессии Ученого совета по результатам работ 1958 г. Л., 1960.
- Комаров А. Г., Москалева С. В., Беляев В. М., Ильина В. И. Об интерпретации магнитных полей над гипербазитовыми комплексами.—Докл. АН СССР, 143, № 5, 1962.
- Кононова И. Б. Петрографические особенности и строение кристаллического фундамента Поповской площади.—Тр. МИНХ и ГП, вып. 38. М., 1962.

- Коптев-Дворников В. С.* Несколько замечаний о возрасте ультраосновных интрузий Урала. В кн. «Академику Дмитрию Степановичу Белянкину к семидесятилетию со дня рождения и сорокапятилетию научной деятельности». М., 1946.
- Коптев-Дворников В. С., Доброхотова Е. С., Рожкова И. С., Мирлин Г. А.* Геологический разрез Урала от Златоуста до Челябинска.—Тр. ГИН АН СССР, 1940.
- Коржинский Д. С.* Гранитизация как магматическое замещение.—Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1952.
- Коржинский Д. С.* Очерк метасоматических процессов. В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Кориневский В. Г.* Основные этапы внедрения серпентинитовых масс в Сакмарской зоне Казахского Урала.—Тр. Ин-та геологии и геохимии УНЦ. Ежегодник, 1972. Свердловск, 1973.
- Косминская И. П.* Строение земной коры по сейсмическим данным.—Бюлл. МОИП, отд. геол. 33, № 4, 1958.
- Косыгин Ю. А.* Тектоника нефтеносных областей. Т. I и II. Гостоптехиздат, 1958.
- Косыгин Ю. А.* Типы соляных структур платформенных и геосинклинальных областей.—Тр. ГИН, вып. 29. М., 1960.
- Краузе С. Н.* Условия образования терригенных толщ среднего девона западного склона Южн. Урала. В кн. «Вопр. геол. и нефтен. девонских отл. западной Башкирии и смежных областей». Уфа, 1958.
- Краузе С. Н., Маслов В. А.* Ордовик, силур и нижний девон западного склона Южн. Урала. Уфа, 1961.
- Крестовников В. Н.* К стратиграфии гониатитового карбона бассейна р. Сюрени на Южн. Урале.—Бюлл. МОИП, отд. геол., 13, 1935.
- Криницкий Д. Д., Криницкая В. М.* Стратиграфия метаморфических толщ района среднего течения р. Сакмары.—Уч. зап. Саратовск. ун-та, 67а, 1961.
- Криницкий Д. Д., Криницкая В. М.* Об открытии на юге Башкирии силурийских отложений среди древних толщ западного склона хр. Урал-Тау. В кн. «Матер. по геол. и полезным ископаемым Южн. Урала», вып. 4. М., «Недра», 1965.
- Кришнан М. С.* Геология Индии и Бирмы. М., 1954.
- Кропоткин П. Н.* О происхождении гранитов.—Сов. геология, № 9, 1940.
- Кропоткин П. Н.* О происхождении складчатости.—Бюлл. МОИП, сер. геол., XXV (5), 1950.
- Кропоткин П. Н.* Происхождение материков и океанов.—Природа, № 4, 1956.
- Кропоткин П. Н.* Значение палеомагнетизма для стратиграфии и тектоники.—Бюлл. МОИП, отд. геол., 33 (4), 1958.
- Кропоткин П. Н.* Палеомагнетизм и его значение для стратиграфии и геотектоники.—Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1960.
- Кропоткин П. Н.* «Неомобилизм» и региональная геотектоника.—Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1961.
- Кропоткин П. Н.* Палеомагнетизм, палеоклиматы и проблемы крупных горизонтальных движений земной коры.—Сов. геология, № 5, 1961.
- Кропоткин П. Н.* Критика некоторых тектонических теорий фиксизма.—Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1964.
- Кропоткин П. Н.* Эволюция Земли. М., «Знание», 1964.
- Кропоткин П. Н.* Некоторые общие вопросы тектоники, обсуждавшиеся на XXII сессии Международного геологического конгресса.—Геотектоника, № 3, 1965.
- Кропоткин П. Н.* Механизм движений земной коры.—Геотектоника, № 5, 1967.
- Кропоткин П. Н.* Проблема дрейфа материков (мобилизма).—Изв. АН СССР. Физика Земли, № 3, 1969.
- Кропоткин П. Н.* Возможная роль космических факторов в геотектонике.—Геотектоника, № 2, 1970.
- Кротов Б. П.* Геологические исследования в Нязепетровской даче в области 138-го листа.—Тр. Об-во естествоисп. при Казанском ун-те, вып. 6, 16, 1909.
- Крылова А. К.* Девонские отложения южной части Башкирского Урала. Л., Гостоптехиздат, 1950.
- Кузнецов Е. А.* Тектоника Средн. Урала.—Изв. АН СССР, 1941.
- Кузнецов Е. А.* Развитие взглядов на тектонику Урала от А. П. Карпинского до наших дней.—Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1937.
- Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.
- Куликов П. К.* Геологическое строение и история развития Западной Сибири в палеозойскую эру в связи с проблемой нефтегазоносности. М., «Недра», 1968.
- Куликов П. К.* Механизм образования каледонской складчатости Западного Саяна.—Геотектоника, № 6, 1968.
- Кутонин В. А.* Стратиграфическое изучение химизма базальтов. М., «Наука», 1969.
- Лапинская Т. А.* Главнейшие типы кристаллических пород фундамента Волго-Уральской нефтеносной области и их распространенность.—Тр. МИНХ и ГП, вып. 30. Гостоптехиздат, 1962.
- Лапинская Т. А., Князев В. С.* Кристаллический фундамент.—Геология СССР, т. XI. Поволжье и Прикамье, ч. 1, геол. описание. М., «Недра», 1967.
- Лапкин И. Ю., Соловьев В. О.* Пермские тектонические движения.—Докл. АН СССР, 184, № 2, 1969.
- Ленных И. В.* Региональный метаморфизм докембрийских толщ западного склона Южн. Урала и хр. Урал-Тау. Свердловск, 1968.
- Леоненко Н. И.* Силурийские отложения Кос-Истекского района (Северные Мугоджары).—Тр. лабор. геологии угля АН СССР, вып. III, 1965.
- Лепехин И. И.* Древние записи путешествия Ивана Лепехина по разным провинциям Российского государства 1768—1769 гг., т. 2. Изд. 2-е, 1802.
- Лермонтова Е. В., Разумовский Н. К.* О древнейших отложениях Урала (нижний силур и кембрий в окрестностях Кид-

- рясово на Южн. Урале).— Зап. Рос. минерал. об-ва, ч. 61, вып. 1, 1932.
- Либрович Л. С.* К геологии южной части Башкирского Урала.— Тр. Всесоюз. геол.-разв. объединения, вып. 144, 1932.
- Личков Б. Л.* Движение материков и климаты прошлого Земли. Л.,— изд-во АН СССР, 1931.
- Логинов В. П.* Контактные изменения граувакковых песчаников и диабазов около ультраосновных массивов Крака на Южн. Урале. В кн. «2-е Уральское петрографич. совещание» (тезисы докладов), т. 2. Ультрабазиты. Свердловск, 1966.
- Логинов В. П., Ломейко Е. И.* Новые данные о геологическом возрасте западного plutонического комплекса Южн. Урала.— Докл. АН СССР, 100, № 5, 1955.
- Ломизе М. Г., Плошко В. В.* О гипербазитах главного Мармарошского разлома (Восточные Карпаты).— Геотектоника, № 2, 1969.
- Ломоносов М. В.* О слоях земных. Госгеолиздат, 1949.
- Львов К. А.* К тектонике западного склона Южн. Урала.— Уч. зап. КГУ, 96, № 3, 1936.
- Львов К. А., Олли А. И.* Об отношении среднего девона к ашинской свите и о возрасте «немых» толщ западного склона Урала.— Зап. Минерал. об-ва, 65, № 2, 1935.
- Люстих Е. Н.* Проблема энергетического баланса в геотектонических гипотезах.— Изв. АН СССР, сер. геогр. и геоф., № 3, 1951.
- Люстих Е. Н.* О конвекции в оболочке Земли по расчетам Пикериса.— Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 5, 1957.
- Люстих Е. Н.* Критика геотектонической контрактационной гипотезы. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Люстих Е. Н.* О гипотезах талассогенеза и глыбах земной коры.— Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 11, 1959.
- Люстих Е. Н.* Неомобилизм и конвекция в мантии Земли.— Бюлл. МОИП, отд. геол., № 2, 1965.
- Магницкий В. А.* К вопросу о происхождении и путях развития континентов и океанов.— Вопр. космогонии, 6, 1958.
- Магницкий В. А.* Оболочка и кора Земли.— Сов. геология, № 5, 1961.
- Малахова Н. П.* Проблемы стратиграфии зеленокаменного комплекса восточного склона Урала. Свердловск, 1965.
- Мамаев Н. Ф.* Докембрий и нижний палеозой восточного склона Южн. Урала.— Матер. по геологии и полезным ископаемым Урала, вып. 6. М., Госгеолиздат, 1958.
- Мамаев Н. Ф.* Геологическое строение и история развития восточного склона Южн. Урала. Уральский фил. АН СССР.— Тр. Ин-та геологии, вып. 73, 1965.
- Мамаев Н. Ф., Черменинова И. В.* Нижний палеозой и докембрий восточного склона Урала.— Уральский научный центр. ин-т геол. и геохимии АН СССР. М., «Наука», 1973.
- Мамаев Н. Ф., Черменинова И. В.* Нижний палеозой и докембрий восточного склона Урала. М., «Наука», 1973.
- Марковский В. П.* Очерк стратиграфии девонских отложений западного склона Средн. и Южн. Урала. В кн. «Материалы ВСЕГЕИ», сер. общ., № 6. Техиздат, 1948.
- Меглицкий, Антипов.* Геологическое описание южной части Уральского хр., исследованной в течение 1854 и 1855 гг.— Горный журн., 1857.
- Менге И.* Отчет о геологических исследованиях.— Тр. Минералогического об-ва, 1830.
- Милановский Е. В.* Очерк геологии Среднего и Нижнего Поволжья. М., 1940.
- Мирчинк М. Ф., Бакиров А. А.* О геотектоническом развитии Русской платформы в связи с изучением ее нефтегазоносности.— Нефтяное хоз-во, № 1, 1951.
- Молдованцев Ю. Е.* Метаморфический пояс севера Урала. В кн. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала».— Тр. «1-го Уральского петрогр. совещ.», т. III. Свердловск, 1963.
- Морковкина В. Ф.* О возрасте гипербазитов Сев. Урала.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1964.
- Морковкина В. Ф.* Находки реликтов «субсерпентинита» в альпийских гипербазитах и его петрогенетическое значение (на примере Малого Кавказа).— Сов. геология, № 9, 1971.
- Морковкина В. Ф., Гаврилова С. И.* Пироксениты краевых зон Хараматалоуско-Войкарского гипербазитового массива и их петрографические особенности (Поллярный Урал). В кн. «Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов». М., «Наука», 1965.
- Москалева С. В.* О возрасте и структуре массива Крака на Южн. Урале.— Докл. АН СССР, 127, № 1, 1959.
- Москалева С. В.* О структурном положении гардбургитовой формации Урала.— Сов. геология, № 12, 1962.
- Москалева С. В.* О возрасте гипербазитов Южн. Урала.— Докл. АН СССР, 150, № 6, 1963.
- Москалева С. В.* О геологической интерпретации геофизических данных над гипербазитовыми телами в связи с проблемой глубинного строения Урала. В кн. «Глубинное строение Урала». М., «Наука», 1968.
- Москалева С. В.* Проблема верхней мантии на Урале. В кн. «Глубинное строение Урала». М., «Наука», 1968.
- Москалева С. В.* О контактах гипербазитовых тел дунитгардбургитовой формации.— Докл. АН СССР, 193, № 1, 1970.
- Москалева С. В., Зотова И. Ф.* О магнитных свойствах ультраосновных пород.— Докл. АН СССР, 162, № 1, 1965.
- Муратов М. В.* Главнейшие эпохи складчатости и мегастадии развития земной коры.— Геотектоника, № 1. М., 1965а.
- Муратов М. В.* Проблема происхождения океанических впадин.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 32, № 5, 1957.
- Муратов М. В.* Складчатые геосинклинальные пояса Евразии.— Геотектоника, № 6, 1965б.

- Муратов М. В. Геосинклиналильные складчатые пояса и системы. Этапы их развития и магматизм.—Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1967.
- Муратов М. В., Цейслер В. М. Типы осадочных и вулканогенных формаций складчатых геосинклиналильных поясов. В кн. «Геологические формации». Л., 1968.
- Муратов М. В., Микунов М. Ф., Чернова Е. С. Основные этапы тектонического развития Русской платформы.—Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 11, М., 1962.
- Мурчисон Р. И. Геологическое описание Европейской России и хр. Уральского.—Горный журн., кн. 1—4, 1848.
- Мухина В. П., Шуйский А. П. Основные черты палеогеографии Урала в эйфельский век. В кн. «Палеогеография Урала». Свердловск, 1965.
- Наливкин Д. В. О геологическом строении Южн. Урала.—Зап. Горн. ин-та, № 7, 1926.
- Наливкин Д. В. О силурийских отложениях Урала.—Изв. главн. геол.-разв. управл., 19, № 1, 1930.
- Наливкин Д. В. Об условиях образования древних «немых» толщ западного склона Урала.—Тр. Всесоюзн. геол.-разв. объединения, вып. 70, 1931.
- Наливкин Д. В. Палеозой западного склона Средн. и Южн. Урала. Объяснительная зап. к геол. карте Урала, ГГРУ. М.—Л., 1939.
- Наливкин Д. В. Геологическая история Урала. Свердловск, 1943.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях, ч. 1—2. Изд-во АН СССР, 1955—1956.
- Наливкин Д. В. Геология СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1962.
- Наливкин В. Д. Стратиграфия и тектоника Уфимского плато и Юрюзано-Сылвенской депрессии. М., Гостоптехиздат, 1949.
- Наливкин В. Д. Фации и геологическая история Уфимского плато и Юрюзано-Сылвенской депрессии. М., Гостоптехиздат, 1950.
- Наливкин В. Д. Пологие надвиги в окрестностях г. Чусового.—Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1954.
- Наливкин В. Д., Розанов Л. Н. и др. Волго-Уральская нефтеносная область. Тектоника.—Тр. ВНИГРИ, Л., вып. 100, 1956.
- Нейман-Пермякова О. Ф. Силурийские отложения западного склона Средн. Урала.—Изв. главн. геол.-разв. управления, вып. 36, 1931.
- Нейман-Пермякова О. Ф. Геология Нижне-Сергинского района. Тезисы докл. 17 сессии Международ. геол. конгресса. М.—Л., ОНТИ, НКТП СССР, 1937.
- Нейман-Пермякова О. Ф. Геологические условия Нижне-Сергинских минеральных вод. В кн. «Проблемы физиотерапии и курортологии». Свердловск, 1940.
- Нейман-Пермякова О. Ф. К вопросу о силурийских и девонских отложениях западного склона Сред. Урала.—Тр. и матер. Свердл. горн. ин-та, вып. 5, 1940.
- Нейман-Пермякова О. Ф. Силур Уфимского амфитеатра. Свердловск, 1952.
- Непомнящих А. А. Изучение формы и размеров Кемпирсайского ультраосновного массива.—Сов. геология, № 9, 1959.
- Нестоянова О. А. Силур и девон восточного склона Южн. Урала. Совещ. по Униф. стратигр. схем Урала и соотношению древних свит Урала и Русской платформы, проведенное в г. Свердловске, 1956.
- Нестоянова О. А. Стратиграфия девона и силура Магнитогорского синклинали.—Сов. геология, № 11, 1959.
- Нестоянова О. А. Основные черты стратиграфии, тектоники и вулканизма Учалинского района. Матер. по геологии и полезным ископаемым Южн. Урала. В сб. «Южно-Уральского геол. управления», вып. 2. Гостеолтехиздат, 1960.
- Нечухин В. М. Региональный зеленокаменный метаморфизм вулканогенных пород Баймакского района на Южн. Урале. В сб. «Метаморфизм горных пород главной вулк. зоны Урала». М., «Наука», 1967.
- Николаев В. А. О некоторых чертах строения и развития подвижных поясов земной коры.—Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1953.
- Ноинский М. Э. Самарская Лука. Казань, 1913.
- Обручев В. А. Пульсационная гипотеза тектоники.—Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1940.
- Ованесов Г. П. Формирование залежей нефти и газа в Башкирии, их классификация и методы поисков. М., Гостоптехиздат, 1962.
- Овчинников Л. Н. Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала. В кн. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала», т. 1. Свердловск, 1963.
- Овчинников Л. Н., Шур А. С., Панова М. В. Об абсолютном возрасте некоторых изверженных, метаморфических и осадочных образований Урала.—Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1957.
- Огарин И. С., Фаттахутдинов С. Г. Тектоническое районирование юго-востока Русской платформы и Южн. Урала по данным геолого-геофизических исследований.—Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1964.
- Огарин И. С., Хатянов Ф. И. К вопросу о восточной границе складчатого основания Русской платформы и ее тектонической связи с Уральской герцинской складчатой областью.—Докл. АН СССР, 143, № 3, 1962.
- Ог Э. Геология. М.—Л.—Новосибирск, 1933.
- Ожиганов Д. Г. О возрасте Уральского хр. и вулканических циклах на Урале.—Проблема сов. геологии, № 3, 1937.
- Ожиганов Д. Г. Геология хр. Урал-Тау и района перидотитового массива Южн. Крака.—Тр. БГУ, вып. 112, 1941.
- Ожиганов Д. Г. К вопросу об условиях образования древних свит западного склона Башкирского Урала.—Уч. зап. Баш. пед. ин-та, вып. 3, 1951.

- Ожиганов Д. Г.* О возрасте граувакковых отложений западного склона Южн. Урала.—Уч. зап. Баш. пед. ин-та, вып. 1, 1955.
- Ожиганов Д. Г.* Геологическое строение метаморфического пояса хр. Урал-Тау Южного Урала.—Уч. зап. Башк. пед. ин-та, вып. 4, 1955.
- Ожиганов Д. Г.* Вопросы стратиграфии докембрия Южн. Урала. Баш. филиал Геогр. об-ва СССР, 1957.
- Ожиганов Д. Г.* Ордовикские и силурские системы. Общий обзор (Башкирская АССР и Оренбургская обл.). В кн. «Геология СССР». М., «Недра», 13, 1964а.
- Ожиганов Д. Г.* Девонские отложения восточной части западного склона Южн. Урала (Приуралтауская зона). В кн. «Геология СССР», т. 13. М., «Недра», 1964б.
- Ожиганов Д. Г.* Докембрий (Башкирской и Оренбургской обл.). Общий обзор. В кн. «Геология СССР», т. 13. М., «Недра», 1964 г.
- Ожиганов Д. Г.* Метаморфические толщи хр. Урал-Тау. В кн. «Геология СССР», т. 13. М., «Недра», 1964д.
- Ожиганова Л. Д.* О возможности сопоставления верхнебавлинской серии востока Русской платформы и ашинской свиты западного склона Южн. Урала. В сб. «Вопр. геол. вост. окраины Русской платф. и Южн. Урала», вып. 8, БФАН СССР, 1963.
- Олли А. И.* Древние отложения западного склона Урала. Саратов, 1948.
- Олли А. И., Романов В. А.* Тектоническая карта Башкирии. Уфа, 1959.
- Олли А. И., Романов В. А.* О сопоставлении допалеозойских отложений западного склона Южн. Урала и хр. Урал-Тау. В кн. «Вопр. геол. вост. окр. Русской платф. и Южн. Урала», вып. 7. Уфа, 1960.
- Олли А. И., Романов В. А.* Доордовикская история тектонического развития Южн. Урала. В кн. «Вопр. геол. вост. окр. Русской платф. и Южн. Урала», вып. 7. Уфа, 1960.
- Олли А. И., Романов В. А.* История тектонического развития Южн. Урала в палеотектонических картах. Тез. докл. совещ. по проблемам тект. М., 1962.
- Олли А. И., Романов В. А.* Главнейшие этапы структурного развития Южн. Урала, вып. 9. Уфа, 1969.
- Оффман П. Е.* Происхождение Тимана.—Тр. ГИН АН СССР, вып. 58. М., 1961.
- Оффман П. Е., Буш Э. А.* О тектонике западного склона Урала в связи с проблемой его нефтегазоносности.—Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1972.
- Павлинов В. Н.* Стратиграфия и тектоника южной части Южн. Урала. М.—Л., 1937.
- Павлинов В. И.* Новые данные о строении палеозойского массива Шайтан-Тау на Южн. Урале. В кн. «Вопросы теоретической и прикладной геологии», сб. 4, изд. МГРИ, 1947.
- Павлова Т. Г.* Гранито-гнейсовые купола и их развитие во времени.—Геотектоника, № 4, 1972.
- Павловский Е. В.* О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии.—Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, вып. 5, 1962.
- Павловский Е. В., Марков М. С.* Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости земной коры).—Тр. ГИН АН СССР, вып. 93, 1963.
- Паллас Г.* Путешествия по разным провинциям Российского государства. СПб., 1773.
- Пейве А. В.* Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Главнейшие типы глубинных разломов. Статья 1.—Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 90, 1956.
- Пейве А. В.* Принцип унаследованности в тектонике.—Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1956.
- Пейве А. В.* Тектоника и магматизм.—Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1961.
- Пейве А. В.* Проблемы современной тектоники.—Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1962.
- Пейве А. В.* Горизонтальные движения земной коры и принцип унаследованности.—Геотектоника, № 1, 1965.
- Пейве А. В.* Разломы и тектонические движения.—Геотектоника, № 5, 1967.
- Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, № 4, 1969.
- Пейве А. В.* Тектоника и развитие Урала и Аппалачей — сравнение.—Геотектоника, № 3, 1973.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Перфильев А. С., Поспелов И. И., Руженцев С. В., Самыгин С. Г.* Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южн. Урала. В кн. «Проблемы теоретической и региональной тектоники». М., «Наука», 1971.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В., Богданов Н. А., Буртман В. С., Книппер А. Л., Мокарычев Г. И., Марков М. С., Суворов А. И.* Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклиналей.—Сов. геол., № 12, 1972.
- Перфильев А. С.* Особенности тектоники Северного Урала. М., «Наука», 1968.
- Петренко А. А.* Роль и значение древних толщ при тектоническом районировании восточного склона Южн. Урала.—Бюлл. МОИП, отд. геол., 24, № 1. 1949.
- Петровский А. Д., Горохов С. С.* Кембрийские и позднекембрийские отложения Сакмарского поднятия на Южн. Урале.—Докл. АН СССР, 145, № 6, 1962.
- Петрушевский Б. А.* О принципе унаследованности развития, вертикальных движениях и проблеме крупных горизонтальных перемещений. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 39, вып. 1, 1964.

- Петрушевский Б. А. К проблемам геологии Гималаев.—Бюлл. МОИП, отд. геол., 48, вып. 1, 1973.
- Плюснин К. П. Шарьяжи западного склона Северного и Средн. Урала, их возраст и структурное положение.—Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1969.
- Половинкина Ю. И., Наливкина Э. Б. Генезис чарнокитов Украины.—Докл. сов. геол. на XXII сессии Междунар. геол. конгр., проблема 13. Чарнокиты. М., «Наука», 1964.
- Половинкина Ю. И. О понятии формации и формационного анализа в геологии. В кн. «Геологические формации». Л., 1968.
- Постников Д. В. Разрез нижнего докембрия в Туймазинском районе.—Докл. АН СССР, 172, № 5, 1967.
- Пронин А. А. Основные черты истории тектонического Урала. М., «Наука», 1956.
- Пронин А. А. Основные тектонические структуры Урала и их происхождение.—Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1958.
- Пронин А. А. Взаимоотношение основных тектонических структур восточного склона Средн. и Южн. Урала.—Докл. АН СССР, 10, № 4, 1959.
- Пронин А. А. Основные черты истории тектонического развития Урала. Варисийский цикл. М.—Л., «Наука», 1965.
- Пронин А. А. Каледонский цикл тектонической истории Земли. Л., «Наука», 1969.
- Пронин А. А. Основные черты истории тектонического развития Урала. Каледонский цикл. М., «Наука», 1971.
- Пронищева М. В. О методике и результатах структурно-геоморфологических исследований в Актюбинском Приуралье. ВНИГРИ, ННТ, ГОСИНТИ. М., 1959.
- Пустовалов Л. В. Условия осадконакопления в верхнепермскую эпоху.—Проблемы Сов. геологии, VII, № 11, 1937.
- Пухляков Л. А. Обзор геотектонических гипотез. Изд-во Томского университета, 1970.
- Пучков В. Н. О проблеме перемещения континентов.—Геотектоника, № 6, 1965.
- Пучков В. Н. О палеотектонической природе Лемвинской зоны Полярного Урала.—Геотектоника, № 6, 1973.
- Пуцаровский Ю. М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. М., 1959.
- Пуцаровский Ю. М. Основные черты строения Тихоокеанского тектонического пояса.—Геотектоника, № 6, 1965.
- Пуцаровский Ю. М., Безруков П. Л. О тектонике восточной части Индийского океана.—Геотектоника, № 6, 1973.
- Пуцаровский Ю. М., Богданов Н. А. XI Тихоокеанский научный конгресс. Япония (вопросы тектоники).—Геотектоника, № 2, 1967.
- Разумовская Е. Э. Нижний силур (ордовик)—геологическое строение Орско-Халиловского района. М., Госгеол-издат, 1941.
- Разумовский Н. К., Лермонтова В. В. О древнейших отложениях Урала. ЗМО, № 1, 1933.
- Расулов А. Т. К вопросу о возрасте надвигов на вост. склоне Средн. Урала.—Ежегодник Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР. 1972 г. Свердловск, 1973.
- Рейнер М. Реология. М., «Мир», 1968.
- Роджерс Дж. Некоторые вопросы тектоники Аппалачей.—Геотектоника, № 3, 1968.
- Розе Г. О горных породах Урала. Извлечение из сочинений Густава Розе.—Горный журн., 3, кн. 5, 9, 1845.
- Романов Б. М. Габбро-перидотитовая формация Урала.—Сов. геология, № 40, 1949.
- Романов В. А. Стратиграфия докембрия хр. Урал-Тау. В сб. «Матер. по регион. геол. и геофиз. Южн. Урала и Вост. части Русск. платформы». Уфа, 1969.
- Романов В. А. Роль разрывных нарушений в формировании структуры Южн. Урала. В сб. «Матер. по регион. геол. и геофиз. Южн. Урала и вост. части Русск. платформы». Уфа, 1969.
- Романов В. А. Новые данные по стратиграфии докембрия хр. Урал-Тау (Южн. Урал).—Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1970.
- Романов В. А. Палеотектонический и палинастический анализ герцинской структуры Южн. Урала. Тез. докл. научн. сессии, посв. нефтегазон. и металлогении Южн. Урала и Приуралья. Уфа, 1971.
- Романов В. А. Типовые разрезы докембрия Южн. Урала. М., «Наука», 1973.
- Руженцев В. Е. Новые данные по стратиграфии каменноугольных и нижнепермских отложений Оренбургской и Актюбинской областей.—Проблемы Сов. геологии, № 6, 1936.
- Руженцев В. Е. Краткий очерк стратиграфии верхнекаменноугольных и нижнепермских отложений Оренбургской области.—Бюлл. МОИП, отд. геол., 15/3, 1937.
- Руженцев В. Е. К вопросу об объеме сакмарского яруса.—Докл. АН СССР, 57, № 9, 1947.
- Руженцев В. Е. Ассельский ярус пермской системы.—Докл. АН СССР, 99, № 6, 1954.
- Руженцев С. В. Тектонические покровы Музкольского хр. (Центральный Памир).—Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1965.
- Руженцев С. В. Тектоническая структура Косистекского района (Северные Мугоджары).—Докл. АН СССР, 196, № 2, 1971.
- Руженцев С. В. Геология южной части Сакмарской зоны Урала (Косистекский

- район). В кн. «Пробл. теорет. и регион. тектоники». М., «Наука», 1971.
- Руженцев С. В.* Особенности структуры и механизма образования сорванных покровов. М., «Наука», 1971.
- Румянцева Н. А.* О некоторых особенностях магматизма западного склона Урала, связанных с его глубинным строением. В кн. «Глубинное строение Урала». М., «Наука», 1968.
- Салоп Л. И.* Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола.— Бюлл. МОИП, вып. 4, 1971.
- Селиверстов Г. Ф., Жилин И. В., Петров В. И., Гоголан А. М.* Суоямское месторождение ванадий-апатит-титаномагнетитовых руд.— Разведка и охрана недр, № 8, 1969.
- Селиверстов Г. Ф., Жилин И. В., Петров В. И., Гоголан А. М.* О тектоническом покрове в восточной части Уфимского амфитеатра.— Докл. АН СССР, 100, № 6, 1970.
- Селиверстов Г. Ф., Жилин И. В., Петров В. И., Гоголан А. М.* О пологих надвигах на западном склоне Урала.— Геотектоника, № 3, 1971.
- Семененко Н. П.* Геолого-тектоническая карта Украинского кристаллического щита. Киев, Изд-во АН УССР, 1964.
- Сенченко Г. С.* Типы складчатости на западном склоне Южн. Урала и их связь с глубинным строением. В кн. «Глубинное строение Урала». М., «Наука», 1968.
- Сенченко Г. С.* Региональные дизъюнктивы и их соотношение со складчатостью на западном склоне Южн. Урала. В кн. «Вопр. геол. Вост. окр. Русской платформы и Южн. Урала». Уфа, 1968.
- Сенченко Г. С.* За и против шарьяжей на Южн. Урале. В кн. «Полезные ископаемые Башкирии, их размещение и условия формирования», ч. 2. Уфа, 1970.
- Сенченко Г. С., Огарин И. С.* О роли раннепалеозойских грабеннообразных погружений в формировании тектонической структуры Южн. Урала и размещения полезных ископаемых. Тез. докл. научн. сессии, посв. нефтегазон. и металлогении Южн. Урала и Приуралья. Уфа, 1971.
- Сергиевский В. М.* Магматизм, тектоническое развитие и основные особенности металлогении Урала. Автореферат докт. дисс. Л., 1971.
- Симоненко Т. Н., Толстихина М. М.* К вопросу сочленения Урала и Русской платформы.— Тр. Всесоюзн. научно-исслед. геол. ин-та, нов. сер., 85, 1963.
- Ситдииков Б. С.* К геологическому строению фундамента западной части Татарской АССР. Итоговая научн. конф. Казанск. ун-та за 1962 г. Изд-во Казанск. ун-та, 1963.
- Ситтер Л. У.* Структурная геология. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1960.
- Смирнов Г. А.* Зилаирская свита на западном склоне Средн. Урала.— Докл. АН СССР, 8, № 3, 1937.
- Смирнов Г. А.* Новые данные по геологии Уфимского амфитеатра.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 24, № 5, 1949.
- Смирнов Г. А.* О тектонических особенностях центральной части Уфимского амфитеатра.— Докл. АН СССР, 84, № 5, 1951.
- Смирнов Г. А.* Уфимский амфитеатр, ч. 1. Стратиграфическое описание. М., 1956.
- Смирнов Г. А.* Материалы к палеогеографии Урала. Визейский ярус. Свердловск, 1957.
- Смирнов Г. А.* К истории тектонического развития Урала по данным литолого-фациальных исследований.— Геотектоника, № 2, 1971.
- Смирнов Г. А., Беллавин О. В.* К познанию главнейших особенностей тектонической структуры центральной части Уфимского амфитеатра. Ежегод. Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1972 г. Свердловск, 1973.
- Смирнов Г. А., Смирнова Т. А.* Материалы к палеогеографии Урала. Очерк 3. Фаменский век. Свердловск, 1961.
- Смирнов Г. А., Смирнова Т. А.* Материалы к палеогеографии Урала. Очерк 4. Турнейский век. Свердловск, 1967.
- Смирнов Г. А., Смирнова Т. А., Ключина М. Л.* Верхнефранская олистострома на восточном склоне Южн. Урала.— Докл. АН СССР, 204, № 6, 1972.
- Смирнов Г. А., Засядчук И. М., Камалетдинов М. А., Камалетдинов Р. А.* К стратиграфии ордовика и силура Уфимского амфитеатра.— Докл. АН СССР, 148, № 1, 1963.
- Смирнов Ю. Д.* Малые интрузии основных и ультраосновных пород алмазосносных районов западного склона Средн. Урала. В кн. «Информ. сб. ВСЕГЕИ», № 16, Л., 1959.
- Смирнов Е. П.* Новые данные о гипербазитах Зауралья.— Докл. АН СССР, 180, № 2, 1968.
- Соболев И. Д.* Тектоника и магматизм Урала. В кн. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала».— Тр. 1-го Уральск. петрогр. совещ. Свердловск.
- Соболев И. Д.* Основные черты глубинного строения Урала. В кн. «Глубинное строение Урала». М., «Наука», 1968.
- Соболев И. Д.* Центральнo-Уральское поднятие. В кн. «Геология СССР», т. 12, ч. 1, Геологическое описание, кн. 2. М., «Недра», 1969.
- Соколов Г. А.* Геолого-геохимические исследования хромитосносного массива Южн. Крака.— Тр. Ломоносовского ин-та геохимии, кристаллографии и минералогии, вып. 9, 1938.
- Соколов Д. Н.* К орографии и геологии Общего Сырта.— Изв. Оренбургского отдела Императорского Русского географ. об-ва, вып. 2, 1897.
- Сорский А. А.* Об условиях формирования полной складчатости в осевой зоне Восточного Кавказа. В сб. «Складчатые деформации земной коры, их типы и ме-

- ханизм образования». М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Спаский Н. Я.* Стратиграфия, фации и геологическая история среднего девона западного склона Башкирского Урала и Ишимбайского Приуралья. В кн. «Геология, горное дело». Л., 1954.
- Суворов А. И.* Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М., 1968.
- Суворов А. И., Самыгин С. Г.* О тектоническом сближении фаций по крупным надвигам.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1965.
- Судиловский Г. Н.* Некоторые закономерности изменения химизма ультрабазитов при серпентинизации. В кн. «Второе Уральское петрогр. совещ.» (тез. докл.). Свердловск, 1966.
- Сычева-Михайлова М. А.* О взаимоотношении складок и тектонических разрывов в Уральском Кара-Тау и Южн. части Башкирского антиклинория. В кн. «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования». М., 1962.
- Таврин И. Ф.* О природе Миасско-Присакмарского глубинного разлома на Южн. Урале.— Докл. АН СССР, 167, № 1, 1966.
- Таврин И. Ф.* О строении основных и ультраосновных интрузий и глубинных разломов Южн. Урала по геофизическим данным. В кн. «Глубинное строение Урала». М., «Наука», 1968.
- Таврин И. Ф., Чащухин И. С.* Использование магнитометрии при картировании внутренней структуры гипербазитовых массивов Южн. Урала. В кн. «Второе Уральское петрогр. совещ.» (тез. докл.). Свердловск, 1966.
- Таврин И. Ф., Алейников А. Л., Беллавин О. В.* О связи процессов серпентинизации с формой массивов гипербазитов. В кн. «Второе Уральское петрограф. совещ.» (тез. докл.). Свердловск, 1966.
- Татаринов П. И., Артемов В. Р., Михайлов Н. Н., Румянцев Н. А., Сергеевский В. М., Смирнов Ю. Д.* О формах основных и ультраосновных пород Урала.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1965.
- Тамразян Г. П.* Геотектоническая гипотеза.— Изв. АН Аз.ССР, № 12, 1957.
- Тарлинг Д., Тарлинг М.* Движущиеся материи. М., «Мир», 1973.
- Тектоника Европы. Объяснит. записка к Международн. тектонич. карте Европы. М., «Наука — Недра», 1964.
- Тетяев М. М.* Основы геотектоники. ОНТИ. М.— Л., 1934.
- Тетяев М. М.* Основы геотектоники. М., Гостгеолитиздат, 1941.
- Тимофеев А. Н., Кузнецов А. А., Беллавин О. В., Алейников А. Л.* Структурная схема земной коры Урала по гравиметрическим пересечениям. В кн. «Глубинное строение Урала». М., «Наука», 1968.
- Тугаринов А. И., Зыков С. И., Бибикова Е. В.* О возрасте пород криворожской серии.— Тр. 10-й сессии Комиссии по опр. абс. возраста геол. формаций. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Тяжева А. П.* Стратиграфия девонских отложений западного склона Южн. Урала. В кн. «Девонские отложения Башкирии», ч. 1. Стратиграфия. М., 1961.
- Удовкина Н. Г.* Экологиты Полярного Урала. На примере южной части хр. Мурун-Кеу. М., «Наука», 1971.
- Фотиади Э. Э.* Результаты геофизических исследований в районах Второго Баку. Волго-Уральская нефтеносная область.— Тр. ВНИГРИ, вып. 100. Л., 1956.
- Фотиади Э. Э.* Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения.— Тр. ВНИГРИ. Геофизика, вып. IV. М., Гостоптехиздат, 1958.
- Фредерикс Г. Н.* Вопросы тектоники Урала.— Вестн. геол. комитета, № 4, 1927.
- Фредерикс Г. Н.* Палеозой Урала.— Докл. АН СССР, ст. 325, 1930.
- Фредерикс Г. Н.* Верхний палеозой западного склона Урала.— Тр. Главного геол. разв. управл., вып. 106, 1932.
- Фредерикс Г. Н., Емельянец Т. М.* Тектоника Уфимского плато.— Зап. Русского минералог. об-ва, 11, № 1, 1932.
- Фредерикс Г. Н., Зенченко Н. и др.* Геологический очерк района Вашкунского водохранилища на р. Чусовой.— Тр. ВГРО, вып. 20, 1933.
- Фролова Т. И., Рудник Г. Б., Шарфман В. С.* Главнейшие особенности развития магматизма в палеозойской эвгеосинклинали восточного склона Южн. Урала.— Сов. геология, № 5, 1966.
- Фролова Т. И.* Геосинклинальный вулканизм, некоторые проблемы размещения и происхождения вулканогенных формаций на примере восточного склона Южного Урала. Автореф. докт. дисс. Изд-во МГУ, 1970.
- Хабаков А. В.* Следы каледонского диастрофизма в южной части Южн. Урала.— Зап. Русск. минер. об-ва, вып. 1, 1935.
- Хабаков А. В.* Палеонтологически охарактеризованные кембрийские отложения западного склона Южн. Урала. В кн. «Геология СССР», т. 13. Башкирская АССР и Оренбургская обл., ч. 1, 1964.
- Хаин В. Е.* Геотектонические основы понсков нефти. Азнефтьиздат, 1954.
- Хаин В. Е.* Некоторые вопросы происхождения и классификаций складок земной коры.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 22, № 5, 1957.
- Хаин В. Е.* Современные представления о происхождении геосинклинальной складчатости.— Геотектоника, № 3, 1970.
- Хаин В. Е., Шейнманн Ю. М.* Сто лет учения о геосинклиналиях.— Сов. геология, № 11, 1960.
- Хаин В. Е.* Региональная геотектоника, ч. 1 (Северная и Южная Америка, Антарктида, Африка). М., «Недра», 1971.
- Хаин В. Е.* Общая геотектоника. М., «Недра», 1973.

- Халевин Н. И. Строение Урала в свете геофизических данных.—Сов. геология, № 12, 1960.
- Халевин Н. И., Таврин И. Ф. О субгоризонтальной слоистости верхней части земной коры на Урале.—Изв. АН СССР, серия физика Земли, № 3, 1965.
- Халевин Н. И., Дружинин В. С., Долгих В. В. Элементы строения Средн. Урала по данным комплексных геофизических исследований. В кн. «Глубинное строение Урала». М., «Наука», 1968.
- Хатъянов Ф. И. Расчленение Уральской складчатой области на платформенную и геосинклиналию зоны в свете геофизических данных.—Докл. АН СССР, 150, № 5, 1963.
- Хворова И. В. Среднекаменноугольные отложения западного склона Урала в пределах Южной Башкирии и Оренбургской области.—Бюлл. МОИП, отд. геол., 15, вып. 6, 1937.
- Хворова И. В. Нижнекаменноугольные отложения западного склона Урала в пределах Южной Башкирии, Чкаловской области и Северного Казахстана.—Бюлл. МОИП, 7, вып. 2—3, 1939.
- Хворова И. В. Флишевая и нижнемолассовая формация Южн. Урала. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Хейзен Б., Тарп М., Юнг М. Дно Атлантического океана. М., Изд. иностр. лит-ры, 1962.
- Херасков Н. П. Принципы составления тектонических карт складчатых областей Южн. Урала.—Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1948.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры.—Тр. ГИН АН СССР, вып. 91, 1963.
- Херасков Н. П., Милановский Е. Е. Кембрий и нижний ордовик Орского Урала. В кн. «Памяти профессора Мазаровича А. Н.» Изд-во МОИП, 1953.
- Херасков Н. П., Перфильев А. С. Основные особенности геосинклинальных структур Урала. В сб. «Проблемы региональной тектоники Евразии», вып. 92, 1963.
- Ходалевиц А. Н. К стратиграфии силурийских и девонских карбонатных образований западного склона Средн. Урала.—Сов. геология, № 30, 1949.
- Холмс А. Основы физической геологии. М., Изд-во иностр. лит-ры, М., 1949.
- Хольтедаль У. Геология Норвегии. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1957.
- Хоментовский В. В. К истории развития антиклинория Яман-Тау.—Бюлл. МОИП, 27, № 1, 1952.
- Храмов А. Н., Родионов В. П., Комиссарова Р. А. Новые данные о палеозойской истории земного магнитного поля на территории СССР. В кн. «Настоящее и прошлое магнитного поля Земли». М., «Наука», 1965.
- Хричев Б. А., Лысенков Л. М., Альтер С. М., Иванов А. П. Строение земной коры по профилю Темир-Тау—Куйбышев. В кн. «Глубинное строение Урала». М., «Наука», 1968.
- Чепиков К. Р. Некоторые особенности геологического строения Пермского Приуралья с точки зрения поисков месторождений нефти. В кн. «Народнохозяйственные проблемы Пермской области», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1947.
- Чепиков К. Р. Основные черты геологического строения. В кн. «Геология СССР», т. II. Поволжье и Прикамье, ч. I, 1967.
- Чепиков К. Р., Лапинская Т. А., Борисов А. А. Рельеф и строение фундамента. В кн. «Геология СССР», т. XI. Поволжье и Прикамье, ч. 1, 1967.
- Червяковский Г. Ф., Червяковский С. Г. К вопросу о надвиговых дислокациях в толще раннекарбонových отложений Магнитогорского синклинория на Южн. Урале.—Тр. Ин-та геологии и геох. УНЦ.—Ежегодник, 1971. Свердловск, 1972.
- Черменинова И. В. Тектоника венда и нижнего палеозоя восточного склона Урала. М., «Наука», 1969.
- Чернов А. А. Палеозой западного склона Сев. Урала. Геол. карта Урала. Объяснит. зап. М., 1931.
- Чернышев Ф. Н. Общая геологическая карта России. Лист 139. СПб, 1889.
- Чирич Б. М. О взаимосвязи Динарид, Элленд и Италид.—Сов. геология, № 5, 1966.
- Чирич Б. М. Динариды в альпийском цикле России. Лист 139. СПб., 1889.
- Чочиа Н. Г. Девон Уфимского амфитеатра. Геология западного Урала. М.—Л., Гостоптехиздат, 1950.
- Чочиа Н. Г. Геологическое строение Колво-Вишерского края. Л., Гостоптехиздат, 1955.
- Шамов Д. Ф. Фации сакмаро-артинских отложений Ишимбайского Приуралья. В кн. «Вопросы разработки нефтяных месторождений». М., Гостоптехиздат, 1957.
- Шарфман В. С., Горохов С. С. Стратиграфия метаморфических свит Орь-Илецкого междуречья на Южн. Урале. В кн. «Матер. по геол. и полезным ископ. Южн. Урала», вып. 4. М., 1965.
- Шатский Н. С. О тектонике Арктики. В кн. «Геол. и полезные иск. севера СССР» (тр. 1-й геол.-разв. конференции Главсевморпути, 24—27 апр. 1935), 1, Геология. Л., Изд-во Главсевморпути, 1935.
- Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южн. Урала.—Бюлл. МОИП, 2, вып. 2 (6), 1945.
- Шатский Н. С. О сравнительной тектонике Северной Америки и Восточной Европы.—Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1945.
- Шатский Н. С. Гипотеза Вегенера и геосинклинали.—Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1946.
- Шатский Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями.—Изв. АН СССР, № 5, 1947.
- Шатский Н. С. Ороген и форланд. Новые книги за рубежом, № 12, 1950.
- Шатский Н. С. О древнейших отложениях осадочного чехла Русской платформы

- и об ее структуре в древнем палеозое.—Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1952.
- Шатский Н. С.* О границе между палеозоем и протерозоем о рифейских отложениях Русской платформы.—Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1952.
- Шатский Н. С.* Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1:5 000 000. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Шатский Н. С.* Принципы стратиграфии позднего докембрия и объем рифейской группы. В кн. «Докл. сов. геологов на 21-й сессии Международн. геол. конгр. Проблема 8. Стратиграфия позднего докембрия и кембрия». М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Шатский Н. С.* Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций. М., Изд-во АН СССР, сер. геол., № 5, 1960.
- Шейнманн Ю. М.* Некоторые закономерности распределения вулканических явлений на платформах. В кн. «Материалы по региональной геологии».—Тр. ВАГТ, вып. 2. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Шейнманн Ю. М.* Поверхность Мохоровичича, глубина зарождения магм и размещения ультрабазитов.—Сов. геология, № 8, 1961.
- Шейнманн Ю. М.* О значении мобилизма для палеоклиматологии.—Бюлл. МОИП, отд. геол., 28, вып. 3, 1963.
- Шейнманн Ю. М.* Некоторые черты связей магмы и тектоники.—Геотектоника, № 5, 1967.
- Шейнманн Ю. М.* Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968.
- Шейнманн Ю. М.* Развитие земной коры и дифференциация вещества Земли.—Геотектоника, № 4, 1970.
- Шейнманн Ю. М.* Новая глобальная тектоника и действительность.—Бюлл. МОИП, отд. геол., № 5, 1973.
- Шепард Ф.* Земля под морем. М., «Мир», 1964.
- Штейнберг Д. С., Булыкин Л. Д., Ефимов А. А., Малахов И. А., Фоминых В. Г.* Проблемы генезиса ультрабазитов Урала. В кн. «Глубинное строение Урала». М., «Наука», 1968.
- Штеклин Дж.* Тектоника Ирана.—Геотектоника, № 1, 1966.
- Штрейс Н. А.* О некоторых основных понятиях в учении о геосинклиналях.—Бюлл. МОИП, отд. геол., 22(5), 1947.
- Штукенберг А. А.* Геологические исследования на Южн. Урале.—Изв. геол. комитета, 15, 1896.
- Щуровский Г. Е.* Уральский хребт в физико-геогностическом и минералогическом отношениях. М., 1841.
- Эйно О. Л.* Геологическое строение СССР, ч. 1. Киев, 1964.
- Эз В. В., Гафт Д. Е., Кузнецов Б. И.* Морфология и условия образования голоморфной складчатости на примере Зилаирского синклинория Южн. Урала. М., «Наука», 1965.
- Янишин А. Л.* Тектоника Каргалинских гор.—Бюлл. МОИП, отд. геол., 10, вып. 2, 1932.
- Янишин А. Л.* О распространении триасовых отложений на Урале и возрасте Уральских надвигов.—Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1936.
- Янишин А. Л.* Взгляды Архангельского А. Д. на тектонический характер юго-восточного обрамления Русской платформы и современные представления по этому вопросу. В кн. «Вопр. литол. и стратиграфии СССР». М., 1951.
- Янишин А. Л.* О погружении к югу Уральской складчатой системы и тектонической природе Южно-Эмбенского поднятия.—Бюлл. МОИП, отд. геол., 30, вып. 5, 1955.
- Янишин А. Л.* Тектоническая карта Евразии. М., 1960.
- Янишин А. Л.* Тектоническая карта Евразии. Докл. сов. геол. на 22-й сес. Междунар. геол. конгр. М., «Наука», 1964.
- Ярош А. Я.* Структура кристаллического фундамента Западного Приуралья. Докл. сов. геол. на 22-й сес. Междунар. геол. конгр. Проблема 2. М., «Наука», 1965.
- Ярош А. Я.* Границы складчатого основания Русской платформы и его структурные связи с Уральской геосинклиналью и Тиманом. В сб. «Разв. геогф.», вып. 47, изд. Свердл. горн. ин-та, 1966.
- Ярош А. Я.* Строение кристаллического фундамента восточных районов Русской платформы и его структурные связи с Уралом. В кн. «Глубинное строение Урала». М., «Наука», 1968.
- Andrusow D.* Prispjevki ku geologu Beve-rog Zappadn. Karpat. «Praga», 1930.
- Argane E.* La tectonique de l'Asie. Congres Geol. Intern. Bruxelles, 1924.
- Aubouin I.* Un exemple de tectogenese en Provence.—Compt. Rend. Soc. Geol. France, 1953.
- Bertrand M.* Rapports de structure des Alpes de Uraris et du bassin honiller du Nord.—Bull. Soc. Geol. France, III, s. t. 12, 1884.
- Badoux H., Marcanton C. H.* Essay sur l'evolution tectonique des Prealpes medianes du Chablais.—Eclogae geol. helv., 55, N 4, 1962.
- Butts Ch.* Fensters in the Cumberland overthrust block in southwestern Virginia. Bull. Virginia Geol. Survey, N 28, 1927.
- Butts Ch.* Geologic map of the Appalachian Valley of Virginia with Explanatory Text.—Virginia geol. Surv., Bull., 42, 1933.
- Bubnoff S.* Geologie von Europa, Bd. 1. Berlin, 1926.
- Brunn I. H.* Nise en place et differenciation de l'association pluto-volcanique du cortege ophiolitique.—Rev. Geograph Phys. Geol. Dyn, 3(3), 1960.
- De Beaumont E.* Notice sur les Systemes de Montagnes Bertrand. Paris, 3, 1852.
- Bemmelen R.* The undation theory.—Rep. XVI Sess. Int. Geol. Cong., USA, 4, 1936.

- Bemmelen R.* The undation theory of development of the Earth's crust. trans. Int. Geol. Cong., Washington, 2, 1933.
- Bailey E. B.* The Paleozoic mountain systems of Europe and America. Glasgow, Rept. British Ass. Adv. Sci., Sec. C, 1929.
- Ballley E. B., Mc. Callien W. J.* Serpentinic Lavas, the Ankara melange and Anatolian thrust.—Trans. Poy. Soc. Edinburgh, 62, N 11, 1952—1954.
- Bally A. W., Gordy P. L. a. Stewart G. A.* Structure, seismic data, and orogenic evolution of southern Canadian Rocky mountains.—Bull. Canad. Petr. Geol., 14, N 3, 1966.
- Bird J. M., Dewey J. F.* Lithosphere plate—continental margin tectonics and the evolution of the Appalachian Orogen.—Geol. Soc. Am. Bull., 81, N 4, 1970.
- Chesterman Ch. W.* Intrusive Ultrabasic Rocks and Their Metamorphic Relationships at Leech Lake Mountain, Mendocino County, California. Rep. of the Twenty-First session Norden International Geological Congress. Copenhagen, 1960.
- Ciric B.* Über die Didas—Hornstein—Formation der Dinariden und analoge Bildungen Ztschr.—Dtsch. Geol. Gez., B., 1, 1961.
- Cloos E.* Oolite deformation in the South Mountain fold, Maryland.—Bull. Geol. Soc. America, 58, no 9, 1947.
- Cooper B. H.* The geology of the region between Reonoke and Winchester in the Appalachian Valley of Western Virginia.—Guidbook, 2, N 18, 1960.
- Cumming L. M.* Platform and Klippe tectonics of Western Newfoundland, a review.—Royal Soc. Canada Spec. Pub., 10, 1967.
- Dana I. D.* On some results of the earth's construction from cooing, including a discussion of the origin of mountains and the nature of the earth's interior.—Am. Journ. Sci., 5, 1873.
- Davies H. L.* Papuan Ultramafic Belt.—XXIII int. geol. congress, 1, 1968.
- Davies H. L.* Peridotite-gabbro-basalt complex in eastern Papua: an overthrust plate of oceanic mantle and crust.—Australian Bur. Min. Resources Bull., 128, 1971.
- Davies H. L., Smidt J. E.* Geology of Eastern Papua.—Geol. Soc. Am. Bull., 82, N 12, 1971.
- Dennis J. G.* Zum Gebirgsbau der nordlichen.—Appalachen.—Geol. Rundschae, 50, Dewey J. F. Continental margins: a model for conversion of Atlantic type to Andean type.—Earth Planer. Sci. Letters, 6, N 3, 1969.
- Dewey I. F., Bird I. M.* Maintain delts and the new global tectonics.—S. Geophys. Res., 75, N 14, 1970.
- Dewey I. F., Bird I. M.* Origin and emplacement of the ophiolite suite. Appalachian ophiolites in Newfoundland.—Journ. Geoph. Res., 76, N 14, p. 3179—3206, 1971.
- Dietz R.* Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor.—Nature, 190, 1961.
- Dietz R. S.* Alpine Serpentes as Oceanic Ring.—Fragments. Geol. Soc. America Bull, N T—7, 1963.
- Dubertret L.* Sur la construction et la genese des Roches vertes syrunnes, Compt. Rend, 1937.
- Dubertret L.* Basaltes et Roches vertes du Hatay (Turquie), du nordouest de la Syrie et du Liban, Cong. Geol. Intern., Compt, Rend. 19e, Algiers, 15(17), 29—36, 1952.
- Griffiths J.* Apea Journ., 11, N 1, 1971.
- Gansser A.* Geology of the Himalayas. London—N.-Y.—Sydney, 1964.
- Gwinn V.* Thin-skinned tectonics in the Plateau and northwestern Valley and Ridge provinces of the Central Appalachians.—Geol. Soc. Am. Bull., N 9, 1964.
- Greenly E.* The geology of Anglisy.—Gr. Brit. geol. Surv. mem, 1919.
- Goquel I.* Traite de Tectonique. Paris, 1952.
- Gutenberg B.* Verschiebung der Kontinente, eine Kritische Betrachtung, Geotectoniscn. Symposium jum Ehre H Stikle. Stuttgart, 1956.
- Haarmann E.* Die Oszillationstheorie; eine Erklärung der Krustenbewegungen von Erde und Mond, Enke. Stuttgart, 260, 1930.
- Hadley J. B., Goldsmith R.* Geologie of the Eastn Great Smoky Mountains Carolina and Tennessee.—U. S. Geol. Survey Prof. Paper, 1963.
- Haim A.* Geologie der Schwess., Bd. 1, Leipzig, 1922.
- Hall J.* Natural history of New-York.—Paleontology, 111, Albany, 1859.
- Hamilton W.* The Uralides and the Motion of the Russian and Siberian Platforms.—Bull. Geol., Society, 81, K9, 1970.
- Heirtzler J. R.* Sea-floor spreading. Scient.—American, 219, N 6, 1968.
- Hermes J.* The Papuan Geosincline and the concept of Geosinclines.—Geologie en Mijnbonw, 47 (2), 1968.
- Hess H. H.* Serpentinities, orogeny and epeirogeny.—Geol. Soc. Am., Spec., Paper, 62, 1955.
- Hess H. H.* Hystory of ocean basins. In: «Petrolological Studies», 1962.
- Hess H. H.* The oceanic crust, the upper mantle and the Magaguez serpentinized peridotite. «A study of Serpentinite». National Acad. Sci. Nat. Res. Councie Publ., 1964.
- Hess H. H.* Mid-oceanic ridges and tectonics of the seafloor. In «Submarine Geology and Geophysics.—Colston Papers», London, N 1, 1965.
- Jeffreys H.* The Earth, 4th ed., Cambr. Univ. Press, Cambridge, 1959.
- Isaacks B., Oliver I., Sykes L.* Seismology and the new global tectonics.—Journ. Geoph. Res., 73, N 18, 1968.
- Iulien P. St.* Appalachian tectonics in the Eastern township of Quebec, XXIV J. G. C. Excursion B—21, 1972.
- Kamaletdinow M. A., Kasantseva T. T.* Uberschiebungs und Deckenbau an der Westflanke des Sudurals.—Geologie, J. 19, ht 5, Berlin, 1970.
- Kay M.* Development of the northern Alleghans synclinatorium and adjoining

- regions.—Bull. Geol. Soc. Am., 53, 1942.
- King P. B. Geology of the central Great Smoky Mountains Tennessee. U. S. Geol. Serv. prof., paper. 1964.
- King P. B., Ferguson H. W. Geology of Northeastern most Tennessee.—U. S. Depart.—Inter. Geol. surv., prof. paper, 1960.
- King L. C. Necessity for continental drift—Bull. Amer. assoc. petrol. geol., 37, N 9, 1953.
- King L. C. Basic paleogeography of Gondwanaland during the late Paleozoic and mesozoic.—The quart. J. geol. Soc. London, 114, pt. 1, N 453, 1958.
- Knopf A. Analysis of Some Recent Geosynclinal.—Theory. American Journal of Science, Bragley Volume, 258-a, 1960.
- Kober L. Das alpine Europs. Berlin, 1931.
- Kober L. Tectonisch Geologie. Berlin, 1942.
- Kober L. Leitlien der Tectonic Jugoslaviens. Belgrad, 1952.
- Kraus E. Die Entwinklugeschichte der Kontinente und Oceane.—Akad. Verl., Berlin, 1959.
- Kutorga. Beitrag sur Konntnis der organischen Veberreste des Kurferandsteins am westlichen Abhange des Urals, 1838.
- Maxwell I. The Mediterranean, Ophiolites and continental Drift. To be published in Rutgers University Press, 1969.
- Maack R. Ueber Vereisungspeniden und Vereisungsspuren in Brasilien. Geol. Rundsch. Bd. 45, H, 1957.
- Meyerhoff A. A. Continental drift: high latitude evaporite deposits and geologic hystory of Arctic and North-Atlantic oceans «Journ. Geology», vol 78, 1970.
- Meyerhoff A. A. Continental drift: Implications of paleomagnetic studies, meteorology, physical oceanography and climatology.—Journ. Geology, 78, N 1, 1970.
- Meyerhoff A. A., Teichert C. Continental drift 111: late paleozoic glacial central and devonian eocen coal distribution. Journ. Geology, 79, 1971.
- Meyerhoff A. A., Meyerhoff H. A. The new global tectonics: age of linear magnetic anomalies of Ocean basins. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geologis, 56, N 2, 1972.
- Meyerhoff A. A., Meyerhoff H. A. The new global tectonics: major inconsistencies.—Bull. Amer. Ass. Petrol. Geologist, 56, N 2, 1972.
- Milici R. C. Low-angle overthrust faulting as illustrated by the Cumberland platau — Seguchie Valley Fault system.—Am. Journ. Sci., 261, N 9, 1963.
- Morgan W. I. Rises, trenches, great faults and crustal bloks—Journ. Geophys. Res., 73, N 6, 1968.
- Neale E. R. W. A cross section through the Appalachian orogen in Newfoundland, XXIV.—J. G. C. Excursion A-62—C-62, 1972.
- Olsen E. I. Hightemperature acid rocks associated with serpentinite in E Quebec.—Amer. Sci., 259, N 5, 1961.
- Perrin et Roubault M. Metamorphisme—generateur des plissements.—Ann. Mines, 1937.
- Le Pichon X. Sea-floor spreading and continental drift.—Journ. Geophys. Res, 73, N 12, 1968.
- Poole W. H., Rodgers J. Appalachian geotectonic elements of the Atlantic provinces and Southern Quebec.—XXIV J. G. C. Excursion A-63 and C-63, 1972.
- Renz O., Werspyck G. W. The occurence of gneissic amphibolites in SW Puerto-Rico.—Geol en mijnbaum, 41, N 7, 1962.
- Reyer E. Theoretische Geologie, Stuttgart, 1888.
- Rich I. L. Mechanics of low-angle overthrust faulting as illustrated by the Cumberland Thrust Block, Virginia, Kentucky, Tennessee.—Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., 18, 1934.
- Rigo de Rigighi M., Cortesini A. Gravity tectonics in foothills structure belt of southeast, 1964.
- Rodgers J. Mechanics of Appalachian folding as illustrated by Sequatchie anticline, Tennessee and Alabama.—Am. Assoc. Petroleum Geologist Bull., 34, 1950.
- Rodgers J. Mechanics of Appalachian foreland folding in Pennsylvania and West Virginia.—Am. Assoc. Petroleum Geologist Bull., 47, 1963.
- Rodgers J. and Neale E. R. W. Possible «Taconic» klippen in western Newfoundland.—Amer. J. Sci., 261, N 8, 1963.
- Rodgers J. The tectonics of the Appalachians. Regional Geology Series. N. Y., 1970.
- Rodgers J. Appalachian structures origin, evolution and possible potential for new exploration frontiers. March 3—5, 1972.
- De Roever. Sind die Alpinotypen Peridotitmassen vielleicht tektonisch verfrachtete Bruchstucke der Peridotitschale 2.—Geol., Rundschau, 46, 1957.
- Sorensen H. The border relation of the dunitite in Siorrassuit, Sukkertoppen districh.—W. Grenland, Medd. Grenland, N 4, 1954.
- Stearns R. G. Low-angle overthrusting in the central Cumberland Plateau, Tennessee.—Bull. Geol. Am. Soc., 66, N 6, 1955.
- Steinmann G. Geologische Beobachtungen in den Alpen, II, Die Schardt'sche Ueberfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabätze und der ophiolithischen Massengesteine.—Ber. Nat. Ges. Freiburg, i. 16, 1905.
- Stille H. Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin, 1924.
- Stille H. The present tectonic state of the earth.—Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., 20, 1936.
- Stille H. Uralte Anlagen in der Tektonik Europas.—Zeit. Deut. Geol. Ges., 99, 1949.
- Stille H. Einfuhrung in den Bau Americas, Berlin, 1939.
- Suess E. Die Entstehung der Alpen. Wien, 1875.
- Suess Fr. Europäische und nordamerikanische Gebirgzusammenhände. In «Report of the 16 Session International Geological Congress, 1933, 2. Waschington, 1936.
- Sykes L. R. Mechanism of earthquakes end nature of the faulting on the midocean ridges.—Journ. Geoph. Res., 72, N 8, 1967.

- Taylor F. B.* Bearing of the tertiary mountain belts on the origin of the Earth's plan.—*Geol. Soc. Am. Bull.*, 1910.
- Theyer T. R.* Peridotite — gabbro complexes as keys to petrology of midoceanic ridges.—*Bull. Geol. Soc. Amer.*, **80**, 1969.
- Du Toit A.* Our wandering continents, 2. ed. London, 1957.
- Tuke M. F., Baird D. M.* Klippen in Northern Newfoundland.—*Royal Soc. Can. Spec. Pub.*, **10**, 1967.
- Vuagnat M.* Le rôle des anciennes coulées volcaniques sous-marines dans les anciennes chaînes de montagnes.—*Congr. Geol., Inter., Compt., Rend.*, 19-e, Algiers, **17**, 1952.
- Wegener A.* Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. Braunschweig, 1915.
- Wilson J. T.* Continental Drift.—*Scientific American*, **208**, N 4, 1963.
- Wilson J. T.* A new class of faults and their bearing on continental drift.—*Nature*, **207**, N 4995, 1965.
- Wilson J. T.* Transform faults, oceanic ridges and magnetic anomalies.—*Science*, **150**, 1965.
- Williams H.* Pre-Carboniferous development of Newfoundland Appalachian.—*Am. Ass. Petr. Geol. Mem.*, **12**, 1969.
- Williams H.* Mafic-ultramafic complexes in western Newfoundland Appalachians and the evidence for their transportations a review and interim report.—*Geol. Ass. Can. Proc.*, **24**, 1971.
- Willis B.* The mechanics of Appalachian structures.—*U. S. Geol. Surv.*, **2**, 1893.
- Willis B.* Continental drift.—*Ein Marchen*, **242**, N 9, 1944.
- Zen E.* Stratigraphy and structure at the north end of the Taconic Range in west-central Vermont.—*Bull. Geol. Soc. America*, **72**, N 2, 1961.
- Zen E.* Time and space relationships of the Taconic allochthon and autochthon.—*Spec. Paper, Geol. Soc. America*, **97**, 1967.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Краткая история тектонических исследований на Урале	6
Тектоника	13
Краткие сведения о строении юго-восточной окраины Восточно-Европейской платформы	14
Уральская складчатая область	20
Тектоника верхнепротерозойских, вендских и палеозойских пород	21
Предуральский краевой прогиб	22
Западный склон Урала	40
Зилаирский синклинорий	40
Останцы шарьяжей, сложенные эвгеосинклинальными образованиями	64
Башкирский антиклинорий	103
Антиклинорий Уралтау	126
Уфимский амфитеатр	133
Восточный склон Урала	163
Краткий очерк геологической истории	173
Краткий сравнительный анализ тектоники Урала и Аппалачей	183
К вопросу о происхождении складчатости	190
О вертикальных движениях земной коры	201
Заключение	209
Литература	212

Марат Абдулхакович Камалетдинов
Покровные структуры Урала

Утверждено к печати
Институтом геологии Башкирского филиала
Академии наук СССР

Редактор С. К. Самсонов
Редактор издательства Р. Л. Цыбульская
Художественный редактор С. А. Литвак
Художник В. П. Покусаев.

Технические редакторы Л. И. Куприянова, В. В. Волкова

Сдано в набор 5/VII-1974 г. Подписано к печати 10/XI-1974 г.
Формат 70×108¹/₁₆. Бумага типографская № 2. Усл. печ. л. 20,3.
Уч.-изд. л. 21,2. Тираж 1100. Т-13451. Тип. зак. 4208.
Цена 2 р. 12 к.

Издательство «Наука» 103717 ГСП,
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука» 121099,
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

2 р. 12 к.

1126