

АКАДЕМИЯ
НАУК
СССР



В. Н. ПУЧКОВ

Структурные связи
Приполярного Урала
и Русской платформы

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
КОМИ ФИЛИАЛ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

В. Н. ПУЧКОВ

СТРУКТУРНЫЕ СВЯЗИ
ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА
И РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Ленинградское отделение
ЛЕНИНГРАД 1975

УДК 551.24

Структурные связи Приполярного Урала и Русской платформы.
Пучков В.Н. Л., «Наука», Ленингр. отд., 1975. 204 с.

Дан анализ истории развития Приполярного Урала и сопредельных районов Уральской складчатой области и Русской платформы, описаны их характерные структурные элементы, проведена последовательная реставрация древних структурных планов территории. Изложены данные, существенно подтверждающие первоначальные представления Н.С. Шатского о том, что доуралиды Приполярного Урала являлись частью Тимано-Уральской складчатой области байкалид. В пределах западного склона герцинского складчатого Урала выделена область, которая на доорогенном этапе, судя по формациям и палеоструктурам, развивалась как платформа. Намечена этапность развития, общая для структур как северо-восточной окраины Русской платформы, так и Урала. На конкретном материале получает развитие общий тезис о том, что несмотря на резкие различия таких контрастных структур, как платформа и складчатая область, они содержат много общих элементов, а процессы, приведшие к их становлению, характеризуются определенной согласованностью. Табл. — 2, илл. — 29, библиограф. — 348 назв.

Ответственный редактор
канд. геол.-минерал. наук А.С. Перфильев

П $\frac{20802-525}{055(02)-75}$ 281-75

© Издательство «Наука», 1975

ПРЕДИСЛОВИЕ

В изучении структурных соотношений платформ и смежных складчатых областей намечаются два противоположных, но взаимно дополняющих друг друга направления. Первое из них, раннее, получило развитие в работах Дж. Холла, Дж. Дэна, Э. Зюсса, Э. Ога и многих других исследователей. Оно связано с установлением бросающихся в глаза различий в морфологии и истории развития этих контрастных структур. Второе направление, напротив, предполагает выявление их структурных связей, т. е. определенной согласованности и взаимного влияния процессов, приведших в конечном счете к формированию указанных структур, с выделением структурных элементов, общих для тех и других. основополагающие работы второго направления, непосредственно касающиеся проблемы взаимной связи платформ и складчатых областей в их диалектическом единстве, принадлежат А.П. Карпинскому и Н.С. Шатскому. В своих построениях эти тектонисты и многие более поздние исследователи широко использовали материалы по геологическому строению Урала и Приуралья. Делая попытку дальнейшей разработки проблемы, мы вновь обращаемся к уральскому материалу.

Мы ограничимся рассмотрением 600-километрового отрезка Урала, примерно от 61°30' до 66°30' с.ш. (Приполярный, часть Полярного и часть Северного Урала) с сопредельным участком платформы. Выбранный регион имеет то преимущество, что здесь связи структур проявляются наиболее рельефно благодаря относительной молодости фундамента платформы. Необходимость постановки тектонических исследований определялась здесь и практическими задачами в связи с широким развертыванием поисков нефти в северном Приуралье. Работа приобретала важность также в связи с отсутствием детального, монографического описания тектоники восточной части указанной территории.

В основу монографии положены материалы полевых исследований, проводившихся автором в указанном регионе с 1960 по 1968 г. Небольшие, но существенные дополнения внесены в нее по материалам исследований, проведенных в 1969–1973 гг. Помимо этого здесь обобщены материалы сотрудников Института геологии Коми филиала АН СССР и других научных и производственных организаций (ВНИГРИ, ВСЕГЕИ, ГИН АН СССР, ВКГРЭ, УТЭ, треста ПНГР, ПГРЭ, экспедиций Тюменского геологического управления и др.).

В процессе работы автор пользовался постоянной помощью и поддержкой старшего научного сотрудника Геологического института

АН СССР А.С. Перфильева. Большую помощь автору оказали В.В. Меннер, П.Н. Кропоткин, Р.А. Гафаров, В.С. Журавлев, В.Е. Забродин, М.Е. Раабен (ГИН АН СССР), О.А. Кондияин, Т.В. Машкова, Г.В. Симаков (ВСЕГЕИ), Л.Т. Белякова, А.И. Вололазский, Б.Я. Дембовский, Я.Р. Пахло, В.Ф. Петров, А.А. Савельев, В.Н. Малашевский (ВКГРЭ), В.И. Богацкий, В.П. Зарх, Т.И. Кушнарева (УТЭ), Л. И. Кононова, Н.С. Овнатанова (ВНИГНИ), К.Г. Войновский-Кригер (КазПИ) и др.

Автор неоднократно пользовался консультациями научных сотрудников Коми филиала АН СССР В.А. Варсанофьевой, А.И. Елисеева, Б.А. Голдина, Е.П. Калинина, Н.В. Калашникова, Б.А. Малькова, З.П. Михайловой, А.И. Першиной, В.А. Разницына, Н.И. Тимонина, Р.Г. Тимониной, Н.Н. Кузькоковой, М.В. Фишмана, В.И. Чальшева, В.А. Чермных, В.С. Цыганко, Э.С. Щербакова, Я.Э. Юдовича.

Выполнение указанной работы было немыслимо и без исследований многих других геологов, с кем автор не встречался лично, но чьи публикации широко использовал.

В обработке материала и оформлении работы большую помощь оказали лаборанты КФАН СССР М.Я. Лихачев, Л.П. Морохина, В.В. Исакова, Г.С. Семенова.

Автор приносит глубокую благодарность всем упомянутым выше товарищам.

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ СТРУКТУРНЫХ СВЯЗЕЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ СЕВЕРА УРАЛА И СМЕЖНОЙ ЧАСТИ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Уже в прошлом веке было хорошо известно, что Уральские горы и сопредельная часть Русской равнины резко различаются по своему геологическому строению. Это, в частности, можно было видеть из материалов, изложенных Р. Мурчисоном и его сотрудниками в классической монографии, посвященной геологии Европейской России и Уральских гор (Murchison *с. а.*, 1845).

Авторами этой монографии было показано, что если на равнине палеозойские отложения залегают почти горизонтально, то на Урале они чрезвычайно сильно дислоцированы. Описывая Средний Урал, именуемый в монографии "Северным Уралом русских шахтеров", Р. Мурчисон указывал, что это сооружение создано из одной огромной серии осадочных пород, которая впоследствии "была метаморфизована, пронизана интрузиями и разбита вдоль параллельных линий вспучивания, извержения и дислокации". Р. Мурчисон, отмечая "поразительные литологические различия между горными породами, развитыми на противоположных склонах хребта", подчеркивал в то же время и другую важную особенность складчатого Урала: устойчивость простиранья его осадочных толщ и полос изверженных пород. Уже одна эта особенность Урала заставляла исследователя предполагать, что подобная структура протягивается к северу, в "дикие места Арктики". Это предположение Р. Мурчисона находило существенное подтверждение в материалах, полученных незадолго до того рядом исследователей, из которых совершенно необходимо назвать А. Кейзерлинга. Отряд, руководимый А. Кейзерлингом и входивший в экспедицию Р. Мурчисона, за весьма короткое время сумел проделать колоссальную работу, осветив генеральные черты геологического строения огромной территории — Тимана и севера Урала. А. Кейзерлингом совместно с его сотрудником топографом Р. Крузенштерном была составлена первая геологическая карта севера Урала и Пай-Хоя (Keyserling, Krusenstern, 1846). Будучи крайне схематичной, эта карта тем не менее правильно отражала некоторые важные особенности структур: виден резкий поворот Урала на широте Косью, показано, что в северные и полярные области Урала прослеживаются аналоги лишь наиболее западных структур Южного Урала. На карте выделены и некоторые частные детали:

субмеридиональные антиклинальные структуры хребта Адак (южная часть гряды Чернышева), хребта Сабли и района Вои на левобережье р. Печоры. Тиман на карте показан как область дислоцированного залегания преимущественно палеозойских (девонских и более молодых) пород, пространственно не связанная с Уралом. Выделив и отобразив на карте структуры Урало-Пай-Хойской складчатой области, авторы тем самым наметили границы северо-восточной части Русской платформы (в ее современном понимании). Естественно, что никаких теоретических соображений по поводу конкретного характера структурных соотношений платформы и складчатой области авторами не высказывалось; они появились значительно позже: сами термины "платформа", "плита" были введены в геотектонику только в начале XX в.

Важную роль в накоплении геологических данных, послуживших основой для теоретических обобщений, сыграли исследования Э. Гофмана (1856), Е.С. Федорова (1896, 1897, 1898), Ф.Н. Чернышева (1915) и др. Так экспедицией Э. Гофмана (1856) были собраны материалы по ряду маршрутных пересечений Урала, от истоков р. Печоры до Пай-Хоя, и составлены геологические профили. На профилях была указана литология пород, местами отмечены находки фауны, показаны отдельные складки, уловлены некоторые детали тектоники Урала. Метаморфические толщи Э. Гофман, как и Р. Мурчисон, считал метаморфизованными палеозойскими отложениями. Более детальный характер имели исследования Е.С. Федорова, проводившиеся им на Северном Урале в 1887–1889 гг. Составленные им геологические карты, несмотря на неточность в деталях, дают в целом правильное представление о тектонике района. В опубликованных в 1896–1898 гг. материалах, собранных экспедицией Е.С. Федорова, Урал трактуется как крупная асимметричная антиклинальная структура с крутым западным крылом и более пологим — восточным, образованная мощным давлением с запада.

Исследования геологического строения северо-восточной части Русской платформы были сосредоточены в это время почти исключительно на Тимане, как наиболее доступном для геологических наблюдений районе. Особенно ценные данные были получены в конце XIX в. экспедицией под руководством академика Ф.Н. Чернышева (1915). Геологические описания, профили и геологическая карта дают представление о Тимане как области нарушенного залегания палеозойских отложений, смятых в складки и разбитых разломами. Отметим, что Ф.Н. Чернышев ведущую роль в образовании структур Тимана придавал движениям по разломам, происходившим в условиях мощного давления, направленного с запада на восток. По Ф.Н. Чернышеву, образование Тимана не было одноактным; тиманские структуры сформировались в результате трех эпох горообразо-

вания, имевших место перед поздним силуром, в конце позднего девона и в конце перми – начале мезозоя. Ранее Л. Дюпарк и Ф. Пирс (Dupauc, Pease, 1906) высказывали предположение о том, что и на Северном Урале имеются следы "нескольких последовательных орогений".

Материалы вышеуказанных исследований были использованы в теоретических работах А.П. Карпинского, впервые осветивших некоторые стороны вопроса о структурных взаимоотношениях Русской платформы и окружающих ее складчатых областей (Карпинский, 1894, 1919а, 1919б).

Заслуга А.П. Карпинского состояла в том, что он впервые дал углубленный анализ тектонического развития платформы, показал, что структуры платформы ("плиты", как он ее назвал) развиваются в тесной связи со смежными складчатыми областями ("кряжами"). Так, в статье о колебательных движениях земной коры в Европейской России (Карпинский, 1894) им отмечалось, что направление колебаний на Русской плите "почти всегда оказывалось параллельным кряжам Кавказскому и Уральскому. В период наиболее интенсивного образования последнего преобладали, по их продолжительности, меридиональные погружения; во время интенсивного образования Кавказа наибольшей продолжительностью отличались понижения, параллельные этому кряжу". Указывалось, что и образование дислокаций на плите также обнаруживает черты зависимости от "кряжеобразования"; чем южнее, тем они больше отражают кавказское направление, чем восточнее, — направление уральское. Отмечалось, в частности, что Тиман на отрезке $65\frac{1}{2}$ – 67° с.ш. приобретает простираение, близкое к Уральскому; последняя фаза кряжеобразовательных движений Тимана совпадает с интенсивной складчатостью Урала. Тем самым была показана зависимость движений на платформе от движений в складчатой области.

А.П. Карпинский подчеркнул и обратную сторону взаимоотношений платформы и складчатых зон, показав, что заложение интенсивно дислоцированных кряжей подчинено древним ограничениям Русской плиты и в какой-то мере (на Тимане) ранее возникшим дислокациям в теле плиты. Так, признавая связь Уральской складчатой области с "алтаидами" Э. Зюсса, А.П. Карпинский считал, что "поворот складок в Уральском направлении можно объяснить сопротивлением восточной окраины Русской плиты". Резкое местное отклонение Урала на восток около Уфимского плоскогорья объяснялось наличием здесь "горста" — выступа жесткого края плиты, так же как резкий поворот Урала на северо-восток и коленообразное сочленение его с Пай-Хойской системой объяснялись (предположительно) наличием глыбы Пыткова Камня или какого-то другого "горста".

Изложенные представления А.П. Карпинского складывались в течение десятилетий и потому перекликаются с идеями, высказан-

ными в капитальном труде Э. Зюсса (Suess, 1912). В частности, рассматривая вопрос о связи Урала с Кавказом, Э. Зюсс воспринял представления А.П. Карпинского о зависимости формирования удлиненных прогибов на окраине платформы от процессов кряжеобразования на Урале и Кавказе.

В вопросе же о причинах формирования современного структурного плана Урала Э. Зюсс придерживался несколько иного взгляда, чем А.П. Карпинский: "Уральские складки... не являются разьединенными складчатыми ветвями, которые склоняются под действием инородных горстов. Эти складки характеризуются явной структурной согласованностью с форландом, расположенным к западу от них". Древние простирания Русской платформы "похожи на простирания значительно более молодого Урала, и Урал может рассматриваться как постумное сооружение, развившееся по более древнему плану".

Во всяком случае, и в работе Э. Зюсса можно усмотреть признание взаимной структурной обусловленности в развитии платформы и складчатых областей, хотя и в иной форме, чем у А.П. Карпинского.

Охарактеризованные выше представления подверглись критическому пересмотру и получили дальнейшее развитие в работах Н.С. Шатского, в частности в большой серии его статей о сравнительной тектонике древних платформ (Шатский, 1945, 1946а–в, 1947).

Остановливаясь на вопросе о происхождении "валов" Русской платформы, которые А.П. Карпинский, А.Д. Архангельский и Е.В. Милановский рассматривали как замирающие складки Уральской зоны, возникающие под действием тангенциальных напряжений в этой геосинклинали, Н.С. Шатский (1945) указал на несостоятельность таких представлений, отметив, что "валы" платформы и складки Урала далеко не параллельны. Рассмотрев закономерности в размещении платформенных структур, Н.С. Шатский пришел к весьма важному для нас выводу: "на вопрос о том, зависят ли деформации платформы от нарушений в геосинклинальных зонах, может быть дан только один ответ: и те и другие созданы общими напряжениями". Позже Н.С. Шатский (1946б) дополняет этот вывод: деформации платформ могут зависеть от движения в геосинклиналях.

Н.С. Шатский (1946а) особенно подробно рассмотрел вопрос об ограничениях платформ и показал, что несмотря на разновозрастность складчатых ограничений платформ границы эти — не искусственные, ибо в течение всего периода геосинклинального развития складчатых зон их структура резко отличалась от структур ограничивающих их платформ. В связи с характером стоящей перед нами задачи наиболее интересно рассмотрение Н.С. Шатским границы

Русской платформы со складчатым Уралом. К северу от р. Чусовой эта граница устанавливалась им четко по резкой смене в интенсивности деформаций при переходе с востока от складчатой области на запад, к платформе. Эта граница прослеживается вдоль складчатого Урала и Пай-Хоя вплоть до Баренцева моря. Южнее же анализ морфологии структур дал своеобразную "осечку": оказалось, что в области развития древних свит (рифейская группа) границу между платформой и геосинклинальной складчатой зоной можно провести только условно, так как здесь деформации, орографически принадлежащие Уралу, очень глубоко вдаются в типичные платформенные области. Здесь поэтому Н.С. Шатский предложил другие варианты границ, привлекая данные о фашиальных особенностях отложений. Отметим, что по новейшим данным на севере Урала, так же как и на юге, структурные и формационные ограничения не совпадают и вопрос о границе геосинклинали и платформы до сих пор не решен однозначно.

Н.С. Шатским было выделено два типа сочленения платформ и складчатых областей: посредством краевого шва и с наличием краевого прогиба. Тип сочленения платформы и складчатой области может меняться во времени, как это и имело место, по Н.С. Шатскому, на востоке Русской платформы: если в каледонский период граница между платформой и складчатой полосой выражалась в виде узкого краевого шва, то в конце герцинского здесь развились хорошо выраженные структуры краевых прогибов со всеми характерными для них как структурными, так и литолого-формационными признаками "переходной области".

Развивая учение о структурах платформ, Н.С. Шатский установил, что расположение некоторых типов краевых структур определяется характером ограничений платформ. Выделенные Н.С. Шатским "поперечные краевые структуры" всегда пространственно связаны с "внутренними углами" платформ. К таким поперечным краевым структурам Н.С. Шатский относил, в частности:

а) краевые поперечные флексуры. В качестве примера Н.С. Шатский приводил южную часть гряды Чернышева, отходящую от Урала в северо-северо-западном направлении. Он указывал: "гряда Чернышева возникает на платформе и имеет типично платформенный характер", "южная часть гряды Чернышева не представляет ответвления от Урала, как обычно указывается". (Заметим, что последнее предположение в свете современных данных выглядит весьма спорным. С другой стороны, представляется вероятным другое важное предположение Н.С. Шатского — о том, что гряда Чернышева — надразломная структура);

б) краевые поперечные системы. В состав таких систем входят различные структуры: начиная от складчатых прогибов и кончая

валами и синеклизами, — но все они связаны общностью происхождения. К этому типу относятся система Вичита и Большой Донбасс. Обе эти структуры развивались на месте узких глубоких прогибов, рассекающих тело платформы и открывающихся в геосинклиналь.

Н.С. Шатский предполагал, что механизм происхождения этих структур "связан с теми растягивающими усилиями, которые возникают на платформе в вершине ее внутреннего угла".

Отметим, что в то время не были известны детали строения Печорской гряды. Новые данные позволяют, на наш взгляд, говорить о наличии в области внутреннего угла Русской платформы, в районе Средней Печоры, не одной, а двух поперечных краевых структур, — гряды Чернышева и Печорской гряды, причем последняя обнаруживает черты поперечной краевой системы.

Помимо краевых поперечных структур, по Н.С. Шатскому (1947), периферические части древних платформ осложняются краевыми прогибами. Оба типа осложняющих структур тесно связаны с платформами (причем если краевые поперечные системы приурочены ко внутренним углам платформ, то продольные — к окраинам плит). Однако "развитие этих структур теснейшим образом связано с движением соседних складчатых систем, что хорошо устанавливается по тесной зависимости их прогибаний и характера выполняющих их осадков от движения горных сооружений и их денудации". Таким образом получила развитие одна из идей, высказанных А.П. Карпинским. Что же касается представления А.П. Карпинского о "горстах", отклоняющих складки Урала, то Н.С. Шатский был иного мнения, в частности он отрицал существование глыбы Пыткова Камня в Большеземельской тундре; касаясь же причин отклонения Урала от субмеридионального простирания в районе Уфимского плато, он указывал: "Поднятое положение этой части Урала, а не упор Уфимского горста создает все своеобразие этого района". Существующее здесь поперечное поднятие является, по Н.С. Шатскому (1945), общим и для платформы, и для складчатой области.

Вместе с тем Н.С. Шатский (1946а, 1947) признавал, что связь платформы и складчатой области взаимная, а не односторонняя, указывая, что "образование, типы и история окраинных структур складчатых областей зависят от того, примыкают ли они к относительно прогнутым и продолжающим прогибаться частям платформы, или же к ее поднятым и поднимающимся структурам". (В первом случае происходит миграция складчатости от платформы вглубь геосинклинали, во втором — наоборот, из внутренних частей геосинклинали к платформе).

Н.С. Шатский склонялся к мнению, что древние платформы не могут быть вовлечены в геосинклинальную складчатость или иным путем превращаться в складчатые зоны: "генетическая связь между платформами и складчатыми зонами состоит в основном в превращении вторых в первые" (Шатский, 1946а).

Некоторые из рассмотренных выше важнейших вопросов взаимоотношений платформ и складчатых областей позднее вновь поднимались Ю.М. Пушаровским (1959) в работе, посвященной краевым прогибам. По поводу последних Н.С. Шатский в 1948 г. заметил, что "они еще ожидают своего изучения". В трактовке указанных процессов Ю.М. Пушаровский не всегда следовал представлениям Н.С. Шатского. В частности, он считал в отличие от Н.С. Шатского, что структуры эти не принадлежат ни к числу геосинклинальных, ни к числу платформенных, а являются промежуточными. Ю.М. Пушаровским было дано краткое описание геологического строения ряда краевых прогибов, подчеркнуты некоторые из уже известных закономерностей в их развитии, в частности то обстоятельство, что в процессе развития в прогибание вовлекается все большая часть окраин платформ. Автором успешно применялся формационный анализ как метод исследования.

Важнейшим моментом в представлениях Ю.М. Пушаровского является его вывод о том, что краевые прогибы, расположенные на древнем основании, характеризуются иными чертами, чем прогибы, расположенные у молодых платформ. Исходя из представления о том, что краевой прогиб возникает на платформе в результате воздействия на нее процессов, вызывающих образование складчатых зон, Ю.М. Пушаровский указывал, что молодые платформы более податливы, мобильны, в результате чего возникают не просто краевые прогибы, а целые "краевые системы" с различными впадинами: поднятиями, грабенами, — образование которых совпадает со временем превращения геосинклинальных систем в складчатые сооружения.

Одной из особенностей прогибов, заложившихся на древнем основании, является, по Ю.М. Пушаровскому, наличие в них выступов основания, среди которых различаются два типа: выступы собственно платформенного основания и выступы складчатого основания прогибов. К последним Ю.М. Пушаровский относил гряды Чернышева (на наш взгляд, без достаточных на то оснований, о чем будет идти речь в дальнейшем). Происхождение выступов основания также объясняется особенностями механических свойств платформ, а именно жесткостью древних тектонических структур, в результате чего происходит "узкая пространственная локализация" сильных тектонических напряжений в отдельных участках фундамента окраины древних платформ.

Ю.М. Пушаровский в отличие от Н.С. Шатского придавал довольно большое значение явлению переработки окраинных частей платформ в результате геосинклинального процесса и последующего превращения их в складчатые зоны. Если, как уже говорилось, Н.С. Шатский представлял генетическую связь платформы и складчатой области в основном как процесс превращения вторых в первые,

то к концу 50-х годов получила признание не только идея о возможности складчатой переработки окраин платформы, но и представление о возможности разрушения платформ, регенерации геосинклиналей с последующим развитием новых складчатых зон (Штилле, 1957; Шейнманн, 1959, и др.).

Что касается позиции Ю.М. Пушаровского в вопросе о структурных взаимоотношениях платформ и складчатых областей, то в ней основное место уделено тому влиянию, которое оказывают складчатые зоны на формирование структур платформ: по Ю.М. Пушаровскому, "типы тектонических связей платформенных областей и складчатых зон представляют собой исторические категории, зависящие от интенсивности воздействия складчатых зон на окраины платформ".

Помимо трех известных в литературе типов связей платформ и складчатых зон: краевых швов, краевых прогибов и поперечных краевых структур, — Ю.М. Пушаровским были выделены также еще два типа: "система краевых бассейнов", примером которой является структура Скалистых гор, и "продольные краевые системы", которые, как уже указывалось, образуются в области сочленения молодых платформ и складчатых зон.

В понимании Ю.М. Пушаровского, как вытекает из вышеприведенной цитаты, структурные связи есть специфически пограничные структуры, которые можно классифицировать, разбить на ряд типов. Позже Ю.М. Пушаровский (1970) вновь возвращался к характеристике большинства из них, расширив их круг и дав им новое название — "резонансные структуры". По Ю.М. Пушаровскому, они "возникают в краевых частях платформ в результате воздействия тектонических процессов в смежных геосинклинальных областях" и включают "глыбовые и глыбово-складчатые зоны, продольные и поперечные краевые прогибы и системы, окраинные синеклизы платформ, зоны перикратонных опусканий, впадины восточно-азиатской группы и некоторые другие". Наиболее важно отметить удачную, на наш взгляд, трактовку термина "перикратонное опускание" [сам термин введен Е.В. Павловским (1959)]. По Ю.М. Пушаровскому, это "крупные моноклинальные структуры, характеризующиеся увеличением мощностей отложений в сторону миогеосинклинали, вытянутостью по краю платформ и платформенными чертами разреза". Формирование их "синхронно... собственно геосинклинальной стадии развития сопредельной подвижной зоны". Надо отметить также, что Ю.М. Пушаровский признает в этой статье существование зон линейной складчатости в областях распространения платформенного чехла; эти структуры он также считает резонансными.

Понятием "структурные связи" оперировали и другие исследователи. В.А. Разницын (19626) определяет структурные связи Тимана прежде всего возможностью проследить структуры древнего

плана из области Тимана в смежные территории, определить пространственное положение Тимана относительно других структур и установить тектоническое единство древней структуры Тимана с другими структурами некоторых других областей. В аналогичном значении это понятие употребляют А.Я. Ярош (1966, 1968), И.С. Огаинов и Ф.И. Хатьянов (1962), А.А. Пронин (1971). Эти и некоторые другие исследователи, рассматривая структурные (тектонические) связи Урала и Русской платформы, сводят их по сути дела, к возможности проследить структуры фундамента Русской платформы в глубинные горизонты Уральской складчатой области.

Говоря об истории изучения структурных связей Урала и Русской платформы, нельзя не упомянуть еще об одной, более поздней, статье В.А. Разницына (1969), в которой эти связи трактуются уже диалектически — как взаимосвязи в развитии смежных структур. Наиболее важная, на наш взгляд, идея статьи выражена следующим образом: "Наличие на Урале поперечных структур и коленообразного изгиба с несомненностью указывает на влияние древнего фундамента Восточно-Европейской платформы на более позднее складчатое сооружение Урала. Образование краевого и сопутствующих прогибов, а также аналогичное (с геосинклиналью и краевым прогибом) погружение на платформе указывает на влияние Урала на древний фундамент, который к тому же подвергся переработке в процессе регенерации геосинклинального режима".

Произведенный выше анализ позволяет говорить о том, что в процессе изучения вопроса менялись не только представления о характере структурных связей, но и объем самого этого понятия. Однако нам представляется, что эти различающиеся трактовки термина "структурные связи" не противоречат, а служат дополнением друг другу, если мы ставим своей задачей выяснить историю и предысторию взаимоотношений двух крупных структур (платформы и складчатой области, платформы и геосинклинали), граничащих друг с другом.

Последовательная реставрация и анализ структурных планов территории для ряда наиболее важных этапов тектонического развития территории и выявление специфики пограничных структур на каждом из этапов входят в задачи анализа структуры пограничных областей и являются необходимыми условиями выявления диалектических взаимосвязей структур.

СОВРЕМЕННЫЙ СТРУКТУРНЫЙ ПЛАН РЕГИОНА

Прежде чем приступить к подробной характеристике геологического строения региона, необходимо дать краткое описание принятого нами структурного районирования территории, которое послужит канвой дальнейшего изложения.

Детали современного структурного плана региона определяют в наиболее значительной степени деформациями палеозойско-раннемезозойского возраста. Поэтому основу тектонического районирования составляет здесь выделение структур, возникших к концу указанного времени. Крупнейшими структурами современного плана являются: восточная окраина Русской платформы, сформировавшейся в этой части территории на байкальском основании, и западная окраина герцинской складчатой области Приполярного Урала, находящаяся с юрского времени в состоянии эпигерцинской платформы. На границе эпибайкальской платформы и складчатой области располагается Предуральский краевой прогиб.

В пределах рассматриваемой части эпибайкальской плиты Русской платформы в качестве наиболее крупных структур выделяются Печоро-Ижемская впадина, Печоро-Кожвинский вал, Денисовский прогиб, Усино-Колвинский вал (рис. 1).

Печоро-Ижемская впадина — широкая типично платформенная структура, вытянутая в северо-западном направлении, заполненная отложениями палеозойского и мезозойского возраста, залегающими с резким несогласием на дислоцированных и пронизанных интрузиями отложениях рифейского возраста. Платформенный чехол здесь очень полого погружается в северном и восточном направлении; глубина до фундамента достигает максимальных значений — около 5 км — на границе с расположенным восточнее Предуральским краевым прогибом и в зоне сочленения с Печоро-Кожвинским валом, который ограничивает впадину с северо-востока. С юго-запада впадина граничит с крупной положительной структурой платформы — сооружением Тимана, которое называют по-разному, в частности мегавалом или горст-антиклинорием. Обращает на себя внимание интенсивный характер дислокаций этого в своем роде уникального платформенного сооружения. Дислокации эти были связаны с глыбовыми подвижками фундамента, которые сопровождалась широкими складкообразными изгибами его поверхности (Разницын, 1968). Внутренняя структура Печоро-Ижемской впадины значительно более

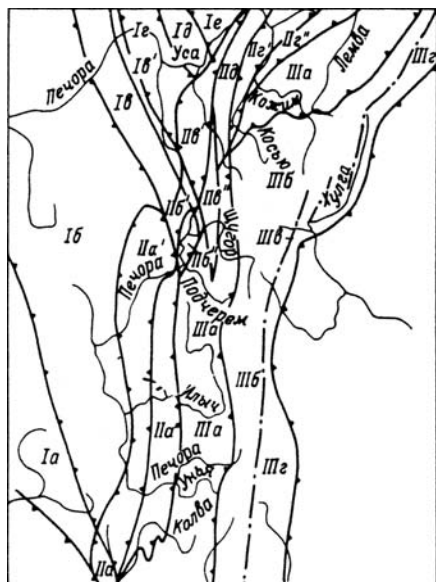


Рис. 1. Обзорная схема тектонического районирования территории Приполяного, Северного Урала и сопредельных районов.

I — эпибайкальская плита Русской платформы:
 Ia — Тиманский мегавал; Ib — Печоро-Ижемская впадина; Iв' — Печоро-Кожвинский вал; Iв'' — Печоро-Кожвинская зона дислокаций; Iг — Денисовский прогиб; Iд — Усино-Колвинский вал; Iе — Хорейверская впадина; II — Предуральский краевой прогиб: IIа — Ксенофонтовское поперечное поднятие; IIа' — внешняя (слабо дислоцированная эпибайкальская) зона Верхнепечорской впадины; IIа'' — внутренняя (складчатая герцинская) зона Верхнепечорской впадины; IIб' — внешняя (слабо дислоцированная эпибайкальская) зона Среднепечорского поднятия; IIб'' — внутренняя (складчатая герцинская) зона Среднепечорского поднятия; IIв' — внешняя (слабо дислоцированная эпибайкальская) зона Большесынинской впадины; IIв'' — внутренняя (складчатая герцинская) зона Большесынинской впадины; IIг' — внешняя (слабо дислоцированная эпибайкальская) зона Косью-Роговской впадины; IIг'' — внутренняя (складчатая герцинская) зона Косью-Роговской впадины; IIд — антиклинорий Чернышева; III — Центрально-уральский мегантиклинорий герцинид: IIIа — Западная структурная зона; IIIб — Осевая структурная зона; IIIв — Главный уральский глубинный разлом; IIIг — Восточная структурная зона; IV — Западно-Сибирская эпигерцинская плита.

проста и определяется наличием нескольких широких структурных террас, осложненных изометричными и валообразными поднятиями, структурными носами и т.д.

Печоро-Кожвинский сложный вал представляет собой сравнительно узкую вытянутую в северо-западном направлении платформенную структуру, в ядрах локальных поднятий которой выходят палеозойские отложения (девонские и моложе), а на относительно погруженных участках развиты мезозойские отложения. Этой положительной структуре соответствует в фундаменте относительно опущенная зона, что связано с инверсионной природой вала. Углы залегания на крыльях локальных структур вала местами достигают 30–35° (обычно они значительно меньше); юго-западное крыло вала, как предполагают, осложнено крутыми кулисообразными надвигами большой амплитуды. К юго-востоку Печоро-Кожвинский вал переходит в Среднепечорское поднятие Предуральского краевого прогиба, связанное с валом общностью допермской истории развития. С северо-востока вал граничит с Денисовским прогибом.

Денисовский прогиб отличается от Печоро-Ижемской впадины значительно большей узостью и прогнутостью (глубина до фундамента достигает около 7 км на границе с Предуральским краевым прогибом). Слои платформенного чехла в прогибе полого погружаются к юго-востоку; внутренняя структура прогиба, видимо, еще более проста, чем структура Печоро-Ижемской впадины. С северо-востока Денисовский прогиб граничит с Усино-Колвинским валом, история развития и структура которого, по-видимому, сходны со структурой и историей Печоро-Кожвинского вала (в частности, оба вала инверсионные). Однако Усино-Колвинский вал в целом более погружен, а его локальные, осложняющие, структуры — более пологие и простые.

Предуральский краевой прогиб представляет собой вытянутую, интенсивно прогнутую структуру на границе эпибайкальской платформы и герцинской складчатой области, заполненную мощными толщами пермско-триасовой молассы, которые залегают на отложениях перикратона, представленных преимущественно группой карбонатных формаций. Внешняя зона прогиба, судя по морфологии структур, принадлежит платформе, внутренняя — складчатой области. Внешняя зона характеризуется очень пологими структурами типа уступов, флексур, в меньшей степени характерны поднятия (например, Сынинский вал северо-западного простирания, который можно рассматривать как кулису Усино-Колвинского вала). Наиболее погруженные участки ложа краевого прогиба наблюдаются на востоке зоны — близ оси прогибания, где глубины местами достигают 4–5 км. Глубины до байкальского фундамента на этих же участках достигают, судя по данным гравиметрии, 10–11 км. Внешняя граница прогиба на боль-

шей части территории устанавливается довольно четко по наиболее резкому изменению градиентов мощностей терригенных толщ моласы при переходе от плиты к прогибу. Внутренняя, западная, зона прогиба характеризуется развитием линейных структур — обычно крупных крутых асимметричных линейных антиклиналей, гребневидных и валообразных, в сочетании с более широкими коробчатыми синклиналями; отмечаются и участки более мелкой интенсивной линейной складчатости. По восточной границе Предуральского краевого прогиба наблюдается резкое воздымание карбонатного ложа краевого прогиба, выходящего в ядрах и на крыльях крупных антиклиналей. Предуральский прогиб пересекается в рассматриваемом районе двумя положительными поперечными структурами — Среднепечорским поперечным поднятием и южной частью антиклинория ("гряды") Чернышева, в результате чего этот прогиб распадается на три относительно обособленные впадины: Верхнепечорскую, Большесынинскую и Косью-Роговскую; Среднепечорское поднятие, которое, как уже говорилось, является продолжением Печоро-Кожвинского вала, имеет северо-западное простирание; в то же время простирание некоторых крупных линейных локальных структур, осложняющих это поднятие, приближается к уральскому. Антиклинорий Чернышева, напротив, является непосредственным продолжением линейноскладчатых структур западного склона Урала, ответвляющихся от основного ствола уральских складок во внешнюю, платформенную, зону Предуральского краевого прогиба. Для антиклинория характерно развитие интенсивных линейных складок, осложненных надвигами, так что его структура местами приобретает чешуйчатый характер.

К востоку от Предуральского краевого прогиба располагается мегантиклинорий Приполярного Урала, на крыльях которого наблюдаются разнофациальные толщи палеозойского (ордовикско-пермского) возраста; в ядре же выходят преимущественно отложения рифейско-вендского (возможно, местами и раннекембрийского) возраста, слагающие байкальский фундамент складчатого сооружения, и лишь в отдельных сохранившихся от эрозии синклиналях наблюдаются отложения ордовикского возраста, залегающие с разрывом и угловым несогласием на протерозойско-раннекембрийских. Для удобства изложения мы обозначаем западное крыло, ядро и восточное крыло мегантиклинория как соответственно Западную, Осевую и Восточную структурные зоны севера Урала.

Западная структурная зона севера Урала характеризуется развитием линейноскладчатых палеозойских толщ, отлагавшихся в течение ордовикско-каменноугольного времени в пределах двух структурно-формационных зон, названных нами условно известняковой и сланцевой. Для первой, занимающей большую часть территории рассматриваемой зоны, характерно развитие таких формаций, как изве-

стняковая, известняково-терригенная, терригенная формация кварцевых песчаников и глин и др., т.е. тех же формаций, что и в краевой части современной эпибайкальской платформы. Более восточное положение занимают участки, где сохранились формации сланцевого типа: кремнисто-глинисто-сланцевая, известняково-глинисто-сланцевая и др.

Западная зона неоднородна в структурном отношении, в ее пределах выделяются поперечные поднятия и опускания (с юга на север): Верхнепечорское поперечное опускание, Илыч-Подчерское поперечное поднятие, Шугорское поперечное опускание, Кожимское поперечное поднятие, Лемвинское поперечное опускание. Те же поперечные поднятия и опускания характерны и для Осевой структурной зоны Урала; граница между Западной и Осевой зонами на значительном протяжении эрозионная. В Западной структурной зоне для областей поднятия обычно характерны более простые структуры, сравнительно слабо осложненные разрывными нарушениями; наоборот, в областях опусканий помимо сложных линейных складок в большей степени развиты надвиги, амплитуда которых нередко измеряется километрами. В Осевой структурной зоне Урала, где на поверхность выходит байкальское основание складчатого сооружения, современная структура доордовикских метаморфических толщ представляет собой суммарный результат мощных деформаций байкальского и герцинского этапов, причем особенности складчатых процессов байкальского этапа определяют специфику этой современной структуры. В частности, наблюдается искаженный последующими деформациями гранито-гнейсовый купол с комплексом лейкократовых гнейсов в ядре и конкордантными интрузиями гранитов на крыльях (Хобеизский антиклинорий байкалид). В структуре доуралид (байкалид) выделяются также Маньхамбовский антиклинорий и Саблинский синклинорий, которые также искажены герцинскими деформациями и лишь частично входят в Осевую зону Урала, а частично прослеживаются, по геофизическим данным, в фундаменте Западной структурной зоны Урала. Развитые в Осевой структурной зоне синклинали герцинского комплекса обнаруживают определенную зависимость их морфологии от особенностей строения байкальского этажа. В частности, синклинали уралид, сохранившиеся от эрозии в непосредственной близости от байкальских гранитных массивов, обычно следуют простираниям контактов этих массивов, окаймляя последние.

Восточная структурная зона характеризуется развитием смятых в довольно простые складки палеозойских толщ, представленных преимущественно формациями вулканогенно-осадочной группы, которые погружаются к востоку под полого залегающие юрские и более молодые отложения чехла молодой эпигерцинской Западно-Сибирской плиты. Большая часть Восточной зоны может рассматри-

ваться как обнаженный фрагмент западного крыла Тагильского синклинория, который полностью выходит на поверхность лишь в более южных районах Урала. Восточная структурная зона отделяется от Осевой Главным уральским глубинным разломом, вдоль которого размещается габбро-пироксенит-плагιοгранитный комплекс. Сейсмическое зондирование в более южных районах Урала показывает, что зеленокаменные синклинории отличаются от структур, расположенных западнее, резко сокращенной мощностью (или полным отсутствием) "гранитного слоя". Принимая во внимание большую устойчивость продольных структурных зон Урала, можно предположить, что в рассматриваемом районе глубинный разлом разграничивает блоки земной коры с разным глубинным строением.

СТРАТИГРАФИЯ

Протерозой

Протерозойские отложения (и, возможно, раннекембрийские, которые до сих пор достоверно не выделены) в пределах платформенной части рассматриваемой территории слагают байкальский фундамент; на Урале ему соответствует нижний структурный этаж складчатой системы, выделяемый обычно как комплекс доуралид. На рассматриваемой территории протерозойские отложения выходят на поверхность лишь в Осевой структурной зоне Урала; в западной, платформенной, части они вскрыты несколькими скважинами. Представлены протерозойские отложения двумя главнейшими типами разрезов: 1) западным, сланцевым, и 2) восточным, осадочно-вулканогенным. Первый тип разреза развит в фундаменте плиты Русской платформы к юго-западу от Печорской гряды и к западу от Предуральского краевого прогиба; более или менее полные разрезы этого типа развиты лишь в обнажениях хребта Пае (п-ов Канин). Разрезы восточного типа изучены нами в осевой полосе Приполярного и осевой части Северного Урала.

Приполярный и Северный Урал в пределах вулканической зоны байкалид. Стратиграфия метаморфических толщ Центральной зоны Урала, попытка расчленения которых в пределах рассматриваемого района впервые была предпринята Е.С. Федоровым (1896–1898), разрабатывалась целым рядом исследователей: А.Н. Алешковым (1928, 1937), Н.А. Сириным (1945), В.А. Варсанофьевой (1940), К.А. Львовым (1957, 1959, 1965), М.В. Фишманом (1956, 1960), Б.А. Голдиным (1962), Г.А. Черновым (1962), В.Н. Гессе (1962), М.С. Бельским (1963), А.Д. Миклухо-Маклаем и Я.Р. Пахло (1965) Л.Т. Беляковой (1965, 1972), А.П. Белоусовым, А.В. Пономаревым и А.В. Цымбалюком (1967), В.Н. Малашевским (1967), В.С. Шальных (1969), В.Н. Пучковым и М.Е. Раабен (1972) и многими другими исследователями.

В 40–50-х годах наиболее употребительной была схема К.А. Львова (1957, 1959, 1965). Схема эта хорошо известна, и мы приводим лишь ее краткую характеристику. В низах разреза метаморфических толщ К.А. Львов выделяет шатмагинскую свиту, или комплекс, протерозойского возраста, представленную кристаллическими сланцами, гнейсами и амфиболитами. Выше выделена лянпинская серия раннекембрийского возраста в составе трех свит: ошиз-

ской (кварцитовой), пуйвинской (сланцевой) и шокурьинской (карбонатной). Верхняя часть разреза доордовикской толщи представлена на Приполярном Урале, по К.А. Львову, патокской серией ниже-среднекембрийского возраста в составе хобеинской свиты, сложенной преимущественно кварцитами и кварцево-серицитовыми сланцами с редкими прослоями эффузивов, и маньинской свитой, наиболее сложного состава, сложенной сланцами, известняками, основными и кислыми эффузивами. Кембрийский возраст ляпинской и патокской серий устанавливался на основании находок водорослей и археоциатоподобных организмов, определенных А.Г. Вологдиным. В 60-х годах благодаря широкому развитию детальной геологической съемки появились новые данные, позволившие ряду исследователей (М.С. Бельский, Л.Т. Белякова, Н.Н. Дэви, В.С. Шальных, А.П. Белоусов, А.В. Пономарев, А.В. Цымбалюк, Я.Р. Пахло, В.Ф. Петров и др.) внести коррективы в выводы К.А. Львова. В частности, изменились представления о возрасте метаморфических толщ. Рядом геологов (Фишман, 1960; Фишман, Голдин, 1963; Голдин, 1962) высказывались сомнения по поводу правильности палеонтологических определений и отнесений указанных толщ к кембрию и предполагался их рифейский возраст, — как это ранее считали Н.С. Шатский, Б.М. Келлер, В.В. Меннер, М.Е. Раабен. В последние годы получены новые определения микропроблематик и фауны метаморфических толщ Центральной зоны Приполярного Урала, позволяющие более обоснованно говорить о протерозойском возрасте большей части разреза древней толщи (Миклухо-Маклай, Пахло, 1965; Вологдин, 1967; Белякова, 1972; Пучков, Раабен, 1972).

М.С. Бельским (1963) на основании данных, полученных в ходе геологической съемки в верховьях рек Б. Патока и Шокурьи, было сделано предположение о том, что ошизская, пуйвинская и шокурьинская свиты стратиграфических разрезов, относимые К.А. Львовым к кембрию, являются метаморфизованными аналогами тельпоской, хыдейской и щугорской свит ордовика.

Работами ряда геологов (Фишман, Голдин, 1963; Бельский, 1963) была показана неудачность выделения шатмагинской свиты, развитой, по К.А. Львову, в водораздельной полосе Приполярного Урала. Обнажающиеся здесь высокометаморфизованные породы в настоящее время большинством авторов относятся к более молодым свитам. В последнее время появились также данные для выделения лаптопайской свиты, которая помещается выше маньинской свиты или рассматривается как фациальный аналог верхов этой свиты (К.А. Львов в 1965 г. отнес эту толщу к шокурьинской свите). Таким образом, большинство исследователей приходят к выводу о неудачности произведенного К.А. Львовым выделения стратотипов его свит. Тем не менее стратиграфическая схема, предложенная К.А. Львовым, настолько укоренилась, что большинство исследова-

Комплекс, система		Литологический разрез		Мощность
Ордовик	Тельпасская			< 2000 м
Венд	Лалто-рабская			> 700 м
	Маньинская			> 1500 м
Верхний рифей	Хобейнская			> 700 м
	Нижний и средний рифей?	Пуйдин. и шокурьин. нерасчл.		
Нижний и средний протерозой?	Ошзская			200-300 м
	Николайшорская			> 2000 м



1



2



3



4



5



6



7



8



9



10



11



12



13

телей, к которым относится и автор, считают нецелесообразным полностью отказываться от нее, предпочитая делать коррективы существующей схеме путем введения новых свит и замены стратотипов. Исправления, вносимые в схему расчленения рассматриваемых толщ разными геологами, не всегда совпадают. Однако несмотря на различия в трактовке объема свит в настоящее время можно констатировать, что в целом представления о характере разреза более или менее устоялись и корреляция новейших стратиграфических схем не представляет таких исключительных трудностей, как это было сравнительно недавно.

В настоящее время мы считаем возможным придерживаться следующей схемы расчленения метаморфических толщ Осевой зоны, в основном соответствующей ранее изложенным представлениям геологов Коми филиала АН СССР (Фишман, 1960; Голдин, 1962; Фишман, Голдин, 1963; Голдин, Фишман, 1967) с некоторыми изменениями (рис. 2).

1. Николайшорская свита (ранний или средний протерозой?). Впервые выделена М.В. Фишманом и Б.А. Голдиным (1963). Распространена в верховьях р. Кожима и в среднем течении рек Народы и Маньи, где слагает ядро байкальского Хобеизского антиклинория, представлена биотитовыми и двуслюдяными гнейсами, кварцево-цизо-амфиболовыми сланцами с прослоями и линзами амфиболитов, амфиболитовых и других сланцев и кварцитов. Мощность свиты свыше 2000 м. Свита занимает место шатмагинской свиты схемы К.А. Львова. Но на горе Шатмага (в стратотипе) она, по нашим данным, отсутствует, развитые здесь гнейсы связаны с контактовым ореолом Хартесского гранито-гнейсового интрузивного массива.

2. Ошизская свита (верхи среднего протерозоя или нижний рифей?). Светло-серые слюдяные полевошпатовые кварциты и слюдяные сланцы. Мощность 200–300 м. Внизу местами отмечаются кварцево-галечниковые, нередко гравийные конгломераты; в верхней части — протяженные линзы мраморов с остатками водорослей

Рис. 2. Схематизированная стратиграфическая колонка протерозойских и раннепалеозойских отложений Приполярного Урала.

1 — конгломераты; 2 — полимиктовые песчаники, туфопесчаники; 3 — кварцито-песчаники и сланцы; 4 — серцито-кварцевые сланцы; 5 — филлиты; 6 — кристаллические сланцы; 7 — мраморизованные известняки и доломиты; 8 — порфириты и порфиритоиды; 9 — фельзит-порфиры, кварцевые порфиры, порфириоиды; 10 — амфиболиты; 11 — гнейсы; 12 — находки строматолитов; 13 — находки микрофитолитов.

Nelcanella и *Murandavia magna* Vologd. (Вологдин, 1967) в связи с чем возраст соответствующих отложений датируется А.Г. Вологдиным как верхи среднего или низы верхнего протерозоя Верхняя часть этой свиты соответствует щокурьинской свите в понимании Л.Т. Беляковой, М.Н. Дэви, В.С. Шальных. Полоса развития ошизской свиты опоясывает площадь развития николайшорской свиты.

М.В. Фишман и Б.А. Голдин (1963) предполагают, что ошизская свита в Кожимском районе залегает несогласно или с перерывом на различных горизонтах николайшорской свиты. В более южных и восточных районах (хребет Дьявола-из и в междуречье М. Тынаготы и Хальмер-ю) геологи ТТГУ Г.Г. Ефимов, М.П. Мезенцев и другие отмечают наблюдаемое в обнажениях несогласное залегание слюдисто-полевошпатовых, кварцево-известковистых кварцито-песчанников и конгломератов на сланцево-гнейсовом комплексе, сопоставимом с николайшорской свитой. Хотя указанные авторы приписывают кварцевитовой толще ордовикский возраст, она может оказаться древней, ошизской.

3. Пуйвинская свита (нижний или средний рифей?). Сложена черными, темно-серыми с зеленоватым оттенком, часто с серебристым блеском на плоскостях сланцеватости микроплоччатыми кварцево-слюдяными, кварцево-слюдяно-хлоритовыми сланцами, иногда с гранатом; эти породы представляют собой скорее всего метаморфизованные алевролиты и аргиллиты типа аспидных сланцев. Встречаются пачки кварцево-хлоритовых, кварцево-цоизито-хлоритовых и диабазовых сланцев (метаморфизованных эффузивов) и тела относительно массивных метадиабазов. Мощность свыше 1000 м. Свита развита на периферии Хобеизского антиклинория. Залегает согласно на ошизской свите.

Вулканогенные породы пуйвинской свиты образуют пачки мощностью до 100 м, составляя 20–30% от общего объема свиты. В их чередовании не улавливается какой-то закономерности, однако следует отметить частую приуроченность вулканогенных образований к отложениям со значительной карбонатной зараженностью.

В строении лавовых покровов, мощность которых обычно не превышает 10–25 м, принимают участие афировые и порфиновые базальтовые и диабазовые порфириды; лаво-пирокластический материал играет подчиненную роль.

4. Щокурьинская свита (нижний или средний рифей?). Представлена сильно метаморфизованными базальтовыми порфиритами с прослоями или линзами мраморов. Мощность 100–400 м. Залегает согласно на пуйвинской свите и слагает крылья Хобеизского антиклинория.

Мраморы, по появлению которых выделяется свита, присутствуют неповсеместно и не образуют хорошо прослеживаемого гори-

зонта, поэтому нам кажется нецелесообразным расчленять шокуринскую и пуйвинскую свиты на мелкомасштабных геологических картах.

Вулканогенные образования, входящие в состав шокуринской свиты, приближаются по своему характеру к пуйвинским, образуя единую серию. В строении покровов здесь принимают участие базальтовые порфириды; их туфы и лавобрекчии также играют подчиненную роль. Эффузивному вулканизму синхронны и комагматичны наибольшие гипабиссальные интрузии габбро-диабазов, габбро, диоритов, реже плагиогранитов. Они слагают силлы, дайкообразные или линзообразные тела (Сирин, 1962). В большинстве случаев вулканогенные породы как шокуринской, так и пуйвинской свит находятся в стадии зеленосланцевого изменения и превращены в хлоритовые, эпидот-хлорит-роговообманковые, эпидот-кварц-кальцит-хлоритовые сланцы (Фишман, Голдин, 1963). Неизменные эффузивы по петрохимическим коэффициентам (Голдин, Пучков, 1970) близки к средним типам базальтовых, диабазовых и андезитовых порфиритов по Дели; химический состав пород в большинстве случаев варьирует в широких пределах.

5. Хобеинская свита (средний – верхний рифей?). Свита в Вангырско-Патокском районе представлена преимущественно светло-серыми, сливными плотными сахаровидными, с грубоплитчатой отдельностью кварцитами. В подошве местами присутствуют линзы конгломератов, наличие которых указывает на вероятность разрывов в основании свиты; в восточных и южных разрезах в низах свиты залегают темно-серые, зеленовато-серые, буроватые слюdistые кварциты, кварцито-хлорито-серицитовые сланцы, иногда микроплитчатые. Выше залегают темно-серые, серые серицито-кварцевые, кварцево-хлорито-сланцевые сланцы.

В верховьях рек Кожима и Хальмер-ю облик хобеинской свиты несколько иной; характерной чертой ее здесь является широкое развитие наряду с кварцево-хлоритово-серицитовыми сланцами также аркозов, которые замещают кварциты. На р. Хальмер-ю в аркозах хобеинской свиты нами отмечалась галька гранитов.

Мощность свиты в указанных районах 600–700 м.

В более южной части района к хобеинской свите отнесены обнажающиеся на хребте Илычский Поясовой Камень кварциты — белые, зеленоватые, розоватые, плотные, нередко сахаровидные, переходящие в кварцево-серицитовые сланцы. Иногда отмечается присутствие небольшого количества полевых шпатов. Мощность толщи кварцитов колеблется в пределах 250–500 м. Ниже наблюдаются плосчатые, плитчатые кварцево-сланцево-хлоритовые, кварцево-хлоритовые сланцы (преимущественно апоалевриты, апопелиты и метаморфизованные эффузивы) нерасчлененных пуйвинско-шокуринских отложений.

6. Маньинская свита (верхний рифей, венд и нижний кембрий?). Свита развита в Саблинском синклинии и на восточном крыле Маньхамбовского антиклинория. Низы свиты представлены темно-серыми, фиолетовыми филлитами, кварцево-серицитовыми сланцами, туфопесчаниками и туффитами, чередующимися в северо-восточной части Осевой зоны с прослоями мраморизованных доломитов и известняков, в которых найдены строматолиты, онколиты и катаграфии.

Возраст маньинской свиты был первоначально определен как верхи нижнего и средний кембрий (Львов, 1959) по находкам в известняках на р. Хаталамби (Кожимский район) проблематик, определенных А.Г. Вологдиным [*Renalcis* sp., *Hyolithes* (?), *Epiphyton* sp. и др.]. Водоросли плохой сохранности из аналогичных отложений Вангырского района были определены А.Г. Вологдиным предположительно как *Osagia bothrydioformis* (Krasn.), *Osagia* sp. и *Solenopora* sp., что, по его мнению, указывало также на кембрийский возраст отложений (Чернов, 1962). Представление о кембрийском возрасте и сейчас поддерживается некоторыми исследователями (Малышевский, 1967). Однако еще в 40-х годах Н.С. Шатский ставил под сомнение правильность отнесения древних толщ севера Урала к кембрию. Этого же мнения придерживались В.В. Меннер, М.В. Раабен, Б.М. Келлер, М.В. Фишман, Б.А. Голдин и ряд других исследователей.

В последнее время было произведено переопределение проблематик маньинской свиты. По материалам Л.Т. Беляковой (1972) из того же обнажения на р. Хаталамби, где А.Г. Вологдиным были определены кембрийские органические остатки, З.А. Журавлева определила катаграфии *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnopop.), *V. concretus* Z. Zhur., *V. porrectus* Z. Zhur., *Nubecularites abustus* Z. Zhur., характерные для юдомского комплекса Сибири.

Из того же пункта и верховьев р. Еркусея Е.Е. Забродиным определены по сборам Л.Т. Беляковой *Osagia milsteinae* Zabr., *O. pullata* Zabr., *Vesicularites elongatus* Zabr., *V. vapolensis* Zabr., характерные, по его мнению, для верхов рифея (верхнеминьярских слоев) и низов венда. По сборам М.Р. Пахло (1963 г. и позже) из маньинской свиты Вангырского района З.А. Журавлевой были определены онколиты и катаграфии *Ambigalamellata pilae* Z. Zhur., *Volvatella crassa* Z. Zhur., *Nubecularites uniformis* Z. Zhur., характерные для юдомского комплекса (венда) Сибири, а также *Osagia argillosa* Milst., *Osagia columnata* Reitl., *Vesicularites flexuosus* Reitl., *Vesicularites compositus* Z. Zhur., характерные для среднерифейских отложений ряда районов Сибири.

По сборам В.Н. Пучкова (1963 г.) из той же толщи (обнажение, расположенное по правому берегу ручья Аэродромный) З.А. Журавлевой дополнительно к приведенному списку среднерифейских форм определена *Osagia torta* Milst.; отмечены также находки строматолитов плохой сохранности, имеющих, по заключению М.Е. Раабен, рифейский облик. Присутствие в одном списке среднерифейских и вендских форм позволяло, однако, предполагать возможность ошибок в определениях или интерпретации материала, что заставило автора в 1968 г. провести дополнительные исследования по стратиграфии верхней части метаморфической толщи в Вангырском районе.

Мной были собраны строматолиты и микрофитолиты из 4 обнажений доломитов, принадлежащих низам маньинской свиты в Вангырском районе. Эти органические остатки были определены М.Е. Раабен и В.Е. Забродиным и разделены на 2 близких по возрасту комплексов. Нижний комплекс, определенный из линзы доломитов в обн. 156 (Пучков, Раабен, 1972, рис. 1), отвечает бьянжской подсвете миньярской свиты (верхи верхнего рифея): *Osagia milsteinae ruminatus* Zabr., *Vesicularites elongatus* Zabr., *V. enigmatus* Zabr., *V. vapolensis* Zabr., *V. raabena* Zabr.,

Определения среднерифейских форм из этого обнажения В.Е. Забродин не повторил и, видимо, считал их ошибочными, как и в ряде аналогичных случаев (Забродин, 1968а и 1968б). В обн. 146 (ibidem) в той же линзе доломитов, в которой найден указанный комплекс микропроблематик, М.Е. Раабен определена *Poludia* sp., близкая по типу текстуры к *P. polymorpha* Raab., которая характерна для верхней подсветы низьвенской свиты Полюдова кряжа.

Верхний комплекс (вендский) представлен микрофитолитами: *Radiosus polaris* Zabr., *R. punctatus* Nar., *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.), *V. lobatus* Reitl., *Volvatella* sp., *Asterosphaeroides* aff. *ruminatus* Zabr., *Osagia svalbardica* Milst., *O.* aff. *maculata* Zabr. и строматолитами *Poludia russa* Raab. (обн. 273, 286, ibidem).

К сожалению, разрозненность указанных обнажений и сложная дислоцированность толщи, содержащей линзы доломитов с органическими остатками, не позволяет в настоящее время составить детальный стратиграфический разрез нижней толщи маньинской свиты с точной привязкой органических остатков. Однако в целом эти данные позволяют более уверенно датировать верхи разреза метаморфических толщ Приполярного Урала. Поскольку выше толщи филлитов с линзами доломитов согласно залегает мощная, иногда более 1000 м, толща эффузивов и местами толща полимиктовых пород, а последние в свою очередь с размывом и резким угловым не-

Т а б л и ц а 1

Схема сопоставления верхнерифейско-вендских отложений Урала

Возраст	Башкирский антиклинорий	Полюдов кряж (Келлер, 1968а)	Вангырский район Приполярного Урала
Венд	Ашинская свита	Ашинская серия	Лаптолайская свита ?
	Укская свита	Чурочная серия	Маньинская свита (без толщи кислых эффузивов)
	Миньярская свита	Низьвенская свита	Хобейнская свита
Инзерская свита			
Верхний рифей	Катавская свита		

согласием перекрываются фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего ордовика, возраст доордовикских отложений в целом датируется как самый конец рифея – венд (– ранний кембрий?) (табл. 1). Эти датировки подтверждаются также находкой в низах маньинской свиты на р. Косью верхнерифейских строматолитов *Inseria dgegimi* Raab. (Фишман, 1971).

Толща эффузивов маньинской свиты начинается, как правило, с пород основного состава. Наиболее обычны образования лавовых покровов диабазовых, андезито-базальтовых и базальтовых порфиритов, составляющих до 90% мощности толщи. Сравнительно редко встречаются лавы андезитовых, дацитовых и андезито-дацитовых порфиритов. Покровы часто группируются в пачки мощностью до нескольких сотен метров. Лаво- и пирокластические образования разнообразные: туфы и лавобрекчии базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов распространены локально, образуя в отдельных участках линзовидные тела.

Породы гипабиссальной фации — пластовые залежи, силлы и дайки габбро-диабазов, диабазов, диоритов и диабазовых порфиритов — отмечаются как в поле развития вулканогенных образований, так и среди нижележащих пород метаморфической толщи. Продукты метаморфизма вышеописанной группы, пользующиеся широким распространением, представлены обычно зелеными сланцами с переменным содержанием альбита, актинолита, эпидота, цоизита, хлорита и кварца.

По петрографическим особенностям большая часть пород принадлежит к нормальной известково-щелочной ассоциации. Положение вариационной линии пород базальтовой формации указывает иногда на их незначительно повышенную щелочность по сравнению со средними типами по Дели.

Верхи свиты в ряде участков сложены кислыми эффузивами. Кислые эффузивы слагают в основном лавовые покровы липаритового состава; иногда наблюдаются маломощные (до 10 м) быстро выклинивающиеся потоки. Весьма ограниченным распространением пользуются покровы дацитовых порфиров. Пирокластолиты, образующие пластовые и линзовидные тела, представлены разнообломочными туфами, реже туфобрекчиями и агломератовыми лавами кислого и смешанного состава. Характерны краснокаменные изменения пород.

Вулканыты кислого состава либо залегают на породах базальтового ряда, либо переслаиваются с ними в нижних частях разрезов.

Гипабиссальная фация — дайки, штоки и жилы — представлена липаритовыми порфирами и гранит-порфирами. Приведенный Е.П. Калинин (1972) сравнительный статистический анализ металлогенической специализации, средних значений содержания аксессуарных элементов и корреляционных связей между элементами в доордовикских гранитах и липаритах свидетельствует об идентичности геохи-

мического облика этих близких по возрасту пород, которые, очевидно, образовались из единого магматического очага. Геологические взаимоотношения липаритов и гранитов в разных местах различны. Широко известны факты прорывания гранитами покровных липаритовых порфиров (массивы Малдинский, Малопатокский, Торговский). В то же время М.В. Фишман и Б.А. Голдин (1962) отмечают наличие даек липаритов повышенной щелочности в пределах массивов Илья-из, Вангырского, Водораздельного, Малдинского и др., параллелизуя их с Пайпудынским дайковым комплексом по И.А. Петрову. Л.Т. Белякова отмечает в бассейне р. Пеленгичея (р. Еркусей) залегание толщи липаритов с несогласием на низах маньинской свиты, причем в основании этой толщи лежат конгломераты с гранитной галькой.

Образованием липаритов знаменуется орогенный этап развития (порфировая формация). Одновременно с образованием этой формации начинается интенсивная складчатость, внедрение "синтектонических" гранитоидов и накопление мощной толщи обломочных пород лаптопайской свиты, образовавшихся за счет размыва местного материала. Общая мощность маньинской свиты 1500–2000 м.

Особое положение занимает относимая обычно к маньинской свите серия преимущественно основных эффузивов, в верхней части которой появляются более кислые и щелочные разности. По данным Б.А. Голдина, она развита по западной границе Осевой структурной зоны Урала (горы Тельпос-из, Лорцемпея и далее к северу от долины р. Б. Патока). Нами аналоги этой серии обнаружены еще севернее — на восточном отроге горы Конгломератовой (гора Лапа-пай) в бассейне ручья, стекающего с этой горы к югу и впадающего в р. Вангыр. В верховьях правого притока этого ручья наблюдается толща, представленная переслаиванием диабазовых и базальтовых порфиритов и афиритов, трахиандезитовых, трахибазальтовых порфиритов с мощными прослоями туфов трахилипаритовых порфиров* и маломощными прослоями кварцево-серицитовых сланцев и филлитов. Отмечаются туфоконгломераты и туфобрекчии. Верхняя часть толщи красноцветная, в верхах наблюдается прослой крупногалечного конгломерата, в цементе которого отмечены крупные обломки кварца и микроклина (продукты разрушения гранитов), а среди галек — небольшой валунчик темно-красного кварц-микроклинового гранита аляскитового типа с развитием микропегматитовых сростков. Эта толща, мощность которой составляет первые сотни метров, перекрыта сиреневыми косослоистыми кварцито-песчаниками ордовика. Угловое несогласие с ордовиком присутствует, однако выражено оно весьма слабо: при совпадении простираний угол падения пород об-

* Шлифы просмотрены Б.А. Голдиным.

ломочно-эффузивной серии на $10-15^\circ$ больше, чем угол падения заведомо ордовикских розовых кварцитов (соответственно $20-25$ и 35°). Характер нижней границы серии не установлен. Породы описанной толщи, развитой в районе горы Конгломератовой, не только по составу, но и по внешнему облику очень похожи на толщу, описанную Б.А. Голдиным на горе Лорцемпея.

Нижний возрастной предел этой эффузивной серии, выделяемой под названием лорцемпейской, определяется тем, что среди туфов трахилипаритов встречаются обломки гранитов, а верхний — тем, что породы ее перекрываются отложениями ордовика. Б.А. Голдин допускает раннеордовикский возраст верхов этой серии. Если это так, то ее надо выделять в особую свиту, однако прямых данных о трансгрессивном залегании этой серии на маньинской свите не имеется, так что мы относим ее (сугубо условно!) к маньинской свите. В целом это сложная ассоциация пород, представленная в типичном выражении лавовыми покровами трахиандезитовых, базальтовых, андезито-базальтовых и диабазовых порфиринов, реже пикритовых порфиритов, спилитов, трахитов, ортофиров, трахилипаритов, а также их лаво- и пирокластическими образованиями. Эти породы слагают обычно невыдержанные по простиранию, чередующиеся между собой пачки мощностью до 20 м. Встречаются красноцветные лавы субщелочного состава наземной фации (южный склон хребта Лорцемпея и горы Конгломератовой).

Гипабиссальная фация — штоки, дайки, силлы — представлена габбро, эссекситовыми габбро, эссекситовыми диабазами, диоритосиенитами, монцонитами, сиенитами и щелочными гранитами. Довольно часто внутри силлов встречаются разности габбро-диабазов, содержащие микропегматит кварц-альбитового и кварц-микроклинового состава. В ряде участков с этими породами ассоциируют дайки пикритовых порфиритов. Химический состав серии указывает на то, что среди более основных разностей наряду с породами нормального щелочноземельного ряда встречаются образования с повышенной щелочностью. Наблюдается нормальная последовательность от основных к кислым при все увеличивающейся щелочности. В целом описанные породы приближаются к субщелочному типу лав Этны, занимая промежуточное положение между щелочно-оливиновыми и толеитовыми базальтовыми формациями.

Послегранитный возраст, вероятная приуроченность к зонам разломов, особенности химизма и положение в верхах разреза позволяют допустить позднеорогенный или даже посторогенный (рифтогенный?) характер лорцемпейской формации и ее субинтрузивных коагматов.

С лорцемпейской серией пространственно связаны дайки и штоки пикритовых порфиритов, которые выделялись в соответствующую формацию (Голдин, Пучков, 1970). В последнее время появились

данные (Голдин, Пучков, 1974), позволившие выделить в Патокском районе формацию щелочных базальтоидов и провести аналогию между ней и меймеча-котуйской формацией.

7. Лаптопайская свита (венд – нижний кембрий?). Эта свита, развитая весьма локально, преимущественно в пределах поля развития маньинской свиты, представлена темно-серыми, буроватыми, светло-серыми песчаниками, конгломератами, филлитами и туфопесчаниками. Широко развиты силлы и дайки (базальтовые, андезитовые, трахибазальтовые порфириды и др.). В целом по своему химизму они почти идентичны базальтоидной серии маньинской свиты. Мощность толщи не менее 700 м. Для всей толщи характерны породы полимиктового состава, в которых встречаются обломки всех нижележащих пород, особенно кварцитов хобеинской свиты (истоки М. Патока, гора Лапто-пай, левобережье Вангыра).

Нижний возрастной предел свиты определяется ее залеганием на толще основных эффузивов маньинской свиты, которые подстилаются толщей филлитов и доломитов с миньярско-вендским комплексом проблематик. Верхний возрастной предел свиты определяется тем, что на ней с перерывом и весьма отчетливым географическим несогласием залегают ордовикские отложения, представленные в низах мощной толщей конгломератов, кварцито-песчаников и сланцев (тельпосской свиты). Местами (особенно в Вангырском районе) между протерозойско-кембрийскими и ордовикскими толщами наблюдаются угловые и даже азимутальные несогласия.

Из описания лаптопайской свиты видно (подробнее см.: Пучков, Раабен, 1972), что эта мощная толща резко отличается по составу и формационному характеру от нижележащих отложений и отвечает важнейшему этапу развития территории. Поэтому она должна выделяться в качестве самостоятельной свиты, а не как часть маньинской свиты.

Возможно, однако, что лаптопайская свита является фациальным аналогом верхней, липаритовой, толщи маньинской свиты. В пользу этого говорят следующие данные.

1. Лаптопайская свита залегает на толще эффузивов преимущественно основного состава, сопоставимой со средней, а не верхней частью маньинской свиты.

2. Отложения верхов маньинской свиты носят субконтинентальный характер, и поэтому где-то должны были накапливаться и одновозрастные им обломочные отложения.

3. Залегание липаритов с размывом на низах маньинской свиты в районе ручья Еркусей также говорит в пользу того, что к концу маньинского времени существовали поднятия, подвергавшиеся размыву (а значит, были и прогибы с накоплением обломочных толщ).

В случае, если эти рассуждения справедливы, следует рассматривать и лаптопайскую обломочную толщу, и липариты верхов маньинской свиты в составе орогенного комплекса, относя их соответственно к молассовой и порфириковой формациям (рис. 3, см. вкладку).

Рифей сланцевой зоны байкалитид. Для общей характеристики пород, слагающих эту зону, мы приводим краткое суммарное описание пересечений метаморфических толщ в северной части Канина Камня, где, по нашему мнению, разрез наиболее полный, а тектонические дислокации относительно просты.

По рекам Песцовой и М. Бугрянице в низах разреза наблюдается очень однообразное переслаивание апоалевритов (массивных темно-серых плагиоклаз-биотит-кварцевых сланцев) и апопелитов (углистых слюдяно-кварцевых сланцев с гранатом) с прослоями массивных кварцитовидных пород такого же состава. Вверх по разрезу к северо-востоку (в сторону верховий указанных рек) увеличивается количество пелитового материала. В толще регулярно повторяются через 1,5–2 м слои первоначально песчано-карбонатного состава. Отмечаются тонкие метаморфизованные конкреции (также первоначально кварц-карбонатные). Мощность этой части разреза 1,5 км. Выше, в верховьях рек, характер пород остается в общем прежним, но прослой карбонатных апопесчаников исчезают, толща представлена чередованием тонкочешуйчатых кварцево-гранат-слюдяных сланцев со слоями более грубозернистых с лепидогранобластовой структурой гранато-слюдяно-кварцевых сланцев.

Далее к северо-востоку, на водоразделе, толща не обнажена в интервале около 3 км, после чего в самых верховьях текущей с водораздела на северо-восток р. М. Мадахи наблюдается пачка серо-зеленых апоалевролитов с относительно редкими прослоями сланцев. Эта толща метаморфизована в меньшей степени, и породы, ее слагающие, могут быть описаны как кварцево-хлорито-серицитовые, кварцево-слюдяные, слюдяно-кварцевые и другие сланцы.

Далее вниз по реке (вверх по разрезу) роль апопелитов возрастает, толща приобретает местами характерную ритмичную стратификацию, основной особенностью которой является наличие слоев мощностью обычно 10 см с грубым апоалевролитовым материалом в основании, постепенно сменяющимся вверх пелитовым. В основании ритмов угадываются размыты (границы их резкие). Такая слоистость наблюдается не везде: в ряде обнажений в верховьях М. Мадахи породы сильно рассланцованы. Обычно это кварцево-серицито-хлоритовые, слюдяно-кварцевые и другие сланцы. Мощность толщи 1,5 км.

В нижней части отмечены прослой светлых кварцитов. Вверх по разрезу наблюдается дальнейшее увеличение роли апопелитовой составляющей разреза при сохранении уровня метаморфизма, отвечающего кварцево-серицитовым, слюдяно-кварцевым сланцам. Внеш-

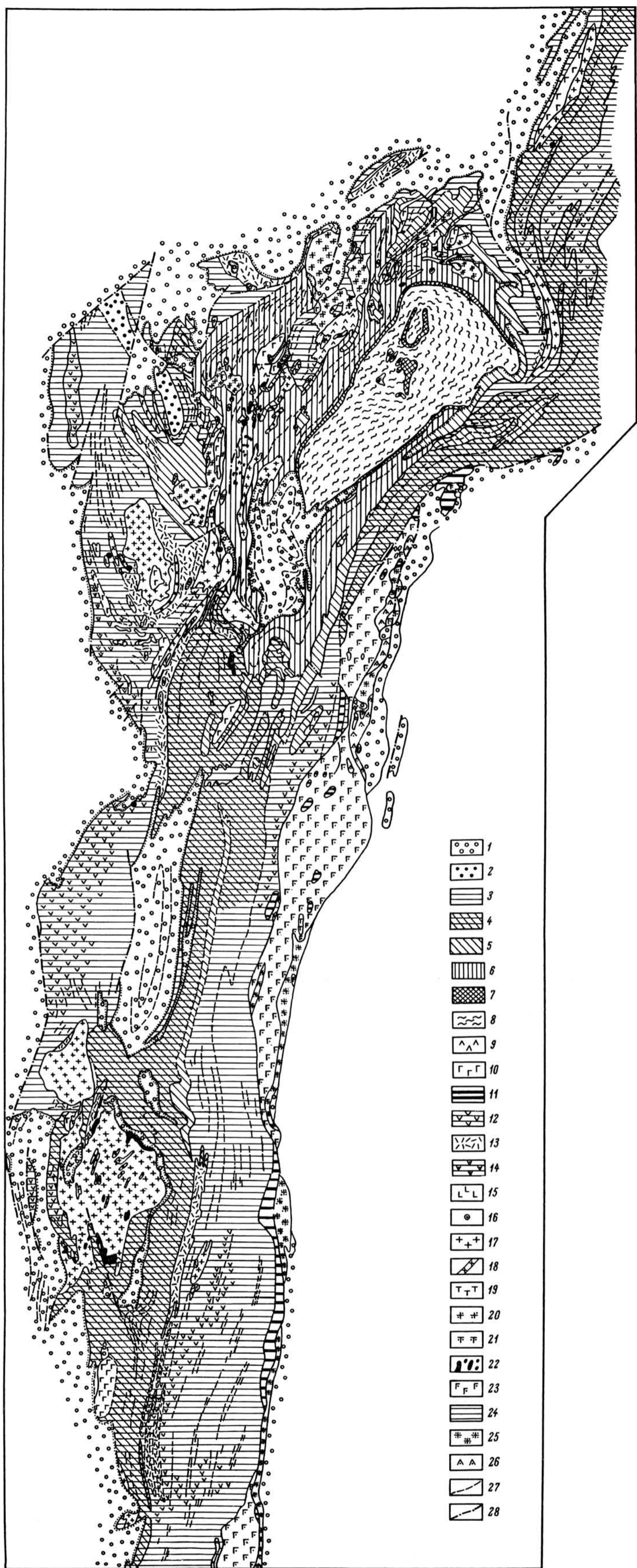


Рис. 3. Схематизированная геологическая карта Осевой зоны Приполярного Урала (Составил В.Н. Пучков по данным геологов КФАН СССР, УТГУ, ТТГУ и материалам личных исследований).

Палеозой: 1 — ордовикские и более молодые отложения палеозойского возраста. Протерозой: 2 — лаптопайская свита (венд — нижний кембрий?), полимиктовые песчаники, туфопесчаники, кварцево-серицитовые сланцы с линзами конгломератов; 3 — маньинская свита (верхний рифей — венд), кварцево-хлоритовые, кварцево-серицитовые, филлитовые и другие сланцы с прослоями и линзами мраморов в низах толщи и основными и кислыми эффузивами — в ее верхах; 4 — маньинская и хобейнская свиты нерасчлененные; 5 — хобейнская свита (средний рифей?), кварциты, аркозы, конгломераты, кварцево-серицитовые, кварцево-серицито-хлоритовые сланцы; 6 — пуйвинская и шокурьинская свиты нерасчлененные (нижний — средний рифей?), кварцево-сланцевые, кварцево-хлоритово-сланцевые сланцы, иногда с гранатом, кианитом, андалузитом, гнейсы; в верхней части местами прослои слюдяных мраморов; 7 — ошзская свита (нижний рифей?), слюдяные полевошпатовые кварциты, линзы мраморов; 8 — николайшорский гнейсовый комплекс (нижний — средний протерозой?), кварцево-хлорито-биотитовые, кварцево-сланцево-гранатовые, роговообманковые сланцы с прослоями кварцитов; двуслюдяные, роговообманковые и биотитовые гнейсы. Магматические породы: байкальские эвгеосинклинальные образования: 9–11 — габбро-диорито-диабазовая формация (9 — кварцевые диориты; 10 — габбро, габбро-диабазы, габбро-диориты; 11 — горнблендиты, пироксениты, серпентиниты); 12 — базальтоидная формация (диабазы, реже базальтовые, андезито-базальтовые порфиры и их туфы); 13 — липаритовая формация (липаритовые порфиры и их туфы, реже дацитовые порфиры); 14 — трахито-базальтовая формация (базальтовые, диабазовые и трахандезитовые порфиры, спилиты, трахиты и их туфы); 15 — габбро-монцитито-сиенитовый комплекс (габбро-сиенито-диориты, монцититы, кварцевые сиениты, сиениты); 16 — пикритовые порфиры (меймечиты); 17–22 — полихронный ряд гранитоидных формаций [17 — граниты; 18 — аляскиты, лейкограниты; 19 — гранодиориты (1 группа гранитоидных массивов); 20 — граниты; 21 — гранодиориты (II группа гранитоидных массивов); 22 — метаграниты]. Нижне-среднепалеозойские интрузии: 23–24 — габбро-перидотитовая формация (23 — габбро и габбро-нориты; 24 — перидотиты, дуниты, серпентиниты); 25–26 — плагιοгранитная формация (25 — плагιοграниты; 26 — кварцевые диориты, гранодиориты); 27 — простиранья пород; 28 — разломы.

не это обычно массивные, очень тонкозернистые породы с плохо различной слоистостью, зачастую сильно карбонатные, нередко с небольшими прослоями темно-серых песчаных тонкозернистых мраморов.

Мощность этой толщи около 2,5 км.

Завершает разрез, по данным В.Г. Гецена, карбонатно-сланцевая толща побережья Баренцева моря. Мощностью ее 900 м. Карбонатные прослои содержат проблематику плохой сохранности.

Примерно аналогичный разрез наблюдается и северо-восточнее, ближе к мысу Канин Нос, на пересечении по ручьям Тарханова и Большой Табуев. В пересечении более южных районов Канино-Северотиманской зоны платформенных поднятий разрезы рифейской толщи менее полны и представительны как вследствие развития более интенсивных складчатых деформаций, интрузий, локального повышения метаморфизма, так и местами вследствие худшей обнаженности. Легко заметить, что в описанных разрезах полностью отсутствуют эффузивы, столь характерные для рифейских отложений Урала. При нижеследующем описании разреза дается характеристика первичного состава и особенностей слоистости терригенных пород.

В нижней части толщи, в устье ручья Тарханова (у Белого моря), залегает пачка апопесчаников около 100 м мощности (азимут простирания 320° СЗ, угол падения $65-70^\circ$ СВ) с заметной косякой слоистостью и знаками ряби. Слоистость заметна не во всех пластах апопесчаников. Наиболее мощные пласты в основании песчаной пачки утратили слоистость и выглядят массивными, над ними залегает пачка переслаивания апопесчаников параллельнослоистых и косослоистых.

Выше по разрезу уменьшается роль песчаников, возрастает роль апоалевролитов. Нижняя часть метаморфической толщи мощностью свыше 2 км (с описанной пачкой песчаников в основании) представляет собой переслаивание апопесчаников и апопелитов. Мощность слоев песчаника вверх по разрезу уменьшается от 5–10 до 2–3 см. Сланцевые слои сохраняют одну и ту же мощность 1–5 см. Песчаники в верхней и нижней части толщи хуже сохранили слоистость. Местами они параллельно- или волнистослоистые. В нижней части разреза этой толщи встречается несколько мощных пачек (около 100 м) сплошных песчаников волнисто- и параллельнослоистых.

Через 1–1,5 м по всей толще повторяются кварц-карбонатные слойки небольшой мощности (5–10 см), подчеркивая ритмичность седиментации. Еще выше по разрезу залегает толща тонкого переслаивания апоалевролитов и апопелитов с мощностью около 2 км, дисгармонично смятая, видимо благодаря своей относительной пластичности.

Более высокое положение в разрезе занимает обнажающаяся в нижнем течении ручья Б. Табуев толща осадков мощностью около 2 км с ритмичной стратификацией. Ритмы состоят из алевролитовой нижней и пелитовой верхней части с постепенным гранулометрическим переходом между ними. Мощность ритма колеблется от 1 см до 0,5 м, сохраняя свое строение. Сортированные по вертикали породы ритма ложатся обычно с большим размывом на поверхность другого. Наблюдение над стратификацией убедительно показывает, что толща залегает здесь моноклиально. Слои своей пелитовой частью по всему разрезу обращены на северо-восток.

Верхняя толща апопелитов в этом пересечении обнажена очень фрагментарно — лишь в устье ручья Б. Табуев. В более южных районах (мыс Микулкин и Северный Тиман) аналоги этой верхней толщи, по-видимому, не обнажены.

Верхний возрастной предел метаморфических толщ рассматриваемой зоны на Канине и Тимане устанавливается определениями абсолютного возраста прорывающих их интрузивных тел: наиболее древние определения возраста габброидов (калий-аргоновым методом) составляют 620–640 млн лет, что примерно отвечает позднему рифею — раннему венду (Мальков, Пучков, 1963). В более южных районах той же зоны этот возрастной предел составляет 585 млн лет — абсолютный возраст Омра-Сойвинского батолита (Вассерман и др., 1968).

Рифейский возраст метаморфических толщ рассматриваемой зоны устанавливается на основе сопоставления их с толщами более западных разрезов, которые содержат пачки карбонатов со стромаколитами и микропроблематикой.

Более полное представление о стратиграфии и литологии рифея в указанной зоне можно получить из нашей статьи (Мальков, Пучков, 1963) и особенно из работы В.Г. Гецена (1972).

Палеозой и нижний мезозой

Первые схемы стратиграфического расчленения палеозойских и мезозойских отложений рассматриваемой территории появились еще в прошлом веке, однако планомерные и систематические стратиграфические исследования начались лишь с 1921 г. — с момента организации Северной промысловой экспедиции. Сотрудниками этой экспедиции А.А. Черновым, В.А. Варсанофьевой, Е.Д. Сошкиной, Т.А. Добролюбовой была заложена основа стратиграфии терригенно-карбонатного палеозоя западного склона Приполярного Урала.

Наибольший вклад в разработку стратиграфии восточных, сланцевых фаций Полярного Урала и северной оконечности Приполярного Урала внес К.Г. Войновский-Кригер. Основа стратиграфии палеозойских отложений восточного склона Урала заложена работами С.Н. Волкова.

Ордовикская система. Вопросами стратиграфии ордовика на Приполярном Урале занимались Н.Н. Иорданский (1928), А.А. Чернов (А. и Г. Черновы, 1940), Г.А. Чернов (1962), Т.А. Добролюбова и Е.Д. Сошкина (1935), В.А. Варсанюфьева (1940, 1963а, 1963б), М.Е. Раабен (1959), А.Д. Миклухо-Маклай (Миклухо-Маклай, Пахло, 1965), К.Г. Войновский-Кригер (1960), М.С. Бельский (1963), А.П. Белоусов, А.В. Пономарев, А.В. Цымбалюк (1967), К.А. Львов (1959), А.И. Першина (1962а, 1962б), В.В.Маркин (1960), В.Н. Пучков (1968а, 1972) и некоторые другие исследователи.

В западной части Печорской впадины отложения, имеющие, по современным представлениям, скорее всего ордовикский возраст (Журавлев, Зарх, Кушнарева, 1967), изучались помимо названных исследователей в 1949–1950 гг. З.И. Цзю, Г.С. Щербаченко, позже О.А. Солнцевым и Т.И. Кушнаревой (1957), Б.С. Соколовым (1959), В.А. Калюжным (1959), П.А. Тумановым (1959), В.А. Разницыным (1962а).

На всей описываемой территории ордовикские отложения залегают с резким несогласием на протерозойских и представлены несколькими типами разреза (рис. 4).

1. Терригенный. Выделяется предположительно в Печоро-Ижемской впадине (седьмольская и нибельская свиты). Представлен песчаниками, алевролитами и аргиллитами, часто пестроцветными. Мощность до 500–600 м. Разрезы по сравнению с более восточными типами, видимо, менее полные (самые низы и верхи ордовика должны, по-видимому, отсутствовать).

2. Карбонатно-терригенный. Отложения этого типа развиты на Урале и, вероятно, в Предуральском краевом прогибе. Представлены они в низах толщей грубообломочных терригенных пород, зачастую (но не всегда) с базальными полимиктовыми конгломератами в основании; выше преобладают кварцито-песчаники и кварциты (тельпоская свита нижнего ордовика). Некоторые исследователи допускают позднекембрийский возраст немых базальных пачек свиты. Выше по разрезу эта толща сменяется пачкой пород преимущественно алевролито-сланцевого состава (хыдейская свита нижнего и среднего ордовика). Венчается разрез толщей известняков (шугорская, саледьшорская и зыбская свиты, отвечающие среднему и верхнему ордовику). Мощность отложений ордовика варьирует, на Урале достигая местами 3000 м. На севере района мощность и полнота разрезов этого типа, судя по данным бурения в Большеземельской тундре, резко сокращается в северо-западном направле-

нии, главным образом за счет выклинивания нижнего и среднего ордовика.

3. Разрезы карбонатно-сланцево-терригенного надтипа. Здесь, по-видимому, следовало бы выделить разрезы нескольких типов, но

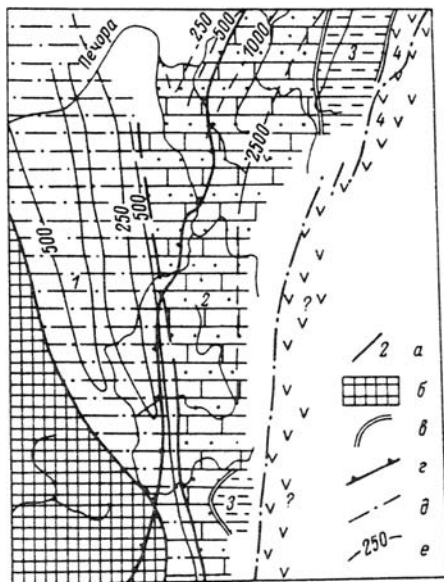


Рис. 4. Схема размещения типов разрезов ордовикских отложений.

а — границы и номера типов разреза (описание см. в тексте); б — площади, где образования отложений не происходило или они были размыты до начала мезозоя; в — границы тектонически сближенных разрезов; г — западная граница Уральской складчатой области; д — главный Уральский глубинный разлом; е — изопахиты, м.

недостаточная разработанность стратиграфии не позволяет сделать этого. Развиты эти разрезы в Лемвинской зоне и в бассейне В. Печоры. По данным К.Г. Войновского-Кригера с последующими коррективами и дополнениями геологов ВКГРЭ и автора, низы разреза

(тремадоковский ярус) сложены погурейской свитой, выделяемой из состава грубеинской свиты К.Г. Войновского-Кригера. Погурейская свита представлена конгломератами, песчаниками (часто известковистыми), алевролитами, глинистыми сланцами. Мощность до первых сотен метров.

Выше залегает грубеинская (в узком значении) свита, представленная пестрыми зелеными и красновато-лиловыми сланцами, зелеными алевролитами. Мощность свиты свыше 500 м. Близкие по составу толщи, но несколько более грубого состава и без участия лиловых сланцев, вероятно, замещают грубеинскую свиту в западном направлении (харбейшорская свита). Известен лишь нижний возрастной предел грубеинской свиты — верхи тремадока (данные А.И. Водолазского).

В бассейне р. В. Печоры (р. Кисунья) наблюдаются Представительные разрезы ордовикской кисуньинской свиты, литологически очень сходной с грубеинской.

Выше грубеинской и харбейшорской свит и, возможно, частично замещая их фашиально, в западных разрезах Лемвинской зоны залегает качамылькская свита, возраст которой в разных пунктах охарактеризован фауной от аренига до верхнего (?) ордовика. Свита представлена алевролитами (преобладают), известняками с характерной "петельчатой" текстурой, глинистыми сланцами, местами с прослоями песчаников. В восточном направлении в свите отмечаются фашиальные изменения, выражающиеся в уменьшении роли известняков и появлении кремнистых сланцев с радиолариями, на основании чего геологи ВКГРЭ выделяли чигимскую свиту (правда, по нашим данным, к этой свите они обычно относили пачки песчаников, глинистых и кремнистых сланцев с конодонтами верхнего девона).

4. Вулканогенный тип разреза выделяется на восточном склоне Урала в основном по косвенным данным. К востоку от глущинного разлома на Приполярном Урале нижнетурватская свита, занимающая здесь наиболее низкое стратиграфическое положение и представленная спилитами, диабазами, порфиритами, кварцевыми альбитофирами, их туфами и туфобрекчиями, считается нижнесилурийской, но она фаунистически не охарактеризована (Волков, 1960), так что ее низы могут иметь ордовикский возраст. Севернее, в Войкаро-Сынинском синклинии, предполагали развитие зеленокаменных толщ среднего ордовика, выделенных в хараматалоусскую свиту (Лупанова, Маркин, 1964). К югу от Приполярного Урала, за пределами описываемого региона, известны фаунистически охарактеризованные зеленокаменные толщи ордовика. Кроме того, на Полярном Урале (верховья р. Кок-пелы) в вулканогенной толще, которую А.И. Водолазский относил к кокпельской свите, а ранее К.Г. Войновский-Кригер (1960) — к молодожской, нами были най-

дены нижнеордовикские конодонты, определенные Т.А. Москаленко (СО АН СССР). Толща по пологому надвигу приведена в соприкосновение с безэффузивными пагинской и грубеинской свитами нижнего ордовика. Наконец, в последнее время А.И. Водолазский и другие геологи

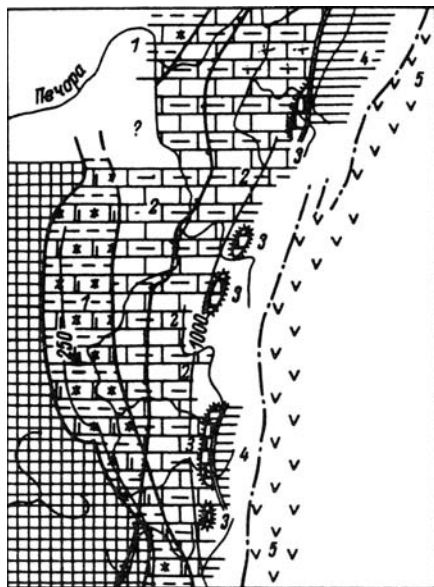


Рис. 5. Схема размещения типов разрезов силурийских отложений.

Условные обозначения см. на рис. 4.

ВКГРЭ выделяют в приводораздельной части Полярного Урала предположительно верхнеордовикскую молюдшорскую свиту, которая представлена порфиритами, туфами преимущественно основного и среднего состава, переслаивающимися с глинистыми и кремнистыми сланцами, содержащими радиолярии. Мощность ее не менее 500 м.

Силурийская система. В изучение стратиграфии силурийских отложений Приполярного Урала внесли свой вклад такие исследователи как А. Кейзерлинг (Keyserling, Krusenstern, 1846), Э. Гофман (1856), Е.С. Федоров (1896, 1897, 1898), А.А. и Г.А. Черновы (1940), В.А. Варсанюфьева (1940, 1963а, 1963б), С.Н. Волков (1960), Т.А. Добролюбова и Е.Д. Сошкина (1935), К.Г. Войновский-Кригер (1961), М.Е. Раабен (1959), А.И. Першина (1960, 1962а, 1962б, 1966), К.П. Евсеев (Евсеев и др., 1965), А.Г. Кондияйн (1960, 1963, 1967), О.А. Кондияйн, Т.Н. Корень (1964), В.Д. Чехович (1965), В.В. Маркин (1960) и др. Силурийские отложения смежной части Русской платформы изучались В.А. Калюжным (1959), В.А. Разницыным (1962а, б), Т.Н. Кушнаревой и др. (1966) и рядом других исследователей. Важные сведения по стратиграфии силура содержатся в монографии А.И. Першиной, В.С. Цыганко, Э.С. Щербакова, Н.А. Боринцевой (1972).

Рассмотрение стратиграфии силурийских отложений описываемой территории показывает, что они представлены разрезами 5 типов (рис. 5).

1. Карбонатно-терригенный тип разреза развит в восточной части Печорской впадины и, вероятно, в ложе Верхнепечорской впадины. Разрезы этого типа представлены чередованием преимущественно красноцветных и пестроцветных мергелей, доломитов с ангидритами, известняков, алевролитов, песчаников. Мощность разреза увеличивается к востоку, достигая 465 м в скв. 1 Н. Омра.

2. Глинисто-карбонатный. Отложения этого типа пользуются наибольшим распространением на западном склоне Урала и на гряде Чернышева и представлены преимущественно темно-серыми известняками и доломитами, иногда с прослоями мергелей и аргиллитов. Мощность силура здесь составляет до 1000 м, увеличиваясь в целом к верховьям Печоры.

3. Карбонатный. Разрезы этого типа развиты на ограниченных по площади участках в пределах западного склона Урала среди отложений глинисто-карбонатного типа. Представлены светлыми органогенными и обломочными известняками и доломитами; по своему характеру отложения приближаются к рифогенным. Мощность свыше 1200 м.

4. Сланцево-карбонатный. Разрезы этого типа развиты в верховьях р. М. Печоры и в бассейне р. Лемвы. Представлены они переслаиванием глинистых, углисто-глинистых и кремнистых сланцев с характерными "петельчатыми" известняками. Макрофауной очень бедны. Характерны остатки граптолитов, конодонтов, радиолярий, тентакулитов. Мощность, вероятно, не превышает 200 м.

5. Вулканогенный. Разрезы этого типа развиты на восточном склоне Урала; в низах они представлены почти исключительно эффузивными породами (спилиты, альбитофиры, порфириты, их туфы).

Выше помимо эффузивов широкое развитие получают осадочно-вулканогенные и осадочные породы (туффиты, песчаники, конгломераты, сланцы, известняки). Мощность обычно 2000–3000 м.

Девонская система. Изучением девонских отложений Урала в пределах рассматриваемой территории занимались А. Кейзерлинг (Keyserling, Krusenstern, 1846), Э. Гофман (1856), Е.С. Федоров (1896, 1897, 1898), Н.И. Иорданский (1933), А.А. Чернов (А. и Г. Черновы, 1940), Т.А. Добролюбова и Е.Д. Сошкина (1953), В.А. Варсанюфьева (1940), К.Г. Войновский-Кригер (1944, 1962), М.Е. Раабен (1959), О.А. и А.Г. Кондиайны (1960, 1963, 1967), С.Н. Волков (1960), А.И. Першина (1903, 1966, 1972), В.Н. Пучков (1974) и другие исследователи. Стратиграфия девона смежной части Русской платформы описана в работах Т.И. Кушнаревой (1967), Т.И. Кушнаревой и А.Я. Россина (1960), А.И. Першиной и Л.И. Филипповой (1971).

Для описываемой территории характерна большая пестрота разрезов девона, обусловленная сложностью геологического развития в этот период. Поэтому типизацию разрезов, и то в очень обобщенном виде, приходится производить раздельно для нижнего, среднего и верхнего девона.

Типы разрезов нижнего девона показаны на рис. 6.

1. Глинисто-карбонатный тип разреза наблюдается в самой краевой восточной части Печоро-Ижемской впадины, представлен известняками с прослоями мергелей и глин. Мощность — первые десятки метров. Верхняя часть нижнего девона здесь размыта: присутствует лишь овинпармский горизонт,

В южной оконечности Усино-Колвинского вала нижний девон присутствует в полном объеме и представлен толщей известняков, доломитов, слоистых мергелей и глин, местами с пластами ангидрита. Мощность 400–450 м.

2. Карбонатно-терригенный. Развита преимущественно на западном склоне Урала. Низы разреза (жединский ярус) представлены известняками с прослоями мергелей и аргиллитов, доломитами и карбонатными брекчиями (овинпармский горизонт). Выше на западе залегает пачка доломитов, на востоке — глинистые сланцы с линзами и прослоями известняков, алевролитов и песчаников. Разрез венчается пачкой переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов. Мощность до 300–400 м.

3. Карбонатный. Развита локально, к востоку от разрезов предыдущего типа (реки М. Печора и Лемва), представлен доломитами и известняками, последние часто рифогенные. Мощность до 500 м.

4. Сланцевый. Представлен в бассейнах рек Лемвы и В. Печоры переслаиванием известняков со специфической "петельчатой" текстурой, углисто-глинистых, углисто-кремнистых сланцев, иногда с граптолитами. В верхней части разреза, как правило, наблюдается

горизонт петельчатых известняков с тентакулитами, стилиолинами, В ряде мест, и на Лемве, и на В. Печоре, нами обнаружены конодонты, характерные для нижнего эмса.

5. Известняковый. Развита на восточном склоне Урала, в бассейне р. Ятрия, верховьях р. Хулги, и на р. Тыкотлове. Пред-

ставлен герцинскими известняками с брахиоподами; мощность до 800 м. Полнота разреза убывает в южном направлении.

Типы разрезов среднего девона показаны на рис. 7.

1. Разрезы терригенного типа занимают наиболее западное положение в описываемом районе (Печоро-Ижемская впадина — непосредственно к западу от Мичаю-Пашнинского поднятия и Печоро-Кожвинский вал) и представлены переслаиванием кварцевых песчаников, алевролитов и глин, иногда с прослоями конгломератов. В скважине Исаково в среднем девоне вскрыта интрузия диабазы; в западных разрезах Печоро-Кожвинского вала отмечено присутствие туфогенного материала, здесь разрезы, вероятно, наиболее полные и мощные (мощность среднего девона заведомо превышает 900 м). В Печоро-Ижемской впадине разрезы этого типа представлены только верхним эйфельем и живетом, причем не в полном объеме; мощность не превышает 150 м.

2. Терригенно-карбонатный тип разреза. Отложения этого типа развиты в краевой восточной части Печоро-Ижемской впадины (главным образом Мичаю-Пашнинское поднятие), на Печоро-Кожвинском и Усино-Колвинском валах, в Предуральском прогибе и на большей части территории Западной структурной зоны Урала. Представлен этот тип разреза переслаиванием и чередованием крупных пачек песчаников, алевроли-

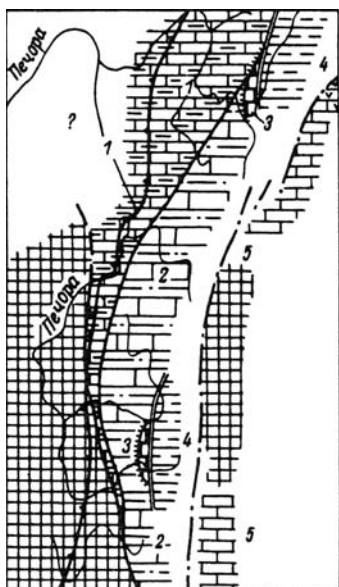


Рис. 6. Схема размещения типов разрезов нижнедевонских отложений.

Условные обозначения см. на рис. 4.

Представлен этот тип разреза переслаиванием и чередованием крупных пачек песчаников, алевроли-

тов, глин, мергелей, известняков, доломитов. Мощность 400–700 м на Мичаю-Пашнинском поднятии и свыше 1000 м на Печоро-Кожвинском валу. Полнота нижней части разреза увеличивается в восточном направлении за счет сокращения предэйфельского перерыва и появления нижнего девона.

3. Разрезы песчано-сланцевого типа выделяются в верховьях р. Лемвы и в бассейне В. Печоры. Представлены они песчаниками, алевролитами; в верхах появляются кремнистые сланцы, а на Печоре — и известняки. Мощности отложений в разрезах составляют первые сотни метров (достоверно не определены).

4. Разрезы существенно известнякового типа развиты на восточном склоне Приполярного Урала, в бассейне рек Хулги и Ятрия. Представлены они преимущественно массивными известняками с брахиоподами; лишь в верхах живета появляются туфы и, возможно, эффузивы. Мощность выше 600 м. В основании эйфеля существует перерыв, незначительный на севере и увеличивающийся в южном направлении, с полным выпадением нижнего девона к югу от бассейна р. Ятрия.

5. Разрезы осадочно-эффузивного типа развиты на восточном склоне Урала к югу от р. Ятрия и представлены чередованием известняков, полимиктовых песчаников, глинистых и кремнистых сланцев, туфов и эффузивов. В основании толщи — базальные конгломераты нижнего эйфеля. Мощность 1500 м.

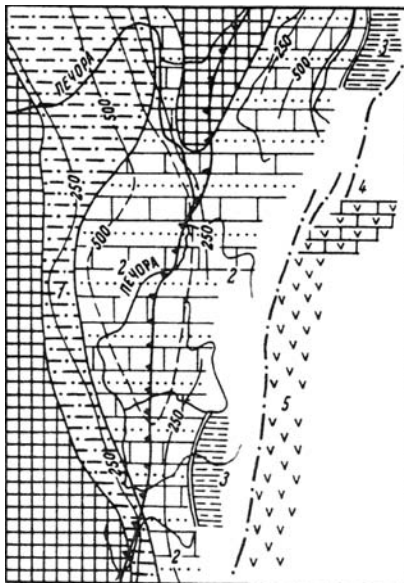


Рис. 7. Схема размещения типов разрезов среднедевонских отложений.

Условные обозначения см. на рис. 4.

Разрезы верхнедевонских отложений условно можно подразделить на пять типов (рис. 8).

1. Терригенно-сульфатно-карбонатный тип разреза развит в узкой субмеридиональной полосе по западной границе описываемого района, в пределах Печоро-Ижемской впадины. В низах представлен

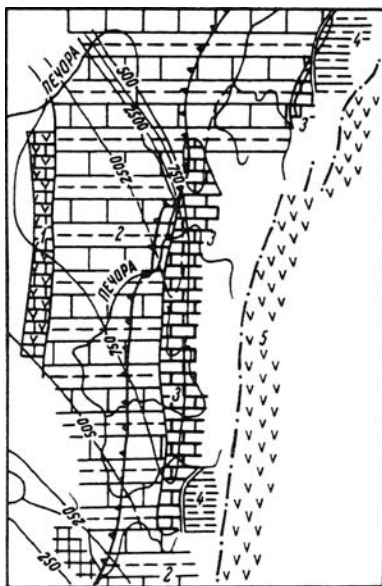


Рис. 8. Схема размещения типов разрезов верхнедевонских отложений.

Условные обозначения см. на рис. 4.

базальной пачкой песчаников и алевролитов, иногда с эффузивами; выше переходит в толщу известняков рифогенного облика; завершается разрез толщей известняков, местами доломитизированных, с прослоями глин, мергелей, гипсов и ангидритов. Мощность 600–700 м.

2. Кремнисто-терригенно-карбонатный тип разреза развит в восточной части Печоро-Ижемской впадины, в районе Печоро-Кожвинского вала, на гряде Чернышева, в ложе Предуральского краевого прогиба и в западной части Западной структурной зоны Урала. Низы франского яруса представлены базальной пачкой песчаников; основным отличием разреза является депрессионный ("доманиковский") характер отложений всего или части среднефранского яруса (битуминозные, часто окремненные тонкослоистые глинисто-карбонатные отложения малой мощности со специфическим комплексом фауны). Верхи разреза сложены преимущественно известняками, местами доломитизированными, характерны также мергели и сланцы; в наиболее западных разрезах в верхах развиты доломиты с гипсами и ангидритами. Мощность разреза в Печорской впадине и на западном склоне Урала 700–900 м; в зоне Печоро-Кожвинского вала она резко возрастает (до 2500 м и более). Характерна сравнительная полнота разреза.

3. Разрезы существенно карбонатного типа развиты на западном склоне Урала, область его распространения протягивается узкой полосой восточнее широкой области развития разрезов 2-го типа (реки Унья, В. Печора, Подчерем, М. Паток, Б. Надота). Выше западных для всех более западных разрезов базального горизонта кварцевых песчаников или местами непосредственно на известняках среднего девона здесь залегает толща светлых известняков — мелкокристаллических, мелкообломочных, оолитовых, амфипоровых и доломитизированных. Детальное расчленение этих толщ затруднено, а суммарная мощность определяется с трудом (на Подчереме, по нашим подсчетам, свыше 700 м).

4. Известняково-сланцевый тип разреза устанавливается в верховьях р. Лемвы и в бассейне В. Печоры, где представлен различно окрашенными кремнистыми плитняками, глинисто-кремнистыми сланцами с прослоями и линзами глинистых или алевролитистых известняков. Отложения хорошо расчленяются по конодонтам (Пучков, 1972). Мощность значительно меньше, чем в соседних областях, — 200–300 м.

5. Разрезы осадочно-вулканогенного типа развиты на восточном склоне Урала, где верхний девон представлен преимущественно полимиктовыми обломочными породами, эффузивами и их туфами; характерны также линзы известняков, прослой глинистых и кремнистых сланцев. Мощность свыше 700 м.

Каменноугольная система. Вопросы стратиграфии каменноугольной системы рассматриваемой территории освещались в работах А. Кейзерлинга (Keyserling, Krusenstern, 1846), Э. Гофмана (1856), Э.С. Федорова (1896, 1897, 1898), В.А. Варсанофьевой (1940, 1965), Т.А. Добролюбовой и Е.Д. Сошкиной (1935), К.Г. Войновского-Кригера (1944а, 1944б, 1963), О.Л. Эйнора (1948),

А.А. Чернова (Чернов и др., 1953), В.А. Разницына (1958), П.П. Воложаниной (1959), А.В. Дуркиной (1959), А.В. Дуркиной и Н.В. Кузнецовой (1964), Г.А. Чернова (1960), В.А. Варсанюфьевой и Д.М. Раузер-Черноусовой (1960), С.Н. Волкова (1960), В.А. Лидера (1964), В.А. Черных (1960, 1962, 1966, 1967), В.А. Черных,

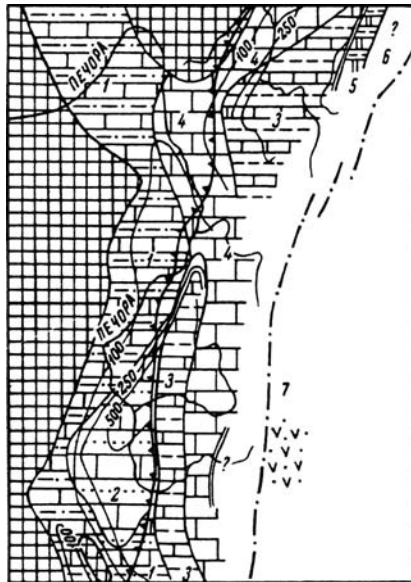


Рис. 9. Схема размещения типов разрезов турнейских отложений.

Условные обозначения см. на рис. 4.

В.И. Есевой, З.П. Михайловой (1966), Н.В. Еномян, Л.Н. Белякова, В.А. Черных (1967), А.И. Елисеева (1963, 1968, 1969), И.С. Муравьева (1968) и др.

Турнейский ярус везде залегает согласно на фаменском и представлен на описываемой территории разрезами 7 типов (рис. 9).

1. Терригенно-карбонатный тип разреза наблюдается по западному краю области современного развития турне в северо-западной части Печоро-Кожвинского вала, в краевой восточной части Печоро-Ижемской впадины, на севере Верхнепечорской впадины Предуральского краевого прогиба; полоса распространения разрезов этого типа прослеживается далее к югу, в пределах Колво-Вишерского края, попадая там частично в зону передовых складок Урала. Представлен этот тип разреза известняками, доломитами с пачками и прослоями глин, реже с прослоями песчаников. Мощность обычно 100–200 м. Во многих разрезах этого типа отмечается отсутствие ряда горизонтов.

2. Карбонатно-терригенный тип разреза обособляется в юго-восточной краевой части Печоро-Ижемской впадины и смежной средней части Верхнепечорской впадины Предуральского краевого прогиба (Троицко-Печорский район). Представлен переслаиванием и чередованием пачек глин, песчаников и известняков (последние играют обычно подчиненную роль). Мощность от 200 до 500 м. В западных разрезах отмечается отсутствие верхних горизонтов турне; восточнее разрезы становятся довольно полными (скв. Джебол-5, Рощель-1).

3. Глинисто-кремнисто-известняковый тип разреза развит в узкой прерывистой меридиональной полосе на западном склоне Урала (р. Вангыр, низовья р. Подчерема, реки Варканьель, Когель, М. Печора) и прослеживается южнее, в Колво-Вишерском крае. Представлен темными известняками, зачастую окремнелыми или с прослоями кремня, кремнистых пород, аргиллитов. Мощность от 250 до 700 м. Разрезы обычно полные, если не считать небольших размывов в основании виле.

4. Карбонатный тип разреза, представленный известняками и доломитами, распространен в полосе северо-западного простирания на складчатом Урале и гряде Чернышева, по линии рек Б. Сыни, Щугора, Подчерема (верховья), Уньи. Мощности меняются от 70 м на Б. Сыне до 400 м на Подчереме. К югу увеличивается полнота разреза (на р. Б. Сыне верхи кизеловского яруса разреза выпадают).

5. Сланцево-известняковый тип разреза развит в западной части Лемвинской зоны, представлен переслаиванием кремней, сланцев, обломочных известняков (сланцы в разрезах Лемвинской зоны преобладают). Предполагаемая мощность около 100 м.

6. Глинисто-кремнисто-сланцевый тип разреза выделяется предположительно в восточной части Лемвинской зоны и представлен переслаиванием глинистых и кремнистых сланцев; мощность 50–100 м.

7. Осадочно-эффузивный тип разреза развит на восточном склоне Урала в бассейне р. Сосьвы и представлен переслаиванием

кремнисто-глинистых и мергелистых сланцев, туфосланцев, известняков, граувакк и оливиновых диабазов. Мощность 400–800 м.

Отложения ниже- и средневизейского подъяруса резко отличаются от ниже- и вышележащих по своей литологии (на большей части территории они сложены преимущественно терри-

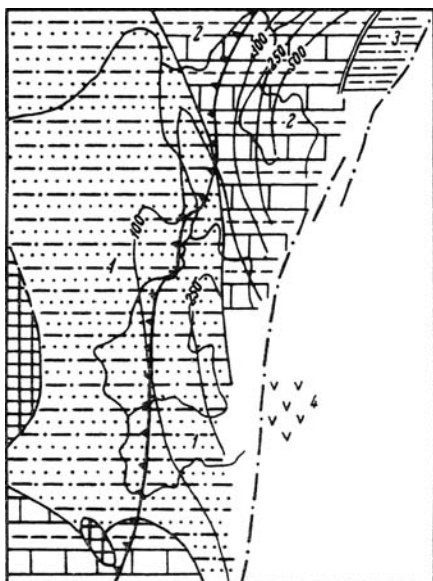


Рис. 10. Схема размещения типов разрезов ниже- и средневизейских отложений.

Условные обозначения см. на рис. 4.

генными породами); почти во всех разрезах, кроме самых восточных, они залегают несогласно на нижележащих (турнейских и более древних). Разрезы ниже- и средневизейских отложений могут быть разделены на четыре типа (рис. 10).

1. Терригенный тип разреза развит в районе Печоро-Кожвинского вала, в Печорской впадине и на Южном Тимане, в ложе Предуральского краевого прогиба (Среднепечорское поднятие и Верхнепечорская впадина) и, возможно, в пределах краевых складок Урала, в низовьях Подчерема и Илыча (Черных, 1966; Муравьев, 1968). Представлен этот тип разреза переслаиванием преимущественно кварцевых песчаников, алевролитов, глин; для разрезов Средней Печоры характерны признаки угленосности и наличие сидеритовых конкреций. Мощности обычно 100–130 м, к западу убывают до полного выклинивания отложений. Для большей части разрезов характерно отсутствие нижневизейских отложений; они, возможно, появляются в самых восточных разрезах этого типа.

2. Известняково-терригенный тип разреза развит в пределах Западно-Уральской складчатой зоны. Характеризуется наличием терригенной пачки пород бобриковского возраста, переходящей вверх по разрезу в глинистые известняки с прослоями алевролитов тульского возраста. Мощности обычно 100–300 м, в разрезе р. Кожима увеличиваются до 450–500 м за счет наличия мощной песчано-сланцевой толщи нижнего визе.

3. Сланцево-карбонатный тип разреза развит в бассейне р. Лемвы (западные, предположительно центральные участки). Представлен переслаиванием глинистых, кремнистых сланцев и известняков, реже доломитов. Мощность на западе зоны не установлена, в центральной ее части — менее 100 м.

4. Эффузивно-известняково-граувакковый тип разреза установлен на восточном склоне Урала, в Северо-Сосьвинском районе; разрезы нижнего и среднего визе представлены переслаиванием полимиктовых песчаников, конгломератов, алевролитов, глин, мергелей, известняков с пластовыми телами базальтов. Мощность 350–400 м.

Типы разрезов верхнего визе, среднего и верхнего карбона показаны на рис. 11.

1. Глинисто-карбонатный тип разреза развит на Колвинском валу, в Денисовском прогибе, на Печоро-Кожвинском валу, в Печорской впадине, в Предуральском прогибе; область его распространения, возможно, захватывает складчатый Урал (низовья Щугора). Представлен известняками, доломитами с прослоями глинистых сланцев. К западу увеличивается роль доломитов, появляются сульфаты. Мощность обычно 300–400 м. Разрезы полные в юго-западной части описываемого района; по направлению к Печоро-Кожвинскому валу, Среднепечорскому поднятию и Мичаю-Пашнинскому поднятию наблюдается выпадение ряда горизонтов вплоть до полного исчезновения верхневизейско-верхнекаменноугольных отложений на некоторых участках первых двух структур.

2. Преимущественно известняковый тип разреза занимает почти всю западную структурную зону Урала и представлен в основ-

ном органогенными известняками, нередко известняковыми брекчиями. Значительно меньшим развитием пользуются доломитизированные известняки, встречаются прослои доломитов. Мощности обычно 500–800 м. Полный разрез рассматриваемых отложений наблюдается лишь на Верхней Печоре, в остальных разрезах нижнепермские отложения

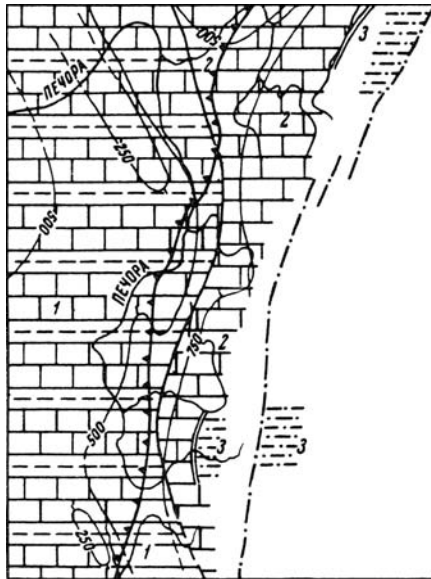


Рис. 11. Схема размещения типов разрезов верхневизейских, средне- и верхнекаменноугольных отложений.

Условные обозначения см. на рис. 4.

ложатся с размывом на различные горизонты карбона, размыв увеличивается в сторону Еджид-Кыртинской антиклинали.

3. Существенно терригенный тип разреза развит в пределах Западной структурной зоны Урала, в верховьях р. Лемвы и на р. М. Печоре. Представлен преимущественно ритмичным переслаиванием песчаников, алевролитов, аргиллитов, в низах с прослоями

известняков и доломитов. Мощность заведомо больше 3300 м. Разрезы, вероятно, полные, хотя достоверно это не доказано. Возможно, к тому же типу разреза следует относить 50-метровую пачку аналогичных пород в верхах визейской толщи Северо-Сосьвинского района, которые В.А. Вихер (1964) относит к окскому надгоризонту.

Пермская система. Вопросам стратиграфии пермских отложений рассматриваемого района посвящены работы П.И. Кротова (1885), А.А. Чернова (1925, 1940, 1953), Т.А. Добролюбовой и Е.Д. Сошкиной (1935), Е.В. Войновой (1935), А.Л. Яншина (1936), В.А. Варсановьевой (1940), А.П. Ротая (1944), К.Г. Войновского-Кригера (1944а, 1946, 1947), Н.М. Шомысова (1951), В.П. Бархатовой и Н.П. Кашеваровой (1957), А.В. Иванова, Н.Н. Фотиевой, Р.П. Осиповой, М.В. Коноваловой (1959), В.И. Чалышева (1961, 1963, 1966), В.И. Чалышева, Л.М. Варюхиной и В.А. Молина (1965) В.И. Чалышева и Л.М. Варюхиной (1960, 1968), М.В. Коноваловой, Р.П. Сливковой (1964), В.П. Горского (1960, 1961, 1964), Н.Н. Кузькоковой (1960, 1965), А.В. Ермилова (1962), И.С. Муравьева (1961, 1963), А.В. Македонова и др. (1965), А.В. Македонова и В.В. Погоревича (1966), Ф.И. Енцовой (1966), И.С. Муравьева, М.В. Коноваловой, Р.П. Сливковой, К.Х. Музафарова, Е.Б. Шафрана (1967), В.И. Богацкого (1970) и др.

Вопрос о границе перми и карбона (и соответственно об отнесении ассельского яруса к карбону или перми) различными исследователями решается по-разному: В.А. Варсановьева, А.И. Елисеев, В.И. Есева и другие проводят границу перми и карбона по кровле, а В.А. Чермных, Н.Н. Кузькокова и другие — по подошве ассельского яруса (швагеринского горизонта). Последняя трактовка принята Уральским межведомственным стратиграфическим совещанием (Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала, 1968).

В северном Предуралье ассельский век совпадает с началом трансгрессии и является переломным моментом в тектоническом развитии территории. В связи с этим характер границы перми и карбона непостоянен и сложен. Непрерывный переход от карбона к перми наблюдается лишь к северу от рассматриваемого района, на гряде Чернышева (Елисеев, 1963) и на юге — в бассейне р. Шайтановки (Чермных, Кузькокова, 1965). В разрезах рассматриваемого района обычно наблюдается выпадение в том или ином объеме верхов карбона и низов перми (рис. 12).

В отложениях ассельско-сакмарского возраста можно выделить 5 типов разрезов (рис. 13).

1. Карбонатный тип разреза развит в Печоро-Ижемской впадине и захватывает западный склон Урала к югу от р. Подчерема. Представлен он органогенно-обломочными известняками, нередко доломитизированными. На Средней Печоре и в районе Печоро-Кож-

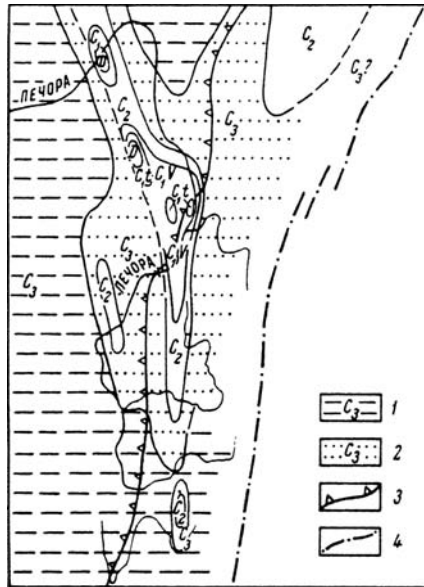


Рис. 12. Палеогеологическая карта предпермской поверхности.

1 — площади, где пермские отложения залегают на верхнекаменноугольных без перерыва; 2 — площади, где пермские отложения залегают на верхнекаменноугольных со стратиграфическим несогласием; 3 — западная граница Уральской складчатой области; 4 — Главный уральский глубинный разлом.

винского вала разрезы этого и следующего типов неполные (перерыв в основании). Мощность обычно 50–150 м.

2. Глинисто-карбонатный. Отличается от предыдущего ощутимым количеством глинистых прослоев. Мощности примерно такие же, как и в разрезах 1-го типа.

3. Рифогенно-известняковый. Развит на западном склоне Урала. Наиболее важной особенностью разреза является наличие био-

гермных известняков и рифов (главным образом ассельских). Сакмарские отложения представлены преимущественно слоистыми известняками с кремнями, местами глинистыми породами. Мощность достигает первых сотен метров в районе рифов.

4. Мергелистый. Представляет собой аналог мергелистого горизонта Печорского бассейна. Представлен преимущественно зеленоватыми и красноватыми мергелями. Носит признаки осадков депрессионного происхождения. Мощность — первые десятки метров. Развита в узкой полосе к востоку от разрезов 3-го типа.

5. Терригенный. Развита в Лемвинской зоне (выделен предположительно) и описан Н.Г. Чочиа (1955) в Колво-Вишерском крае. Представлен ритмичной полимиктовой терригенной толщей (песчаники, алевролиты, аргиллиты). Мощность заведомо достигает первых сотен метров.

Разрезы артинского возраста подразделены на 3 типа (рис. 14).

1. Глинисто-карбонатный. Развита в пределах Печорской синеклизы. Представлен органично-обломочными известняками, часто глинистыми. Мощности обычно 50–100, на востоке до 200 м.

2. Карбонатно-терригенный. Развита в краевой западной части западного склона Урала. Представлен в низах органично-детритовыми глинистыми известняками с прослоями глин. Верхи разреза сложены мощной довольно ритмичной толщей полимиктовых песчаников, алевролитов, аргиллитов. Мощности от первых сотен метров до 1000 м.

3. Терригенный. Развита в более восточных частях западного склона Урала. Представлен полимиктовыми конгломератами, песча-

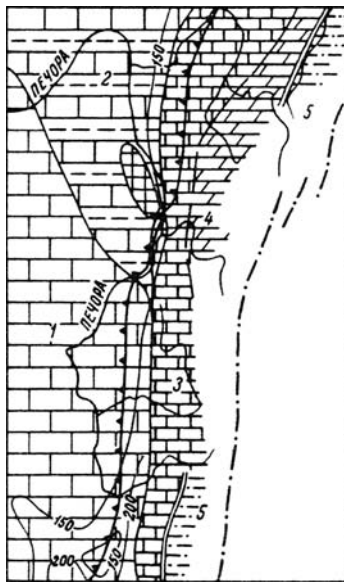


Рис. 13. Схема размещения типов разрезов ассельских и сакмарских отложений.

Условные обозначения см. на рис. 4.

никами, алевролитами, аргиллитами. Мощности обычно превышают 1000 м.

В отложениях кунгурского яруса выделяется 5 типов разреза (рис. 15).

1. Сульфатно-карбонатный тип разреза развит в юго-восточной части рассматриваемого района (южная часть Печоро-Ижемской

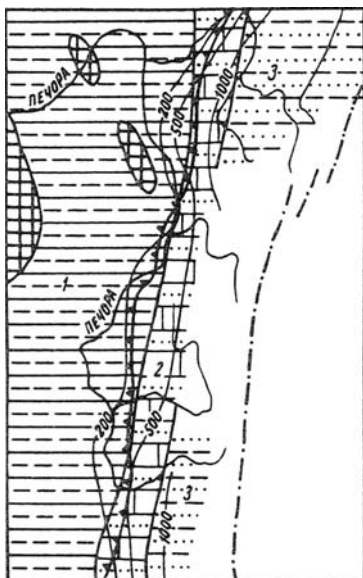


Рис. 14. Схема размещения типов разрезов артинских отложений.

Условные обозначения см. на рис. 4.

впадины) и представлен обломочными, псевдооолитовыми и оолитовыми известняками, доломитами, иногда с прослоями терригенных пород. Характерно присутствие гипсов и ангидритов, которые местами играют значительную роль в разрезе. Мощность 100–450 м.

2. Галогенно-терригенный. Развит локально, в южной части Предуральского прогиба. Представлен преимущественно солями и сероцветными терригенными породами. Мощность 400–700 м.

3. Сульфатно-терригенно-карбонатный. Развит в центральной и северной частях Верхнепечорской впадины вплоть до северной оконечности Нижне-Вуктыльской структуры, а также в Печоро-Ижемской впадине. Представлен гипсами, известняками, алевролитами, сланцами, полимиктовыми песчаниками. Мощность колеблется от 50 до 750 м.

4. Существенно терригенный тип разреза развит на Среднепечорском поперечном поднятии, Печоро-Кож-

винском валу, в пределах восточной части Большесынинской впадины, в восточном борту Верхнепечорской впадины и на гряде Чернышева. Характерно присутствие в нижней части разреза, в терригенной толще, редких прослоев доломитовых и оолитовых известняков, известковистых песчаников с оолитовыми образованиями, мергелей.

В верхней части разреза присутствуют лишь редкие тонкие прослои темных скрытокристаллических известняков и известковистые конкреции. Мощность колеблется от 200 до 900 м.

5. Терригенный угленосный. Отличается от предыдущего в основном угленосностью, особенно значительной в верхней части разреза; развит в Косью-Роговской впадине. Мощность до 750 м.

Верхняя пермь. В унифицированной региональной стратиграфической схеме перми Урала граница между нижним и верхним отделами проведена в основании уфимского яруса (Унифицированные корреляционные и стратиграфические схемы Урала, 1968). Аналогичным образом проводят границу нижней и верхней перми большинство геологов, изучающих стратиграфию перми Тимано-Печорской провинции (Муравьев и др., 1967). Иного мнения придерживаются В.И. Чалышев и Л.М. Варюхина (1968), которые проводят границу отделов по кровле уфимского яруса.

Причина разногласий состоит в следующем. Комплексы остракод, пелеципод и в какой-то мере брахиопод уфимского и казанского ярусов характеризуются определенными чертами сходства, что говорит в пользу отнесения уфимского яруса к верхней перми. В то же время наземные позвоночные, насекомые и особенно флористические комплексы имеют явно древний облик. Наиболее существенные изменения флоры происходили в конце уфимского – начале казанского веков. Здесь, как и в других случаях, мы придерживаемся трактовки, принятой в последних унифицированных схемах.

Верхнепермские отложения пользуются широким распространением в описываемом районе (плита Русской платформы и Предураль-



Рис. 15. Схема размещения типов разрезов кунгурских отложений.

Условные обозначения см. на рис. 4.

ский краевой прогиб), Типизация разрезов верхней перми затруднительна, если проводить ее на том же уровне детальности, как это мы делали для более древних отложений: разрезы верхней перми в рассматриваемом районе почти повсеместно существенно терригенные, и лишь в крайних юго-западных разрезах заметную роль играют мергели и известняки. Вместе с тем можно констатировать, что в северо-восточном направлении увеличивается роль сероцветных толщ: породы становятся более грубообломочными, мощности нарастают, появляются пласты углей (Большесынинская, Косью-Роговская впадины); наоборот, в юго-западном направлении угленосность постепенно исчезает, красноцветность становится характерным признаком пород, увеличивается относительная роль глинистых и известковистых компонентов разреза. Мощности верхней перми меняются от 200–400 м на Тимане и в западных частях Печорской впадины до 3500 м и более в Предуральском краевом прогибе. Отложения верхней перми повсеместно лежат согласно на нижнепермских; триасовые отложения в свою очередь ложатся на верхнепермские с небольшим размывом.

Триасовая система. Вопросам выделения и стратиграфии триасовых отложений в Северном Приуралье посвящены работы А.Л. Яншина (1936), Н.В. Шмелева (1947), О.Л. Эйнора (1958), Ф.И. Енцовой и Л.Л. Хайцера (1959), М.Ф. Нейбург (1959), В.П. Горского (1960), В.И. Чалышева и Л.М. Варюхиной (1960, 1966), Ф.И. Енцовой (1962), В.И. Чалышева (1963), Ф.И. Енцовой и И.З. Калантар (1966), И.С. Муравьева (1966) и др.

Триасовые отложения пользуются распространением в общем в тех же участках, что и пермские, однако площадь их развития в Предуральском прогибе по сравнению с верхнепермскими сокращается: они отсутствуют в южной и средней части Верхнепечорской впадины, а в южной части Косью-Роговского прогиба развиты в виде изолированного пятна, сохранившегося от эрозии. Нижнетриасовые отложения развиты на более широкой площади, чем средне- и верхнетриасовые.

Представлен триас только терригенными отложениями: полимиктовыми песчаниками, конгломератами, алевролитами, аргиллитами, красноцветными в низах (нижний триас) и сероцветными, слабо угленосными — в верхах разреза (средний и верхний триас). К востоку, в сторону Урала, наблюдается увеличение роли грубообломочных пород в разрезе, появляются прослой конгломератов, увеличиваются мощности (до 1700–2500 м в Большесынинской впадине). Относительное увеличение мощностей нижнего триаса (по сравнению с Печоро-Кожвинским и Усино-Колвинским валами) наблюдается в Денисовском прогибе.

ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Описанию интрузивных образований рассматриваемой территории посвящено большое количество крупных печатных работ (Сирин, 1945, 1962; Фишман и др., 1960; Фишман, Голдин, 1963; Голдин, Фишман, 1967; Ивенсен, 1964; Голдин и др., 1972, и др.), поэтому мы даем лишь краткую характеристику интрузивных комплексов по литературным данным с указанием их места в тектоническом развитии.

Магматические комплексы рассматриваемой территории сформировались в течение двух крупных тектоно-магматических циклов — байкальского и каледоно-герцинского.

Байкальский* тектоно-магматический цикл

Приполярный Урал. На Приполярном Урале в течение байкальского цикла возникли три важнейших интрузивных комплекса (от древних к молодым): 1) габбро-диоритово-диабазовый; 2) гранитоидный. Породы этого комплекса обычно не удается по геологическим данным отделить от гранитоидов каледоно-герцинского цикла (исключение составляет Лапчавожский гранодиоритовый массив, рвуший ордовик); 3) габбро-монцонит-сиенитовый. Интрузивы, входящие в его состав, — гипабиссальные. Они имеют наиболее молодой возраст и комагматичны субщелочной эффузивной серии маньинской свиты; они описаны нами в разделе о стратиграфии доордовикских отложений.

Габбро-диоритово-диабазовый комплекс. Тесно связан с базальтовой вулканогенной серией маньинской свиты и является ее интрузивным аналогом, что находит отражение в минеральном и химическом составе. В типичном развитии он наблюдается в районе истоков рек Хобе-ю, Народы, Парнука и Мань-Хобею и описан под названием Парнукского габбро-диоритового комплекса (Голдин, Фишман, 1967).

В байкальской структуре габбро-диоритово-диабазовый комплекс приурочен к северо-западному крылу Хобеизского антиклинория. Он моложе средней, базальтовой, толщи маньинской свиты. Выходы

* Гранитоиды байкальского и каледоно-герцинского циклов рассмотрены совместно, тем более что доказать широкое развитие здесь каледоно-герцинских гранитоидов трудно.

комплекса тяготеют преимущественно к крыльям антиклинальных структур различных порядков, осложненных разломами, туда, где эрозионный срез достигает определенной глубины (в основном уровень хобеинской и верхов пуйвинской свит).

Вокруг крупных массивов, таких как Парнукский и Хобеинский, наблюдаются резкие отклонения простирающихся вмещающих метаморфических сланцев, которые как бы облекают массивы. Подобное явление отклонения может рассматриваться как признак активного внедрения интрузий в условиях пластического течения вмещающих пород при подъеме магмы. Довольно часто массивы группируются в протяженные пояса.

Главная интрузивная фаза этого комплекса представлена габбро, габбро-диабазы, диоритами и кварцевыми диоритами, реже встречаются перидотиты, горнблендиты, пироксениты и серпентиниты, образующие линзовидные тела среди габбро. Вторая фаза — гранодиориты, плагиограниты и тоналиты — слагает небольшие вытянутые тела (2×0,5 км). К жильным породам относятся диабазы и мелкозернистые диориты. Породы габбро-диоритового комплекса обычно захвачены значительным метаморфизмом вплоть до образования рогообманковых гнейсов и амфиболитов, а также различных бластомилонитов и катаклазитов.

Гранитоидные комплексы. В пределах рассматриваемой территории они имеют значительное распространение (рис. 16, см. вкладку).

Возрастное положение значительной части гранитов определяется тем, что они прорывают и метаморфизируют все отложения, включая маньинскую свиту, а также интрузивные породы габбро-диоритового комплекса. Верхняя возрастная граница устанавливается по наличию продуктов их разрушения в отложениях лаптопайской свиты и базальных горизонтов ордовика около многих из гранитных массивов (Тынаготский, Лемвинский, Бадьяюсский, Торговский, Маньхамбовский, Косизский), а также на основании наименее омоложенных, реликтовых определений абсолютного возраста в 490–555 млн лет (Фишман, 1962; Фишман, Голдин, 1963; Голдин, Фишман, 1967; Калинин, Пучков, 1971).

В то же время имеются данные, позволяющие предполагать в принципе (без уточнения объема) наличие на рассматриваемой территории более древних, дохобеинских, гранитоидов. Еще в работах К.А. Львова содержатся указания на аркозовый состав хобеинской свиты. Нами показано (Калинин, Пучков, 1971), что лейкократовые гранатсодержащие гнейсы в верховьях р. Хальмер-ю могут рассматриваться как древние метаморфизованные гранитоиды. Их галька содержится в хобеинской свите.

Наблюдения над интрузивными контактами гранодиоритов Лапчавожского массива с породами хьдейской свиты ордовика и гранит-аплитов, развитых в пределах Маньхамбовского массива (данные М.В. Фишмана) и в приконтактных зонах Тынаготского и Торговского массивов (наши данные), с конгломератами, содержащими

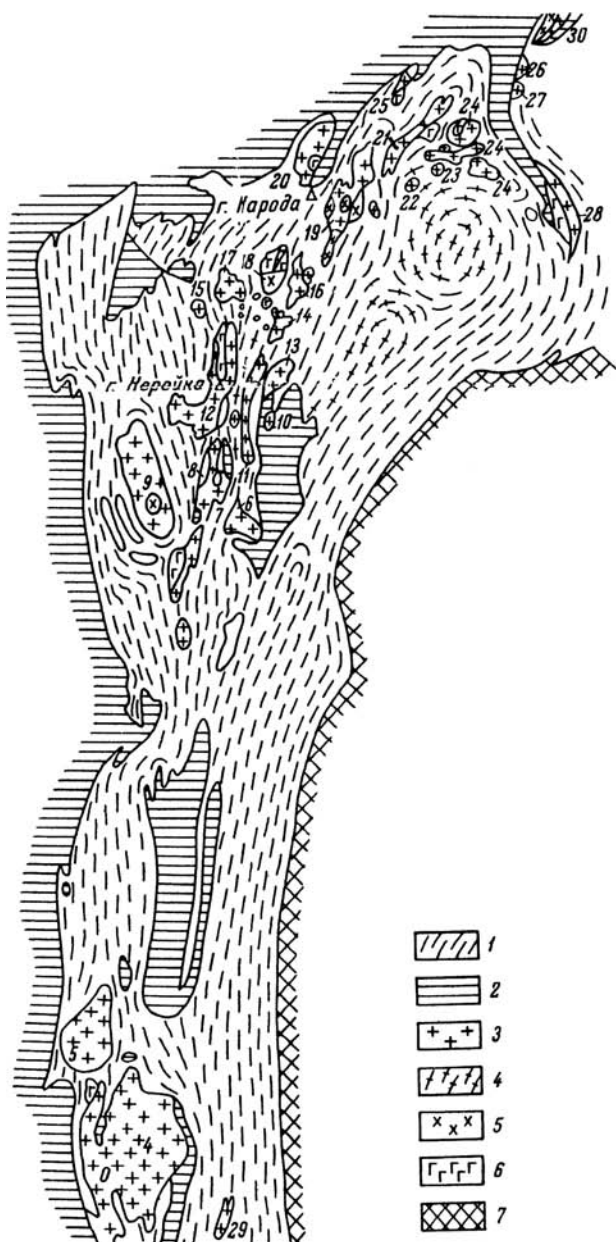


Рис. 16. Схема размещения крупных интрузивных массивов в Осовой структурной зоне Приполярного и севера Северного Урала, Составил В.Н. Пучков с использованием материалов Н.А. Сирина, М.В. Фишмана, Б.А. Голдина и др.

1 — простирации доордовикских толщ; 2 — область распространения ордовикских и более молодых отложений; 3 — гранитоиды; 4 — гнейсы; 5 — диориты; 6 — габбро; 7 — интрузии Главного уральского глубинного разлома. Названия массивов: 1 — Косизский; 2 — Торрепорреизский; 3 — Сотчемельский; 4 — Маньхамбовский; 5 — Ильязский; 6 — Хартесский; 7, 8 — Торговско-Кефталыкский (7 — Кефталыкские граниты; 8 — Торговские граниты); 9 — Малопатокский (Нямгинский); 10 — массив горы Ровной; 11 — Сальнерский; 12 — Неройско-Патокский; 13 — Няргинский; 14 — Городкова; 15 — Водораздельный; 16 — Маньхобеюский; 17 — Вангырский; 18 — Парнукский; 19 — Народнинский (граниты) и Хобеизский (диориты); 20 — Малдинский; 21 — Хаталамба-Лапчинский; 22 — Николай-шорский; 23 — Игшорский; 24 — Кожимский; 25 — Лапчавожский; 26 — Яротский; 27 — Бадьяюский; 28 — Тынаготский; 29 — Няисский; 30 — Лемвинский.

гранитную гальку и аркозы тельпосской свиты, позволяют говорить, что некоторая часть жильных пород и мелких массивов имеет постордовикский возраст.

По ряду петрографических признаков гранитоиды Приполярного Урала были разделены М.В. Фишманом, Б.А. Голдиным, Н.П. Юшкиным и Е.П. Калининим (1968) на два комплекса: сальнерско-маньхамбовский и кожимский.

1. Массивы гранитоидов сальнерско-маньхамбовского комплекса (Маньхамбовский, Илья-изский, Малопатокский, Маньхобеноуский, Хартесский, Сальнерский, Малдинский и пр.) имеют преимущественно неправильную форму, обладают сложным строением и сопровождаются относительно широко развитой жильной серией. Реже они имеют пластообразную форму и окружены ореолами гранито-гнейсов, мигматитов и полями гранитизированных пород. В зависимости от дифференцированности выделяются одна или две интрузивные фазы и породы жильной серии. Главная фация первой интрузивной фазы представлена крупно- и среднезернистыми биотитовыми гранитами; фации эндоконтактов этой фазы представлены гранитоидами, кварцевыми диоритами, адамеллитами, тоналитами, порфиroidными и мелкозернистыми гранитами. Вторая фаза представлена дополнительными интрузиями — лейкогранитами и аляскитами, а третья — жильной серией (пегматиты, аплиты, плагиогранит-порфиры, кварцевые порфиры и кварцевые жилы).

2. Массивы гранитоидов кожимского комплекса (Торговско-Кефталыкский, Неройско-Патокский, Народнинский, Кожимский, Лапчавожский и др.) имеют преимущественно пластообразную форму или, реже, неправильную. Обычно окружены довольно значительными контактовыми ореолами (зоны роговиков, гранито-гнейсов, мигматитов, гранитизированных сланцев). В составе всех массивов резко преобладают двуслюдяные и биотитовые граниты (главная интрузивная фация); подчиненным распространением пользуются мусковитовые разности и гибридные породы, представленные кварцевыми диоритами и гранодиоритами (фация эндоконтактов). Редко встречающиеся породы жильной серии представлены аплитами, гранит-порфирами, пегматитами, кварцевыми порфирами. Наиболее широким распространением пользуются кварцевые жилы.

Гранитоиды указанных комплексов располагаются на вариационной диаграмме в пределах самостоятельных, параллельных друг другу ветвей. В плоскости asb (рис. 17) вариационная линия пород сальнерско-маньхамбовского комплекса находится правее соответствующей линии кожимского комплекса, что свидетельствует о значительно большей щелочности первых.

Плагиоклазы в гранитоидах кожимского комплекса в общем более кислые, чем сальнерско-маньхамбовские. Наряду с микроклином в них широко распространен ортоклаз, часто отсутствующий в сальнерско-маньхамбовских гранитоидах. Биотиты последних харак-

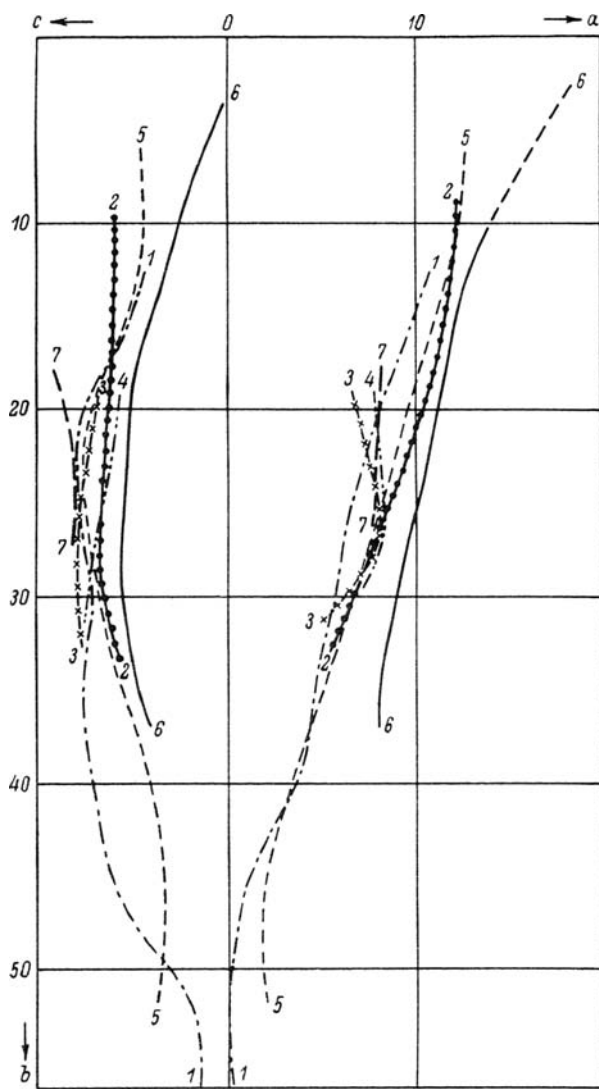


Рис. 17. Сводная диаграмма (по А.Н. Заварицкому) магматических пород Западного склона Приполярного Урала (Голдин, Пучков, 1970).

1 — пуйвинско-шокуринская диабазовая метаформация (нижний — средний рифей?); 2 — маньинская базальтовая формация (верхний рифей — нижний кембрий?); 3–4 — субвулканическая фация базальтовой формации (3 — бассейн р. Нямы; 4 — водораздел рек Б. Патока и Вангыра); 5 — парнукский габбро-диоритовый комплекс; 6 —

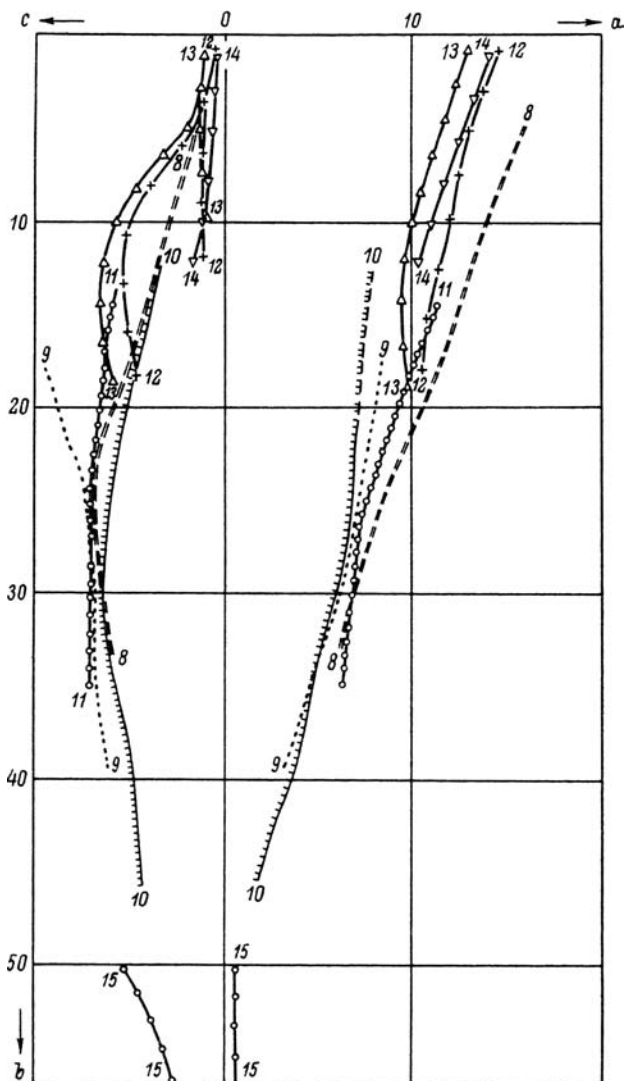


Рис. 17. (Продолжение).

трахито-базальтовая формация (См); 7 — андезито-базальтовая формация (См); 8 — габбро-монцитито-сиенитовый комплекс; 9 — верхнепечорский габбро-долеритовый комплекс (D₂); 10 — пайхойский габбро-диабазовый комплекс (D[?]); 11 — лемвинская андезито-базальтовая формация (D); 12 — сальнерско-маньхамбовский гранодиорит-гранитный комплекс (I группа); 13 — кожимский гранитоидный порфиры (II группа); 14 — липаритовая формация; 15 — пикритовые порфиры (См).

теризуются меньшей железистостью и глиноземистостью, чем кожимские; при нанесении на сводную диаграмму химических составов биотитов из пород разных групп оказалось, что биотиты гранитов кожимского комплекса попадают в поле гнейсов и кристаллических сланцев, тогда как биотиты гранитов сальнерско-маньхембовского — в поле нормальных гранитов.

Гранитоиды обеих групп наряду со вмещающими их породами подвергались на каледоно-герцинском этапе развития существенной переработке, выразившейся в значительном разогреве, катаклазе и пневматолито-гидротермальном метасоматозе. Указанные процессы с разной интенсивностью проявлялись, по-видимому, в течение всего каледоно-герцинского этапа. В то же время статистическая обработка данных абсолютного возраста (Фишман и др., 1969) указывает, возможно, на неравномерное течение этих процессов с кульминациями 430, 385, 320, 270, 240 млн лет. Из них три последние кульминации — самые интенсивные. Это и понятно: они падают на карбон-пермское время, когда имело место максимальное погружение байкальского комплекса на большие глубины и последовавшая затем его складчатая переработка. С этими тремя кульминациями увязываются и наиболее активные процессы рудообразования в Осевой структурной зоне герцинского Урала.

Тиман. Интрузии, по В.С. Журавлеву и С.И. Осадчуку (1960), сосредоточены главным образом во внутренней структурной зоне байкалит Тимана. Характерно полное отсутствие здесь эффузивов. Граниты в фундаменте Ю. Тимана изучались Д.П. Сердюченко (1959); в более северных районах (Северный Тиман и п-ов Канин, где интрузии выходят на поверхность) работали Ю.П. Ивенсен, Б.А. Мальков и др. Б.А. Мальков (1966), руководствуясь в значительной мере определениями абсолютного возраста разделил древние интрузии Северного Тимана и Канина на четыре разновозрастных досилурийских комплекса: 1) габброидный комплекс (габбро-диабазы, диабазы, ортоамфиболиты); 2) гранитный комплекс (граниты и пегматиты Канина; граниты, вскрытые скважинами в фундаменте Южного Притиманья); 3) щелочной комплекс Северного Тимана, включающий разнообразные сиениты, граниты и их отщепленные аплитовые породы; 4) комплекс щелочных габброидов. В этом делении сомнительным кажется объединение в одном комплексе гранитов и сиенитов Северного Тимана на основании только сходства определений абсолютного возраста; думается, что более прав Ю.П. Ивенсен (1964), который рассматривает все граниты Канина и Тимана, родственные по химизму, в составе одной формации. Описанные им в гранитах Северного Тимана интенсивные проявления катаклаза и перекристаллизации, благодаря которым минеральные парагенезисы этих гранитов соответствуют фации зеленых сланцев, заставляют очень осторожно подходить к интерпретации определений абсолютного возраста, рассматривая наиболее молодые из них

как возраст метаморфизма. С учетом указанной поправки приведенная схема отражает обычную тенденцию развития магматизма, которая была свойственна байкальской геосинклинали и в пределах Приполярного Урала: от магматических проявлений основного состава к кислым и затем к щелочным.

В последнее время Б.А. Мальков (1972), видимо, не настаивает на выделении гранитов и сиенитов в щелочной комплекс и объединяет щелочные габброиды и сиениты в габбро-сиенитовую формацию, которая, "как и аналогичные габбро-сиенитовые комплексы, приближается к субплатформенным образованиям поздних, заключительных этапов тектонического цикла, характеризующихся переходом от складчатых к дизъюнктивным дислокациям".

В западной структурной подзоне байкалид Тимана интрузивный магматизм проявился слабо; по Б.А. Малькову, здесь наблюдаются небольшие интрузии, выделяемые в диабазовый комплекс (дайки диабазов) и щелочно-ультраосновной комплекс (ультраосновные интрузии и карбонатиты). Оба комплекса имеют платформенный облик.

Каледоно-герцинский тектонно-магматический цикл развития Уральской геосинклинали

Наибольшая по объему часть интрузий рассматриваемой возрастной группы формирует непрерывный протяженный пояс, следующий Главному уральскому глубинному разлому. В описываемом регионе они изучались Е.С. Федоровым, Л. Дюпарком, особенно подробно их исследовал Н.А. Сирин (1945, 1962); ряд сведений по их геологическому строению содержится также в статье Д.С. Штейнберга и И.Д. Соболева (1968) и др. В настоящее время принято разделять каледоно-герцинские интрузии Главного разлома рассматриваемого района на два комплекса: 1) габбро-пироксенит-плагιοгранитный (или дунит-пироксенит-габбровая ассоциация, по Штейнбергу и др., 1968, широко известная под названием Платиноносной), и 2) дунит-гарцбургитовый. К западу от зоны распространения этих двух комплексов развиты гранитоидный (входящий в описанный выше полихронный ряд) и долерито-диабазовый.

Габбро-пироксенит-плагιοгранитный комплекс. Подавляющее большинство интрузий каледоно-герцинского цикла в рассматриваемом районе принадлежит этому комплексу и образует часть протяженного Платиноносного пояса, длина которого превышает 900 км. Эта формация имеет базальтоидное происхождение и состоит преимущественно из габброидов и производных от базальтовой магмы гранитоидов и сиенитов. Меньшую роль играют гипербазиты, составляющие в Платиноносном поясе, по Д.С. Штейнбергу и И.Д. Соболеву (1968), не более 7–10% по площади от базитов и представ-

ленные на $\frac{3}{4}$ пироксенитами и подчиненными им верлитами и на $\frac{1}{4}$ дунитами, образующими типичную дунит-верлит-клинопироксеновую ассоциацию.

Большинством исследователей отмечается важная закономерность размещения интрузий различного состава в пределах Платиноносного пояса: наиболее западное положение обычно занимают небольшие тела серпентинизированных гипербазитов, образующие прерывистую цепочку. Непосредственно к востоку от них располагаются крупные, протяженные интрузии габбро, ширина которых достигает 15–20 км. На западе полоса этих интрузий, которую Н.А. Сирин описывал на Приполярном Урале под названием "восточной габбровой интрузии", контактирует как с гипербазитами, так и с метаморфическими породами низких ступеней метаморфизма (зеленые сланцы). Преобладают восточные падения контактов интрузивных тел. В контактовой зоне, по В.Ф. Морковкиной (1955), широко развиты карбонатизация, эпидотизация, окварцевание, актинолитизация. Во многих случаях западный контакт характеризуется наличием зон брекчирования, рассланцевания, дробления — как в сланцах, так и в интрузивных телах. Далее к востоку, в непосредственном контакте с массивами габбро, располагаются интрузии габбро-диоритов, диоритов, плагиогранитов. Как указывает С.Н. Волков (1960), большинство исследователей комплекса, начиная с А.Н. Заварицкого, принимает, что наиболее молодым членом его являются кислые разности. Плагиограниты и другие породы, как правило, моложе габбро, и габбро моложе дунитов и пироксенитов. Так, например, по Н.А. Сирину и др. (1945), "относительный возраст основных пород определяется наличием жил и интрузивных контактов плагиогранитов и кварцевых диоритов в габбро".

По Л.Н. Овчинникову и др. (1964), габбровые массивы платиноносного комплекса имеют возраст 425–480 млн лет (ордовик и ранний силур); возраст гранитоидов и сиенитов того же комплекса 340–410 млн лет (девон, ранний карбон).

Согласно же геологическим данным, верхней возрастной границей вышеописанного интрузивного комплекса на Приполярном Урале считается в настоящее время средний девон, так как в полимиктовых базальных конгломератах эйфельского яруса среднего девона были описаны обломки интрузивных пород, идентичных по составу некоторым породам этого комплекса (Волков, 1960). Интересно, что отмечается преимущественно галька контактовых пород, кислых и средних интрузий. Последнее обстоятельство, на наш взгляд, может говорить о том, что в это время размыту подвергались лишь апикальные части этого слоистого плутонического комплекса, которые были представлены скорее всего кислыми породами. В настоящее время в результате позднейших деформаций и эрозии в западной части интрузивной полосы обнажились глубокие уровни интрузий; высокие участки интрузивного комплекса сохранились лишь

по восточному его краю. Далее к востоку выходы плагиогранитов сменяются последовательно полосами выходов все более молодых (нижне-, верхнесилурийских, средне-верхнедевонских и нижнекаменноугольных) вулканогенных и осадочных отложений, которые слагают погружающееся к востоку крыло Приполярноуральского антиклинория. Похоже, таким образом, что мы наблюдаем здесь относительно слабо нарушенный разрез земной коры от древней границы Мохо до верхов осадочного слоя.

Дунит-гарцбургитовый комплекс. Этот комплекс гипербазитов, сопоставимый с широко известными в мировой литературе комплексами "альпинотипных" гипербазитов (Thayer, 1960), развит и изучен в рассматриваемом районе довольно слабо. По-видимому, гипербазиты, развитые в северной части района (правобережье р. Хулга), представляющие собой южное окончание Войкаро-Сыньинского ультрабазитового пояса, и одно-два крупных тела гипербазитов в южной части района — северное окончание Салатимского пояса гипербазитов, принадлежат дунит-гарцбургитовому комплексу. Наиболее типичными и широко развитыми представителями этого комплекса являются гарцбургиты, дунит-гарцбургиты и дуниты, обычно серпентинизированные. Эффузивные аналоги этого комплекса достоверно не известны. Постепенный переход между ультрабазитами этого комплекса и базитами не отмечается. Д.С. Штейнберг и И.Д. Соболев (1968) относят породы этого комплекса к симатической группе магматических ассоциаций и считают, что внедрение их предшествовало образованию пород платиноносного комплекса и связано с начальными стадиями развития Главного уральского глубинного разлома, открывшего доступ к перидотитовому слою. С.Н. Иванов и др. (1974) также считают гипербазиты древними, рассматривая их в качестве отторженцев фундамента первично-океанической структуры геосинклинали. Раньше многие исследователи (см., в частности, сводки в работах А.А. Пронина, 1965, 1971) приводили данные о позднем (вплоть до каменноугольного) возрасте гипербазитов в соседних районах Урала. Однако в последнее время становится ясным, что вопрос о возрасте гипербазитов был изучен недостаточно; следовало, помимо всего прочего, учитывать возможность повторного внедрения серпентинизированных гипербазитов в твердом, холодном состоянии в момент наиболее интенсивного проявления тектонических напряжений (Roever, 1957; Rost, 1959; Milovanović, Karamata, 1960; Книппер, 1965). Таким моментом для Урала явился конец палеозоя — орогенный этап развития.

Верхнепалеозойский западноуральский долерито-диабазовый комплекс платформенного облика (трапповый?). Этот комплекс изучен слабо по сравнению с ранее описанными; опубликованные данные по этому вопросу до недавнего времени практически отсутствовали. В то же время он представляет для нас особый интерес в

связи с его положением среди осадочных формаций платформенного типа.

Изучение интрузий основного состава на западном склоне Приполярного Урала было начато А.А. Черновым, который в 1923 г. нашел на хребте Тима-из выходы диабазов и отметил связанную с ними магнитную аномалию; к исследованию ее он позже привлек проф. Бончковского (Г. Чернов, 1968). Некоторые сведения о рассматриваемом комплексе сообщались Т.А. Добролюбовой и Е.Д. Сошкиной (1935), В.А. Варсанюфьевой (1940), А.М. Загородновым (1963), В.С. Юдиным и Б.В. Буровым (1964). В этих работах лишь частично освещены вопросы петрографии и петрохимии магматических образований западного склона; вопрос об их формационной принадлежности не поднимался.

В последние годы Д.С. Штейнберг (1968), основываясь на материалах Ю.Д. Смирнова, Н.П. Старкова и других исследователей по более южным районам Урала, подчеркивал близость габбро-диабазовых интрузий Западного склона Урала к трапповой формации. Несколько позже Б.А. Голдин и автор (Голдин и др., 1972) провели всесторонний анализ рассматриваемого здесь комплекса и распространили на него вывод Д.С. Штейнберга.

Западноуральский диабазовый комплекс не имеет эффузивных аналогов и представлен исключительно фацией гипабиссальных интрузий. Отсутствие эффузивов может быть объяснено большой мощностью осадочного покрова в период внедрения интрузий. В современном структурном плане интрузивные тела расположены узкой протяженной несколько изломанной полосой, имеющей северо-западное простирание в средней части и северо-восточное — в средней и южной частях. Эта линейность обусловлена, по-видимому, рядом причин, в частности как первичной связью интрузий базальтоидной магмы с разломами, так и приуроченностью их современных выходов к наиболее приподнятым и эродированным частям линейноскладчатой Западной структурной зоны Урала. Интрузии образуют как согласные пластообразные залежи — силлы, так и дайки. Размеры и мощность тел колеблются в широких пределах. Длина их — от первых десятков метров до 5–10 км, ширина — от первых метров до нескольких сотен метров или даже 1–2 км. Все тела, за исключением очень маломощных, в слабой степени дифференцированы.

Для примера приведем описание одного из наиболее крупных тел, расположенного на северной оконечности хребта Тима-из. Тело это вытянуто в северо-западном направлении, размеры выходов (ориентировочно) 200 м в ширину при длине 1 км. Вмещающие породы — песчаники нижнего эйфеля; в удалении от контактов они светлые, желтые, не очень плотные, вблизи контактов становятся плотными, местами переходящими в кварцито-песчаники; окраска приобретает зеленый оттенок. Микроскопическое изучение, проведенное Б.А. Голдиным, показало, что в строении тела принимают

участие следующие разности пород: мелкозернистые долериты, атакситовые габбро-долериты, пикритовые габбро-долериты, среднезернистые габбро-долериты и кварцевосодержащие долериты. Особенностью этих пород является их сильная магнитность, связанная с высоким содержанием титаномагнетита и пирротина.

Две параллельно залегающие (азимут падения ВЮВ, $\angle 70-80^\circ$) дайки, резко секущие слоистость вмещающих пород, были впервые описаны нами на правом берегу р. Шугора, примерно в 1 км выше урочища Пристань-Кырта. Дайки, мощность которых колеблется в пределах 1 м, сложены очень сильно выветрелыми диабазами; на поверхности находится бурая размокающая глинистая масса. Относительно слабо выветрелые участки наблюдаются лишь в средних частях массивных кусков диабазов, вскрытых расчисткой. Цвет слабо выветрелых разностей светло-серый. Висячем боку дайки отмечаются диабазы с миндалекаменным строением. Вмещающие породы представлены известняками с обильными кораллами лудловского возраста. Известняки в приконтактной зоне приобретают буроватый оттенок.

В верховьях р. Печоры наблюдаются интрузивные тела, обладающие сложным двухфазным строением. Они изучались в последнее время Г.В. Симаковым (1972). Породы первой фазы, участвующие в строении небольших по размерам тел, представлены амфиболовым и амфибол-пироксеновым микрогаббро. Вторая фаза — аляскиты и граносиениты, образующие жилы, дайки, неправильной формы тела, локализующиеся либо в пределах массивов, сложенных породами первой фазы, либо вблизи них. Абсолютный возраст кислых пород (образцы были переданы нам Г.Ф. Проскуриным), полученный по валовой пробе калий-аргоновым методом, составляет 276 ± 13 и 296 ± 12 млн лет (конец карбона — начало перми). Что же касается геологических данных, то они позволяют судить лишь о нижнем возрастном пределе комплекса (средний девон). Габбро-долериты, прорывающие наиболее молодые из достоверно охарактеризованных фауной отложений, были описаны в верховьях р. Лопью А.И. Першиной. Интрузия залегает здесь между песчаниками и известняками верхнего эйфеля, последние охарактеризованы фауной *Favosites bijaensis* Sow., *Syringopora eifelensis* Schlut., *Nordophyllum primitivum* Spassky. О.А. Кондияин считает, что на В. Печоре диабазы прорывают песчаники верхнего девона (немая вачжигская свита, выделение и обоснование возраста которой весьма спорны). О.А. Кондияин указывал также на прорывание диабазами известняков нижнего карбона в верховьях р. Подчерема (водораздел в 5 км к северо-востоку от охотбазы Емель-устье). Нами был осмотрен этот участок и установлено, что в коренном залегании, в карстовых воронках, здесь находятся только известняки. Развитые здесь же валуны диабазов и песчаников имеют, по-видимому, ледниковое происхождение.

Геологические данные не противоречат, на наш взгляд, предположению, что описываемый интрузивный комплекс (возможно, за исключением двухфазных интрузий В. Печоры, отличающихся некоторыми особенностями химизма) сопоставим с развитыми западнее средне-верхнедевонскими траппами Русской платформы. В пользу этого говорит и петрохимическая характеристика пород (Голдин и др., 1972).

Что же касается интрузий В. Печоры, описанных Г.В. Симаковым, то они могли образоваться и позже (может быть, действительно в конце карбона – начале перми, согласно данным абсолютно-го возраста). По данным Г.В. Симакова, диабазы В. Печоры отличаются от типичных палеозойских диабазов более северных районов западного склона Урала значительно большим содержанием щелочей. Рвущие их кислые интрузии по химизму тяготеют к субщелочной ветви гранитоидов (ряд от аляскита до граносиенита). Возможно, что это — другая магматическая формация; это тем более вероятно, что она и по своему структурному положению отличается от остальных интрузий западного склона Северного и Приполярного Урала, которые расположены в известняковой структурно-формационной зоне: вмещающие ее осадочные формации принадлежат сланцевой зоне (см. главу VI).

МОРФОЛОГИЯ СТРУКТУР

Рассмотрение стратиграфии отложений и размещения магматических комплексов описываемой территории позволяет сделать вывод о том, что несмотря на контрастность современных структур складчатой области и платформы они имеют некоторые общие черты: так, граница распространения типов разрезов отложений того или иного возраста обычно (рис. 4–15) не совпадает с современной границей платформы и складчатой области; тенденции в развитии магматизма западного склона Приполярного Урала и смежной части Русской платформы представляются весьма близкими. Кроме того, во всем регионе хорошо прослеживаются две отчетливые поверхности несогласия. Первая из них — предордовикская, вторая — послетриасовая (предсреднеюрская). Эти поверхности являются отражением переломных этапов в развитии региона и четко разделяют следующие структурные комплексы (рис. 18).

1. Байкальский комплекс, развитый в фундаменте всей Тимано-Печорской провинции и выходящий в ядрах поднятий Тимана и Урала (тиманиды и доуралиды).

2. Каледоно-герцинский комплекс на Урале (уралиды) и его аналоги на Русской платформе (ордовикско-триасовый ярус платформенного чехла).

3. Послетриасовые платформенные образования (весь платформенный чехол краевой части Западно-Сибирской плиты и верхний структурный ярус северо-востока Русской платформы).

Значительно менее уверенно выделен на Приполярном Урале наиболее древний, добайкальский, структурный комплекс, представленный николайшорской свитой с одновозрастными ей интрузиями. В фундаменте Русской платформы к юго-западу от Тимана широкое развитие получает карельский комплекс.

В связи с проблемой, стоящей перед нами, необходимо подробно рассмотреть особенности морфологии структур байкальского и каледоно-герцинского комплексов (с платформенными аналогами последнего).

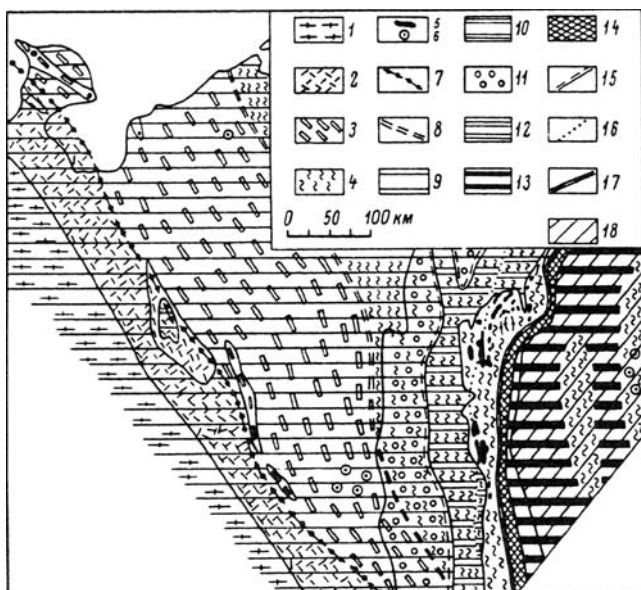


Рис. 18. Схема размещения структурных комплексов, выделяемых автором, в верхних структурных этажах Приполярного, Северного Урала и смежных территорий.

1 — область распространения пород карельского структурного комплекса (на Урале выделяется сугубо предположительно). Байкальский структурный комплекс: 2, 3 — область распространения отложений терригенной и сланцевой зон байкальской геосинклинали (2 — внешняя подзона; 3 — внутренняя подзона); 4 — область распространения отложений вулканической зоны байкальской геосинклинали; 5, 6 — крупные интрузивные массивы байкалид (5 — выходящие на поверхность; 6 — вскрытые скважинами); 7 — граница терригенной и сланцевой зон; 8 — граница сланцевой и вулканической зон. Каледоно-герцинский структурный комплекс и его платформенные аналоги: 9 — область распространения платформенных формаций нижнего (палеозойско-раннемезозойского) структурного яруса чехла Русской платформы; 10 — область распространения палеозойских доорогенных платформенных формаций крае-

Байкалиды

Урал. Целесообразно начать рассмотрение байкалид со структур, расположенных в пределах Осевой зоны герцинид Урала, где байкальский комплекс выходит на поверхность. Затем, пользуясь геофизическими данными, мы проследим выявленные структуры в области, где доуральский фундамент погружен.

Современная структура Осевой структурной зоны в пределах выходов байкальского комплекса образована главным образом последовательно накладывавшимися деформациями байкальской и герцинской эпох складчатости. Поэтому анализ указанной суммарной структуры должен состоять прежде всего из разделения деформаций разных эпох и описания структур, образованных на каждом из этапов тектогенеза (предшествующие исследователи не проводили такого анализа применительно к структурам Приполярного и Северного Урала).

Предметом рассмотрения в настоящем разделе будут первичные байкальские структуры, реставрированные в общем виде по сохранившимся их реликтам.

Имеющиеся на сегодня данные о распространении базальных отложений ордовика в пределах Осевой зоны позволяют построить схему, лишь грубо отражающую самые общие черты доуральской структуры байкалид. Особенности наложенных на нее герцинских складок указывают на то, что первичные байкальские структуры были искажены главным образом благодаря сокращению поперечника описываемой зоны в результате новой складчатости в широтном (на юге) и запад-северо-западном (на севере) направлениях, так что при реставрации следует делать некоторую поправку. Величина этой поправки может быть вычислена лишь весьма приблизи-

вой части Русской платформы, захваченных складчатостью в перм-триасовое время (область внегеосинклинальной складчатости); 11 — область развития пермо-триасовой молассы внешней зоны Предуральского краевого прогиба; 12 — область распространения сланцевых формаций уральской каледоно-герцинской геосинклинали; 13 — область развития вулканических формаций каледоно-герцинской геосинклинали (для Зауралья показана предположительно); 14 — интрузивы габбро-пироксенит-плагиигранитного и дунит-гарцбургитового магматических комплексов; 15 — западная граница Уральской складчатой области; 16 — западная граница палеозойской каледоно-герцинской геосинклинали; 17 — Главный уральский глубинный разлом. Послетриасовый платформенный чехол: 18 — область распространения юрско-кайнозойских отложений платформенного чехла Западно-Сибирской эпигерцинской плиты (область распространения его аналогов в пределах Русской платформы на схеме не указана).

Сочетания знаков на схеме отражают многоярусное строение земной коры.

тельно (по данным, полученным для уралит Западной зоны, исходя из представления об относительной общности морфологии герцинских структур Западной и Осевой зон). По наблюдениям, проведенным в бассейне р. Щугора, в результате герцинской складчатости имело место сокращение поперечника Западной зоны не менее чем в 1,5 раза. Результаты реставрации позволяют выделить в пределах доуралид Осевой зоны реликты нескольких крупных первичных структур (рис. 21). Описание их мы начнем с юга.

Южная часть района (Северный Урал). Маньхамбовский антиклинорий. Практически единственные, немногочисленные сведения о структуре этой части района содержатся в работах Н.А. Сирина (1945) и В.А. Варсанюфьевой (1940), причем структура описывалась ими как герцинский антиклинорий. Новые данные позволили нам выделить здесь в качестве наиболее крупной байкальской структуры Маньхамбовский антиклинорий и показать, что в пределах Осевой зоны герцинского Урала выходят его ядро и восточное крыло.

Вывод о наличии здесь древнего антиклинория, помимо наблюдений о залегании конгломератов, аркозов и кварцито-песчаников тельпосской свиты на размытой поверхности гранитоидного массива Мань-Хамбо (Пучков, 1968а), подтверждается также наблюдениями автора, проведенными в 1965 г. совместно с Е.П. Калининым в верховьях рек Укью, Неримью, Ыджид Ляга (Калинин, Пучков, 1968). Согласно этим данным, современная структура рассматриваемой территории образовалась в результате наложения деформаций по крайней мере двух фаз, разделенных во времени эпохой эрозии и последовавшего затем длительного и спокойного осадконакопления. В течение первой фазы (байкальская складчатость) образовался антиклинорий с простираем осей $345-347^\circ$ ССЗ, длиной около 100 км, линейный (соотношение осей 1:3), погружающийся к югу; ядро было сложено породами пуйвинско-шокуринской, хобеинской и низов маньинской свит, прорванными интрузиями гранитов и габбро, а на крыльях были развиты вулканогенные образования маньинской свиты. В результате герцинской деформации западное крыло этой структуры было сорвано, опущено: на его месте в современном плане располагается поле распространения ордовикских толщ Западного кряжа. Ордовикские отложения смяты в складки, причем преобладают падения пород к западу под углами $35-50^\circ$. Восточное крыло древнего антиклинория располагается в области Ильчского Поясового Камня, где маньинские толщи также, по-видимому, смяты в складки. Здесь преобладают восточные падения пород под углами $50-70^\circ$. При общей линейной вытянутости антиклинория в непосредственной близости от интрузий имелись резкие, но закономерные изменения простираций вмещающих пород: последние как бы обтекали интрузии, образуя структуры обтекания. Возможно, в ряде случаев это были брахиформные (в плане) антиклинали с интрузиями в ядрах и крутыми крыльями.

Северная часть района (Приполярный Урал), Хобеизский антиклинорий и Саблинский синклиний. Хобеизский антиклинорий расположен в северо-восточной части рассматриваемого района — преимущественно в области современного восточного склона Приполярного Урала. Эта структура гораздо более изометрична по сравнению с Маньхамбовским антиклинорием; соотношение ее осей составляло примерно 1:2 или даже 1:1,5, причем ее длинная ось имела северо-северо-восточное или субмеридиональное простирание. Благодаря сокращению пространства при наложении линейной герцинской складчатости структура была несколько искажена. От ядра к крыльям этой куполовидной структуры последовательно сменяются выходы всех свит доордовикского метаморфического комплекса. В ядре структуры обнажается выделяемый в николайшорскую свиту гнейсовый комплекс, представленный биотитовыми и двуслюдяными гнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами. Судя по определениям микрофитоцитов, найденных в более молодых отложениях на западной периферии области развития этого комплекса (Володин, 1967), можно предположить, что он имеет ниже- или среднепротерозойский возраст. Характерной особенностью ядра описываемой структуры является наличие резких крутых заворотов простираний мелких структур в субширотном направлении; падения пород на этих участках резко увеличиваются. В целом же в ядре преобладают довольно пологие залегания пород (углы падения обычно не превышают 30–40°). Это не противоречит, однако, представлению о развитии здесь интенсивной складчатости: наблюдающиеся здесь сложные опрокинутые, зачастую лежащие складки течения характеризуются пологим залеганием их осевых плоскостей, что типично для ядер гнейсовых куполов (Эйриш, 1968). Углы падения пород в сторону крыльев резко увеличиваются; залегание слоев достигает вертикального и еще далее от ядра местами переходит в опрокинутое, что также характерно для гранито-гнейсовых куполов. Вполне аналогичные структуры развиты в гнейсовых куполах на Среднем Урале, в чем автор имел возможность лично убедиться. В ядре Хобеизского купола гранитные интрузии практически отсутствуют, появляясь на его периферии, на крыльях структуры, т.е. преимущественно на относительно низком эрозионном срезе (от верхов пуйвинской до маньинской свиты).

Более или менее уверенно можно говорить о том, что в момент перед отложением базальных горизонтов ордовика в результате эрозии на дневную поверхность были выведены Торговско-Кефталыкская, Хартесская, Малдинская, Лемвинская, Яротская, Тынаготская гранитные интрузии и Парнукский габбро-диоритовый массив, ибо в непосредственном залегании на этих интрузиях или вблизи от них обнаружены базальные конгломераты ордовика и, возможно, лаптопайской свиты с продуктами разрушения этих интрузий

(данные Б.А. Голдина, В.В. Меннера, Н.А. Сирина, М.В. Фишмана и автора).

Как и в пределах Маньхембовского антиклинория, наблюдается взаимное приспособление очертаний крупных интрузий и простирающихся вмещающих их пород, хотя местами, например в северной и южной оконечностях Вангырского массива или на западном контакте Неройско-Патокского массива, имеют место резко выраженные рвущие контакты. Полоса гранитоидных интрузий подковообразно окаймляет купол, отсутствуя лишь на его юго-восточном крыле. Это крыло представлено не полностью, будучи срезано более молодым Главным уральским глубинным разломом. Противоположное, северо-западное, крыло осложнено рядом крупных антиклиналей и синклиналильных структур низких порядков (в частности, Верхнепатокское, Харотское, Вангырское поднятия), которые образуют виргацию к северо-востоку.

Саблинский синклиний, впервые выделенный Р.А. Гафаровым в структуре доуралид, расположен между Маньхембовским и Хобеизским антиклинориями. Крылья и ядро его сложены преимущественно вулканогенными породами маньинской свиты и обломочными толщами лаптопайской. В Осевой зоне герцинского Урала выходит лишь восточное крыло синклиния и юго-восточная часть его периклинального замыкания. Крыло характеризуется преимущественно опрокинутым залеганием слоев; местами (в Вангырском районе) видно, что в опрокинутое положение слои были приведены еще в доордовикское время. Юго-восточная оконечность синклиния характеризовалась северо-северо-западным простираем его западного крыла и северо-северо-восточным — восточного. Простираем оси синклиния здесь близко к меридиональному с некоторым отклонением к западу. Вблизи южной зоны синклиния расположен Малопатокский гранитный массив. Структура облекания в пределах рамы интрузивного массива выражена здесь наиболее отчетливо и хорошо дешифрируется на аэрофотоснимках (Пучков, Тимонин, 1988). Южное центриклинальное замыкание синклиния было, по-видимому, нечетким; здесь с описанным синклинием смыкался другой — расположенный к востоку от Маньхембовского и имевший с ним общее крыло. Как и Хобеизский антиклинорий, последний был оборван с востока наложенным в начале палеозоя Главным уральским глубинным разломом.

В наиболее крупных синклиналях Саблинского синклиния сохранились отложения лаптопайской свиты. Нами в 1968 г. было предпринято изучение лаптопайской свиты на левобережье р. Вангыра для выяснения правомерности ее выделения и с целью анализа ее формационной принадлежности и структурного положения (Пучков, Раабен, 1972). По нашим данным, в основном подкрепляющим выводы, сделанные в последнее время геологами ВКГРЭ, эта мощ-

ная (свыше 700 м) свита, сложенная преимущественно терригенными породами, от аргиллитов до валунных конгломератов, залегающая согласно на фельзитовых порфиритах маньинской свиты, выделяемой по схеме К.А. Львова.

В ледниковом цирке, в 3 км к юго-западу от истока ручья Озерного, нами было впервые описано непрерывное обнажение длиной свыше 1 км, в котором ордовикские конгломераты и гравелиты залегают с резким угловым и азимутальным несогласием на терригенных породах лаптопайской свиты (упоминание об аналогичном несогласии на ручье Зеленем оказалось недостоверным). Породы лаптопайской свиты носят отчетливо полимиктовый характер и представлены продуктами разрушения всех нижележащих пород. Это дало возможность трактовать лаптопайскую свиту как молассу, а опрокинутую к юго-западу синклиналичную структуру северо-западного простирания, в которой эта свита развита на левобережье Вангыра, — как Вангырский реликтовый межгорный прогиб доуралид. Лаптопайская свита сопоставима с вендскими чурочной и ашинской свитами, выполняющими своеобразный гомолог краевого прогиба байкалид в более южных районах Урала и Приуралья.

Узкие, удлинённые гранитные массивы (северная часть Неройско-Патокского, Хаталамбо-Лапчинский, Тынаготский, Кожимский, Лемвинский, Кулемшорский, Бадьяуский, Яротский) являются пластообразными (межпластовые внедрения), которым в структуре рамы обычно не отвечают антиклинальные складки. В то же время некоторые из изометричных массивов (Малдинский, Ильяизский, Манхамбовский, Малопатокский и др.) располагаются в ядрах антиклинальных складок, которые напоминают в плане брахиантиклинальные, но с крутым или даже опрокинутым залеганием крыльев, в чем они резко отличаются от брахиантиклиналей платформенных. Чаще же это, по-видимому, настоящие структуры раздвигания — антиклинали или синклинали с крутыми до опрокинутых шарнирами; в ядрах их заключены тела гранитоидов.

Специфика рассмотренных структур, связанных с формой массивов, особенно слабая выраженность их линейности при крутом и даже опрокинутом залегании слоев, исключает возможность их трактовки в качестве обычных складок смятия; лишь гипотеза их совместного образования с гранитоидной формацией дает удовлетворительное объяснение их морфологии. Таким образом, байкальские гранитоиды попадают в группу "синтектонических" или "синорогенных" (по Кузнецову и Яншину, 1967). Надо отметить, что представления о возможности активного участия гранитной магмы, гнейсов, мигматитов в складчатых деформациях отнюдь не новы, они в том или ином виде высказывались или использовались целым рядом исследователей (Белоусов, 1961; Елисеев, 1963; Кропоткин, 1941; Хаин, 1964; Bateman e. a., 1963; Compton, 1955; Härme,

1964; Kranck, 1959; Noble, 1952; Reesor, 1965; Simonen, 1960; Wagmann, 1930).

Как и большинство из указанных исследователей, мы рассматриваем активный механизм внедрения гранитов путем раздвижения полостей не как единственный, а как один из наблюдающихся в природе и считаем, что в данном районе и в данный момент он был ведущим — при участии других механизмов. П.Н. Кропоткин (1960) объясняет насильственное внедрение гранитной магмы, неизбежно вызывающей складчатые деформации на своем пути вверх, существованием избыточного давления на глубине. Причиной возникновения этого давления, по мнению П.Н. Кропоткина, является горизонтальное сжатие. Другой возможный фактор возникновения избыточного давления — меньшая плотность гранитной магмы по сравнению с окружающими породами на глубине. Возникновение таких условий делает возможным образование складчатости, обладающей некоторыми общими чертами с соляными диапирами. Соскладчатое внедрение гранитоидных интрузий имело место на фоне формирования более крупных структур Маньхамбовского и Хобеизского антиклинориев. В образовании последнего, характеризовавшегося относительно слабо выраженной линейностью, немалую роль, по-видимому, сыграло диапировое движение мигматитов и гнейсов, развитых в его ядре. Приложима эта концепция и в отношении Маньхамбовского антиклинория, но в меньшей степени, так как линейность его выражена четче, что, видимо, свидетельствует о большей роли тангенциального сжатия в его образовании. Описанные структуры, на первый взгляд, подходят под определение "глубинных" по В.В. Белоусову (1961), однако надо иметь в виду, что рассмотренные деформации захватили в нашем районе не только глубокие, но и поверхностные уровни байкалид (отложения маньинской свиты). Это позволяет говорить о резком отличии в специфике морфологии и генезиса байкальских структур и наложенных на них герцинских складок общего смятия.

Анализ площадного размещения гранитоидных массивов показывает, что граниты южной части района размещены в ядре Маньхамбовского антиклинория, тогда как граниты северной части почти все строго следуют периферии Хобеизского синклинория, образуя незамкнутый с востока овал. Особняком стоит Малопаatokский массив, расположенный на южном замыкании Саблинского синклинория. Разница в размещении гранитоидов в северном и южном антиклинориях объясняется, по-видимому, тем, что первый из них характеризуется более глубоким эрозионным срезом и в центральной его части граниты уничтожены эрозией. Массивы Маньхамбо, Илья-Из Малопаatokский, Малдинский, вероятно, также ограничены на глубину, и под ними имеется зона развития кристаллических сланцев и инъекционных гнейсов, а также многочисленных мелких пластовых тел гранитов, не вскрытых эрозией. Подобные взаимоотношения

описаны в литературе; небольшая мощность крупных гранитных тел, считавшихся батолитами, в ряде случаев подтверждается геофизическими исследованиями (Беллавин, 1966; Моисеенко, 1960; Hamilton, Myers, 1967, и др.).

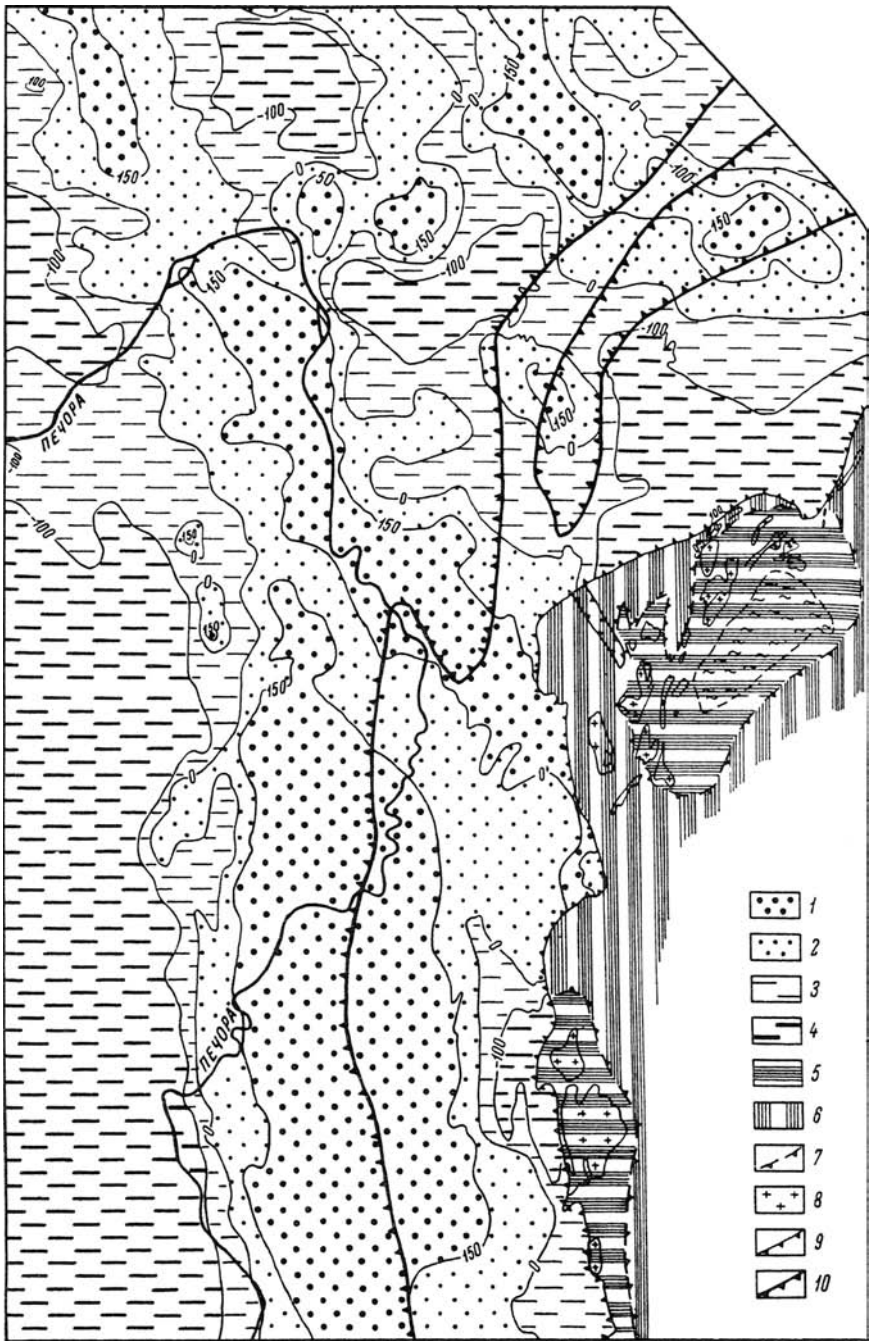
Рассмотрев основные черты структуры байкалид в пределах их выходов на Приполярном Урале, мы получаем возможность использовать геофизические данные для прослеживания описанных структур или их аналогов в области, где структурный комплекс байкалид погружен. При этом, однако, надо иметь в виду, что как на структуры байкалид, так и на геофизические аномалии, с ними связанные, действовали различные процессы, по-разному и с неодинаковой степенью интенсивности искажившие первичный их характер в разных структурных зонах герцинид.

Рассмотренные структуры совпадают с восточным окончанием системы линейных магнитных аномалий, прослеживаемых в северо-западном направлении в области Печорской синеклизы. По представлениям Р.А. Гафарова (1963), эти аномалии отражают неоднородное строение байкальского фундамента территории, причем зоны положительных аномалий отвечают синклиниям, а зоны отрицательных — антиклиналиям. Наши данные служат дополнительным подтверждением выводов Р.А. Гафарова. Маньхамбовский антиклинорий находится на продолжении Подчерем-Каменского относительного минимума магнитного поля, Саблинский синклиний совпадает с окончанием Денисовского линейного максимума, а Хобеизский антиклинорий располагается на продолжении Усть-Усинской зоны относительных минимумов. Все эти зоны имеют северо-западное простирание (рис. 19).

Правильность указанных сопоставлений получила еще одно дополнительное подтверждение в 1971 г., когда в Большеземельской тундре был вскрыт кристаллический фундамент (Журавлев, 1972). Скв. Возей-51, расположенная на северо-восточном склоне Усино-Колвинского вала, на глубине 4388 м вскрыла кварцевые порфиры и альбитофиры. Скв. Баганская-1, расположенная к северо-востоку от предыдущей, в Хорейверской впадине, вскрыла красноцветные и сероцветные филлиты, наклоненные под углами 60–80°. Эти породы по составу близки породам маньинской свиты Приполярного Урала и характеризуются большим внешним сходством с ними.

Таким образом, к концу кембрия район Осевой зоны Приполярного и Северного Урала представлял собой часть обширной байкальской складчатой области, крупные структуры которой приобретали к западу от этого района северо-западное простирание. Подробнее этот вопрос будет рассмотрен в следующем разделе.

Западная структурная зона Урала и смежная часть Русской платформы. Байкальский фундамент указанных областей доступен для непосредственных наблюдений лишь на не-



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10

больших участках по их окраинам, поэтому при решении поставленной задачи — выявлении пространственной связи обнаженных и погруженных структур — приходится широко пользоваться геофизическими данными, прежде всего данными магнитной съемки. Большинство исследователей признают, что осадочные породы платформенного чехла и герцинского этажа Уральской складчатой области практически немагнитны и не оказывают существенного влияния на характер магнитного поля: основные особенности распределения магнитных аномалий зависят от распределения магнитных масс фундамента. Эта особенность магнитных полей использовалась рядом исследователей, в частности В.С. Журавлевым и Р.А. Гафаровым (1959), для расшифровки структур фундамента на основе данных аэромагнитной съемки масштаба 1:500 000 (см. также: Гафаров, 1963). Результаты более детальной аэромагнитной съемки позволили В.В. Большакову, П.М. Загороднову и М.И. Залипухину (Загороднов, 1963; Залипухин, 1963) уточнить существующие интерпретации, выделив в пределах байкальского фундамента аномалии разного возраста.

По Р.А. Гафарову (1963), краевая часть складчатого сооружения байкалид, сопредельная со складчатой системой карелид внутренней части Русской платформы и составляющая фундамент платформенного сооружения Тимана и Печорской впадины, отражается в магнитном поле в виде регионального минимума. Наличие этого минимума объясняется тем, что фундамент сложен здесь преимущественно немагнитными метаморфическими сланцами. На фоне широкого Тиманского минимума выделяются вторичные магнитные максимумы, которые обычно совпадают с интрузиями, пронизывающими фундамент. В распределении вторичных максимумов наблюдается закономерность: они обычно приурочиваются к восточной части Тиманского магнитного минимума, пользуясь широким распространением на восточном склоне Южного и Среднего Тимана, на Северном Тимане, хребте Пае Канина полуострова, а также в пределах Печорской впадины. В западной полосе магнитного минимума вторичные аномалии почти отсутствуют. Указанная зональность магнит-

Рис. 19. Схема сопоставления реликтов байкальских структур в Осевой зоне Приполярного Урала и магнитных аномалий в Западной зоне и на смежной части Русской платформы.

Интенсивность магнитного поля (ΔT_a): 1 — положительное; 2 — слабо положительное; 3 — слабо отрицательное; 4 — отрицательное; 5 — реликты байкальских антиклинорий в Осевой зоне Урала; 6 — реликты байкальских синклинорий в Осевой зоне Урала; 7 — условные границы антиклинорий байкалид; 8 — интрузии; 9 — западная граница Осевой зоны Урала; 10 — западная граница складчатого Урала; границы антиклинория Чернышева.

ного поля является отражением структурной зональности байкалид Тимана, на наличие которой по геологическим данным указывали В.С. Журавлев и С.И. Осадчук (1960): для восточной полосы характерно появление магматических интрузий и более интенсивные дислокации, чем в западной. В регион, выбранный нами для рассмотрения, попадает лишь восточная полоса. Некоторое представление об особенностях геологического строения этой полосы нами получено в ходе геологических исследований на п-ве Канин и Северном Тимане. В более южных районах доступен для непосредственных наблюдений лишь ее западный край (северо-восточная часть Четласского Камня и Вымско-Вольская гряда), где выражены далеко не все ее особенности.

По нашим наблюдениям (Мальков, Пучков, 1963), породы байкальского фундамента, обнажающиеся в пределах платформенных поднятий Северного Тимана и Канина Камня, представлены мощной (до 10 км) толщей метаморфических сланцев различных ступеней метаморфизма — от гранат-амфибол-биотитовых, гранат-биотит-кварцевых и других сланцев в низах разреза до серицит-хлоритовых сланцев в верхних его частях. В последнее время метаморфизм рифея хребта Пае изучался В.Г. Геценом (1969), который выделил ряд зон — от зоны фации позднего метагенеза до амфиболитовой. При выдерживающейся в общем виде зависимости метаморфизма от возраста отложений наблюдается аномальное увеличение метаморфизма в области развития интрузий. Первоначально метаморфические сланцы представляли собой более или менее ритмичное, довольно однообразное переслаивание терригенных пород — песчаников, алевролитов и глин, причем к верхам разреза уменьшается количество песчаников и алевролитов и появляются карбонатные прослои. Грубообломочные породы, характерные для метаморфических толщ западной части Среднего Тимана и Осевой полосы Урала, здесь совершенно отсутствуют, так же как отсутствуют и эффузивы. Метаморфические толщи п-ва Канин и Северного Тимана интенсивно дислоцированы: породы залегают обычно с устойчивым северо-западным простиранием ($305-120^\circ$ СЗ) и крутым падением (до $70-90^\circ$ и даже местами до опрокинутого) при явно преобладающем падении к востоку. Изредка наблюдаются изоклинальные складки, асимметричные складки и флексурные осложнения моноклинально падающих толщ; наряду со складками изгиба и течения наблюдались складки, образованные в результате деформации по плоскостям ранее образованного кливажа, что свидетельствует о неоднократной деформации. Наиболее широко развита мелкая (наблюдаемая в обнажениях) складчатость в районе мыса Микулкин, где типичны широкие антиклинали и узкие килевидные синклинали. В других районах мелкие складки встречаются реже, обычно в обнажениях наблюдается моноклинальное залегание пород. Более крупные складки в этих районах

нами установлены не были, возможно вследствие малой детальности работ. Вместе с тем сопоставление данных по целому ряду пересечений метаморфических толщ Канина и Северного Тимана привело нас к выводу, что несмотря на наличие складчатости, осложняющей их структуру, в целом везде наблюдается тенденция к наращиванию разреза с юго-запада на северо-восток, так что докембрийскую структуру этих районов можно рассматривать как крыло крупного, довольно просто построенного антиклинория, ядро которого было срезано в конце палеозоя крупным надвигом, ограничивающим с юго-запада горст Канина Камня. Судя по наличию широкой зоны скопления мелких разломов и зон дробления, наблюдаемого в низовьях р. Пидерцелхи (северо-восточный край Канина Камня), здесь также имеет место крутопадающий разлом с большой амплитудой смещения. В одном из обнажений наблюдался пологий надвиг. Обычно же разломы в метаморфической толще как вследствие ее однообразия, так и вследствие параллельности разломов простирацию пород улавливаются с трудом.

По данным В.Г. Гецена, структура метаморфических сланцев хребта Пае характеризуется сочетанием двух продольных зон мелкой складчатости, разделенных двумя широкими зонами крутого моноклинального залегания пород, причем разрез наращивается на северо-запад. Такая трактовка структуры довольно близка к той, которая была предложена нами в 1962 г., но более конкретна и основана на более детальных исследованиях, и, по-видимому, с ней можно согласиться.

Характерной особенностью рассматриваемой зоны является полное отсутствие эффузивов при широком развитии интрузивных пород — метагаббро, метадиабазов, гранитов, сиенитов, лампрофиров и некоторых других щелочных образований (Ивенсен, 1964).

В связи с довольно широким развитием интрузивных комплексов в рассматриваемой зоне байкалит представляется весьма важным отметить одну особенность структуры метаморфических сланцев, определяемую наличием интрузий. На Канине и Северном Тимане метаморфические сланцы на больших протяжениях сохраняют очень однообразное, устойчивое простираение. Оно нарушается лишь в районах развития интрузий (за исключением мелких тел метадиабазов), т.е. в низовьях р. Пидерцелхи, в районе мысов Микулкина и Румяничного, на периферии массива Большой Камешек и т.д. В последнем случае удалось наблюдать выраженную в грубой форме подчиненность простираций сланцев очертаниям массива, как в отдельных выходах, в непосредственной близости от контакта, так и в полосе обнажений южнее массива, на р. Черной. Контакты массива со сланцами рвущие, интрузивные; приконтактные дислокации свидетельствуют об активном механическом воздействии магмы на сланцы при внедрении. Подобное же облекание интрузий метаморфи-

ческими сланцами отмечалось нами и при описании уральской территории байкалид и является, по-видимому, характерной чертой байкальской структуры. Поэтому аналогичное явление можно предположить в фундаменте южной, закрытой, части Печорской впадины — в "сфере влияния" выявленного глубоким бурением (Вассерман, Журавлев, Филимонов, Черный, 1968) огромного Омра-Сойвинского плутона или группы крупных интрузивов. Эта часть фундамента Печорской впадины может быть более или менее уверенно отнесена к той же структурной зоне байкалид, что и фундамент Канина Камня и Северного Тимана. На это наряду с геофизическими данными указывают и данные бурения, говорящие о развитии здесь сланцевого фундамента, включающего местами довольно сильно метаморфизованные породы (двуслюдяные сланцы в скв. 1-Кипиево), об интенсивной дислоцированности пород и наличии в пределах фундамента интрузий гранитов при полном отсутствии эффузивов.

Таким образом, рассмотренные особенности строения восточной структурной зоны фундамента Тимана и северо-восточного Притиманья позволяют сделать вывод, что в этой зоне развиты мощные (до 10 км), местами интенсивно метаморфизованные толщи предположительно рифейского возраста, первично терригенного относительно тонкообломочного состава. Важной особенностью указанных отложений является отсутствие эффузивов. Толщи интенсивно дислоцированы; характерно крутое залегание пород, развитие как крупных структур типа антиклинориев, так и мелкой складчатости, которая в различных участках в большей или меньшей степени осложняет строение этих крупных структур. Структуры осложнены также разломами различной морфологии и амплитуды. Широким развитием пользуются интрузивные породы, последовательность внедрения которых в целом совпадает с последовательностью магматизма в вулканической зоне Приполярного Урала. Весь вышеуказанный комплекс признаков говорит о том, что восточная структурная зона фундамента Тимана и северо-восточного Притиманья представляет собой часть внешней зоны байкальской геосинклинали (по В.С. Журавлеву, это внутренняя зона миогеосинклинали).

Завершение развития в пределах внешней и внутренней зон байкальской геосинклинали произошло примерно одновременно, переломный этап развития приходится на кембрий. В ордовике уже началось формирование нового структурного этажа (каледоно-герцинского на Урале и его аналога в пределах Русской платформы).

Мы не располагаем новым материалом для того, чтобы судить о месте и характере западной границы байкальской геосинклинали и платформы. Различные исследователи решают этот вопрос по-разному. В.С. Журавлев и др. (1965) считают, что эпикарельский блок Русской платформы сочленялся с Тиманским отрезком Тимано-Уральской рифейской геосинклинали посредством ряда кулисных краевых

швов. Четласский Камень лежит к востоку от одного из швов. По В.А. Разницыну (1968), большая (западная) часть Четласского Камня Среднего Тимана, которую он относит к западной зоне Тимана, носит характер переходной области от геосинклинали к платформе. Идея В.А. Разницына о том, что эта зона соответствует краевому прогибу, дискуссионна и в значительной мере зависит от выводов по стратиграфии древних толщ. Мы не имеем данных для суждения о ее правильности или ошибочности. В любом случае, однако, представляют интерес выводы В.А. Разницына, касающиеся изменения морфологии байкальских структур на Тимане по направлению с запада на восток. Если на западе Четласского Камня в метаморфических толщах развиты пологие брахиформные складки с углами падения крыльев 4–15°, иногда более крутыми, то в восточной зоне появляются линейные антиклинальные структуры с углами падения крыльев до 30–60°. По-видимому, те же факты имеет в виду В.С. Журавлев, говоря о постепенном характере перехода от условий эпикарельской платформы к условиям рифейской миогеосинклинали в пределах выделяемых им кулисных блоков. Объясняя особенности строения западной зоны древнего Тимана, указанные исследователи сходятся на том, что по крайней мере эта зона имеет под собой карельский фундамент. Восточная граница внешней зоны байкальской геосинклинали устанавливается по геофизическим данным и примерно совпадает с восточной границей Тиманского минимума, прослеживаясь далее на Урал, к восточному ограничению Кваркушского антиклинория. К востоку и северо-востоку от описанной выше полосы минимумов ΔT_a выделяется в целом область развития максимумов ΔT_a , охватывающая всю Большеземельскую тундру. Внутренняя структура этой области достаточно сложна: в ней выделяются аномальные зоны относительных максимумов и минимумов более высокого порядка. Р.А. Гафаров (1963) выделяет здесь следующие зоны аномалий (с запада на восток): 1) Илыч-Чикшинская зона положительных аномалий; 2) Подчерем-Каменский относительный минимум, который в северо-западном направлении переходит в Припечорскую систему локальных аномалий; 3) Денисовская зона положительных аномалий; 4) Усть-Усинская полоса пониженных значений магнитного поля. По Р.А. Гафарову, Денисовская и Илыч-Чикшинская аномальные зоны соответствуют синклинориям байкальского фундамента, сложенным преимущественно вулканогенными породами рифея, а Усть-Усинская и Подчерем-Каменская — структурам типа антиклинория. Реставрация байкальских структур в пределах территории Осевой зоны, проведенная нами, позволяет подкрепить новым материалом выводы Р.А. Гафарова и несколько более обоснованно судить об особенностях морфологии структур фундамента в пределах вышеуказанных аномальных зон (рис. 19).

Пересекающая платформу в северо-западном направлении широкая Усть-Усинская полоса магнитных минимумов на юго-западном своем простирании упирается в Хобеизский антиклинорий байкалид. Как указывалось уже, современная конфигурация Хобеизского антиклинория должна существенно отличаться от его конфигурации в байкальском плане вследствие наложения герцинских деформаций: байкальская структура в большей степени приближается по своему виду к гранито-гнейсовому куполу. Поэтому современное положение Хобеизского антиклинория вкрест простирания Усть-Усинской полосы аномалий не противоречит предположению о том, что антиклинорий принадлежит байкальской структуре, отражаемой указанной полосой аномалий. Характер аномальной зоны показывает, что линейность ее внутренних структур выражена очень слабо: она сложена по своему простиранию изометричными и амёбовидными максимумами, разделяющимися участками магнитных минимумов, для которых также нехарактерна четкая линейность (отражение купольных структур?).

Усть-Усинская зона, представляющая собой, таким образом, сочетание положительных и отрицательных структур со слабо выраженной линейностью, ограничена с юго-запада и северо-востока четко выраженными линейными магнитными максимумами. Южная из этих аномальных зон — Денисовская — прослеживается в Осевую зону современного складчатого Урала, совпадая в южной части с Саблинским синклинием. Сложность, однако, состоит в том, что южное окончание Денисовской аномалии в пределах Осевой зоны Урала как бы перечеркнуто более интенсивной меридиональной Саблинской аномалией, совпадающей с меридиональной структурой хребта Сабли. Это дало основание В.В. Большакову, А.М. Загороднову и некоторым другим исследователям говорить о наложенном характере Саблинской аномалии по отношению к Денисовской, что, по-видимому, верно. Вопрос состоит лишь в том, каким образом произошло это наложение, какой механизм за этим кроется. В принципе невозможно отрицать, что вулканогенные породы, расположенные в южной оконечности Денисовской зоны, подвергались интенсивным герцинским деформациям в отличие от участков зоны, расположенных к северо-западу. Эти деформации не могли не вызвать искажения первичного магнитного поля. Так, на северо-западной оконечности хребта Сабли, сложенного порфиритами, нами наблюдались выходы характерных сиреневых конгломератов тельпосской свиты ордовика, содержащих гальку кварцитов и порфиритов. Конгломераты интенсивно дислоцированы и залегают с падением к западу обычно под углами 50–80°. Крутое залегание базальных конгломератов на массивных порфиритах может служить указанием на то, что мощная толща рифейских порфиритов была вторично дислоцирована совместно с отложениями герцинского структурного этажа в крупной герцинской субмеридиональной складке. Огромное пласто-

образное тело интенсивно-магнитных порфиритов было поставлено "на торец", что привело к увеличению создаваемой им аномалии. Деформации, наложенные на байкальский фундамент в результате герцинских деформаций, наблюдаются и непосредственно к западу от аномалии хребта Сабли, в фундаменте Западной зоны складчатого Урала, причем здесь они хорошо коррелируются с деформациями герцинского структурного плана, косо пересекая Денисовскую аномалию, отражающую реликты древней структуры. Далее к западу, в пределах Предуральского краевого прогиба и платформы, вторичные линейные максимумы уральского простираения исчезают; первичная структура байкальского фундамента здесь сохранилась в наибольшей степени. Судя по слабой линейности, округлости изоаномал, отсутствию особо интенсивных градиентов магнитного поля в этой части Денисовской зоны, соответствующий ей синклинорий имел сравнительно простое строение, а дислокации уступали по своей дифференцированности дислокациям герцинид.

И по рисунку изоаномал, и по их интенсивности на Денисовскую аномальную зону очень похожа расположенная к югу от нее Илыч-Чикшинская аномалия, прослеживающаяся в северо-северо-западном направлении из Западной зоны складчатого Урала на платформу. По аналогии с Денисовской зоной она может рассматриваться как отражение байкальского синклинория фундамента. Здесь, как и в других участках байкальской складчатой области, интенсивные магнитные аномалии вызваны, по всей вероятности, присутствием огромных масс основных эффузивов, повышенная магнитность которых обусловлена высоким содержанием в них распыленного магнетита. Как и восточная оконечность Денисовской аномалии, восточная часть Илыч-Чикшинской пересечена узкой субмеридиональной цепочкой вторичных максимумов, фактически совпадающей с границей Западной зоны складчатого Урала, т.е. с линией резкого погружения байкальского фундамента в западном направлении. Эта аномальная зона, названная В.В. Большаковым и А.М. Загородновым Вуктыльско-Чернышевской, прослеживается на очень большое расстояние, косо пересекая Илыч-Чикшинскую, Денисовскую, Усть-Усинскую и более северные аномалии, и совпадает с простираением герцинских структур. Непосредственно к востоку от этой зоны протягивается вторая, очень похожая на первую, но короткая. Она протягивается над Тимаизским поднятием и, совершенно очевидно, связана с наличием на Тимаизском поднятии круто залегающих пластовых интрузий диабазов, которые прорывают здесь терригенные отложения среднего девона. Так, диабазы, наблюдавшиеся нами на северной оконечности хребта Тима-из, создают аномалию, легко улавливаемую горным компасом.

В целом наложенный характер вышеуказанных узких линейных зон максимумов в Западной зоне Урала по отношению к крупным зонам 1 порядка не вызывает сомнений.

Между Денисовской и Илыч-Чикшинской аномальными зонами расположена область Подчерем-Каменского относительного минимума. Эта область совпадает с юго-западной оконечностью Печоро-Кожвинского вала, прослеживается далее на юго-восток, параллельно Тимаизскому поднятию, постепенно расширяясь с одновременным уменьшением интенсивности магнитного поля; на юго-восточном окончании она сливается с Центрально-Уральским региональным минимумом, совпадая с западным крылом байкальского Маньхамбовского антиклинория. Последнее обстоятельство позволяет предположить, что Маньхамбовский антиклинорий, имевший, по-видимому, северо-северо-западное простираение, составлял кулису более крупной антиклинальной зоны, наличие которой отражается магнитным полем Подчерем-Каменского относительного минимума. К северо-востоку, судя по характеру магнитного поля, эта антиклинальная зона погружается.

Все рассмотренные выше полосовые аномальные зоны сливаются с Центрально-Уральским региональным минимумом или упираются в него. В свете вышеизложенного требует объяснения тот факт, что Центрально-Уральский минимум приблизительно соответствует герцинской структуре — Осевой зоне герцинского Урала (лишь в ее западной части аномалии сохраняют реликты доуральских простираций), — протягиваясь параллельно Главному уральскому глубинному разлому. Нам кажется правильным рассматривать Центрально-Уральский минимум как герцинское образование, наложенное на байкальские аномалии. Как нами уже было показано, в восточном направлении происходит увеличение интенсивности процессов переработки байкальского фундамента. В Осевой структурной зоне Урала помимо наложенной складчатости и мелких интрузий свой вклад в искажение первичного характера магнитного поля вносят эрозия, благодаря которой из пределов Осевой зоны удалялись интенсивно магнитные породы, занимающие высокое положение в разрезе древних толщ (этот процесс продолжается и в настоящее время), а также послеордовикский метаморфизм, благодаря наложению которого местами могла существенно измениться магнитность пород. Работами Б.А. Голдина, М.В. Фишмана и др., особенно в последние годы, действительно устанавливается широкое развитие метасоматических процессов в байкальском фундаменте Осевой зоны в течение герцинского цикла развития Приполярного Урала.

Процессы переработки байкальского фундамента были, однако, еще более разрушительными в Восточно-Уральской области, где вообще не удастся отделить байкальские аномалии от герцинских. Как будет показано, геологические и геофизические данные позволяют

предполагать, что байкальский фундамент в Восточной зоне Приполярного Урала был разрушен уже в начале палеозоя.

Итак, мы рассмотрели основные черты строения байкальского складчатого сооружения, сформировавшегося на описываемой территории в основном к раннему кембрию.

В течение конца венда – начала кембрия происходили интенсивный размыв и пенепленизация этого горного сооружения. Обломочный материал, возникавший при этом, в основном выносился за пределы современной Осевой зоны Приполярного Урала и лишь в некоторых местах он представлен, вероятно, грубообломочными полимиктовыми отложениями лаптопайской свиты. Новый цикл развития, начавшийся в ордовике отложением преимущественно мономиктовых (за исключением полимиктового базального горизонта) существенно кварцевых пород, характеризовался развитием длительных, устойчивых погружений, сменившихся интенсивными поднятиями лишь в конце палеозоя – начале мезозоя и приведших к образованию каледоно-герцинского этажа на Урале и платформенного чехла на Русской платформе.

Соотношение байкальского и каледоно-герцинского структурных этажей. Угловые несогласия в залегании ордовикских отложений на рифейских в пределах Осевой зоны складчатого Урала отмечаются далеко не везде. Местами они даже четкие, как, например, в Вангырско-Манарагском районе (Чернов, 1964; Пучков, Тимонин, 1968), местами же не улавливаются вовсе.

Морфология структур южной и северной частей Вангырско-Манарагского района резко различна. Если в южной части преобладают опрокинутые брахиформные или S-образные структуры, связанные с наличием гранитных интрузий, то в северной части наблюдаются четко выраженные линейные структуры. Уже учет одного этого обстоятельства мог бы привести к мысли о том, что мы имеем здесь области развития двух структурных этажей: нижнего — в южной части и верхнего — в северной. Это предположение подкрепляется рассмотрением аэрофотоснимков района верховий рек Вангыра и Хароты, где отчетливо дешифрируется выход поверхности несогласия, разделяющей два структурных этажа,— байкальский и герцинский (Пучков, Тимонин, 1968). Структурные комплексы здесь легко разделяются благодаря хорошей дешифрируемости грубообломочных нижнеордовикских пород, а также тому обстоятельству, что на значительных участках они залегают очень полого в отличие от более интенсивно дислоцированных сланцев, кварцитов и вулканогенных пород нижнего структурного этажа. Угловые несогласия в залегании пород указанных структурных этажей отмечались в Вангырском районе целым рядом исследователей и, в частности, Г.А. Черновым (1962, 1964). Нами четкие угловые несогласия наблюдались на левом борту долины р. Вангыра, примерно в

0,5 км выше впадения ручья Озерного, где в скальных обрывах высоко над рекой обнаруживаются ордовикские кварциты и конгломераты, залегающие в системе пологих складок с углами падения на крыльях 20–40° и северо-западными простираниями осей. Непосредственно ниже подошвы ордовика в вершинах водотоков можно наблюдать крутопадающие слои известковых сланцев и филлитов, простирания которых идут вдоль склона (в восток-северо-восточном направлении). Таким образом, здесь налицо угловое и азимутальное

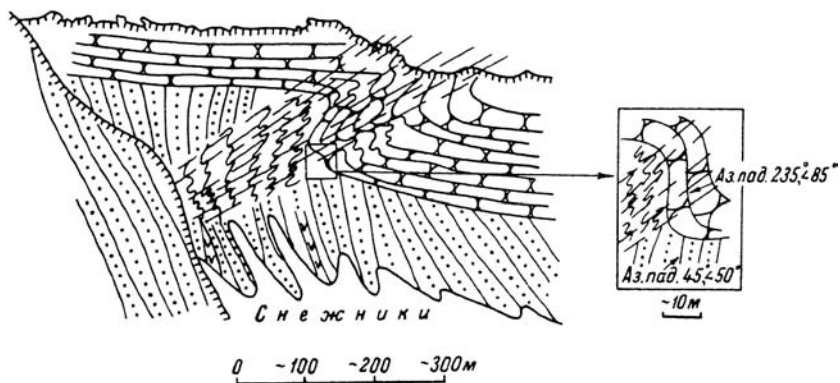


Рис. 20. Взаимоотношения ордовика (тельповская свита) и доордовика (лаптопайская свита) в правом борту ледникового цирка в верховьях ручья Озерного.

Условные обозначения см. на рис. 24.

несогласия. Прекрасно выраженные угловые несогласия наблюдались нами и в истоках ручья Озерного (рис. 20). Надо сказать, что северо-восточные и восток-северо-восточные простирания ордовикских пород в междуречье Вангыра и Таежного преобладают и хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках. В то же время в поле развития ордовикских пород непосредственно западнее, уже в левом борту ручья Озерного, наблюдаются северо-западные простирания. По-видимому, здесь происходит пересечение частной байкальской структуры северо-западного простирания герцинской структурой северо-восточного простирания.

В ряде же участков гораздо труднее выявить поверхность, разделяющую структурные этажи. Однако мы не считаем возможным отказываться от представления о наличии в этих участках глубокого размыва в основании ордовика, о чем свидетельствуют и четкие различия морфологии байкальских и герцинских структур, улавливаемые при дешифрировании аэрофотоснимков, и геологическая карта, из которой видно, что ордовикские отложения залегают с явным несогласием на протерозойских отложениях — от самых древних до наиболее молодых. В целом ряде участков Осевой зоны устанавливается, по данным К.А. Львова, Б.А. Голдина, М.В. Фишмана, Н.А. Сирина, Е.П. Калинина и автора (Пучков, 1968а; Калинин, Пучков, 1968; Пучков, Раабен, 1972), непосредственное залегание ордовикских отложений на поверхности интрузий или присутствие продуктов размыва этих интрузий в лаптопайской свите или в базальных горизонтах ордовика (Косизский, Сотчемьельизский, Маньхамбовский, Торговский, Хартесский, Парнукский, Тынаготский, Лемвинский массивы), что само по себе свидетельствует о глубоком размыве вмещающих их древних толщ. Отсутствие же угловых несогласий в каждом конкретном случае может быть следствием таких причин, как 1) залегание ордовикских отложений в пологом ядре размытой протерозойской складки, 2) вызванная анизотропией фундамента параллельность осевых плоскостей новообразованных складок слоистости пород фундамента; интенсивное рассланцевание, затушевывавшее элементы слоистости.

Вопрос о наличии угловых несогласий между отложениями фундамента и чехла в пределах смежной с Приполярным Уралом части платформы решается легче, в связи с тем что байкальские деформации фундамента практически не затушеваны деформациями, наложенными в течение палеозоя. Наиболее древние отложения чехла, которые предположительно датируются как ордовикские (Журавлев, Зарх, Кушнарева, 1967), залегают, по данным бурения, на эродированной поверхности сильно дислоцированных кристаллических сланцев, причем если падение ордовикских отложений не превышает 5° , то падение сланцев измеряется десятками градусов; сланцы метаморфизованы, пронизаны интрузиями (или интрузией) гранитов, вскрытых предордовикской эрозией (скв. 1 Ю. Джьер, 14 Нибель, 3 Покча, 1 Н. Омра), и выветрены с поверхности, разделяющей фундамент и чехол.

Таким образом, ордовикские отложения ложатся с глубоким размывом и угловым несогласием (местами затушеванным наложенными деформациями) на дислоцированные рифейские толщи и на платформе, и в Осевой зоне складчатого Урала. Нет оснований предполагать, что этот перерыв отсутствует в Предуральском краевом прогибе и в Западной зоне Урала, где соотношения структурных этажей пока не изучены.

Герциниды и их платформенные аналоги

Русская платформа

Восточная часть Печоро-Ижемской впадины. Подробное описание строения этой территории можно найти в работах Н.Д. Матвиевской (1964, 1966), В.А. Разницына (1964), Н.В. Кузнецовой (1965), П.А. Туманова (1968) и других исследователей. Рассматриваемая структура имеет северо-западное простирание, ширина ее в юго-восточной части 50–70 км, к северо-западу впадина расширяется. Ограничена она с юго-запада Ухтинским валом, входящим в состав Тиманского мегавала, а с северо-востока — Печоро-Кожвинским инверсионным валом. В зонах сочленения впадины с этими положительными структурами местами отмечаются дизъюнктивные дислокации. На востоке впадина посредством очень пологой флексуры сочленяется с Предуральским краевым прогибом. Структуры Печоро-Ижемской впадины очень пологи и резко контрастируют со структурами складчатой области. Так, поверхность карбонатных отложений артинского яруса, положение которой на большей части территории четко устанавливается геофизическими методами, очень плавно (с падением около 1°) погружается к северу и северо-востоку от Омра-Сойвинского поднятия, где она выходит на поверхность, до глубин примерно 1100 м в районе Лемью-Ираиольского структурного выступа (рис. 21, см. вкладку).

Вместе с тем пологие структуры, расположенные в рассматриваемом районе, представляют большой интерес с точки зрения их нефтеносности и весьма специфичны по своей морфологии и генезису. Структуры эти резко отличаются от линейных структур Тимана и Печорской гряды своими довольно расплывчатыми очертаниями, изогнутостью, нелинейностью в плане. По В.А. Разницыну (1964), особенности морфологии этих структур связаны с "дугообразно-блоковой тектоникой фундамента" Печорской впадины: в чехле дугообразным выступам фундамента соответствуют асимметричные серповидные плакантиклинали и сложно очерченные структурные террасы.

Наиболее южной и наиболее приподнятой из структур этого типа является Омра-Сойвинский выступ, в котором выходят на поверхность полого залегающие слои каменноугольного и пермского возраста. Структура эта имеет широтное простирание и тесно связана с краевыми поднятиями Тиманского мегавала, образуя как бы субширотное ответвление к востоку от Ухтинского вала. Омра-Сойвинский выступ осложнен поднятиями более высоких порядков, которые, как и сам выступ, весьма пологи; наклон крыльев их обычно не превышает $1-3^\circ$.

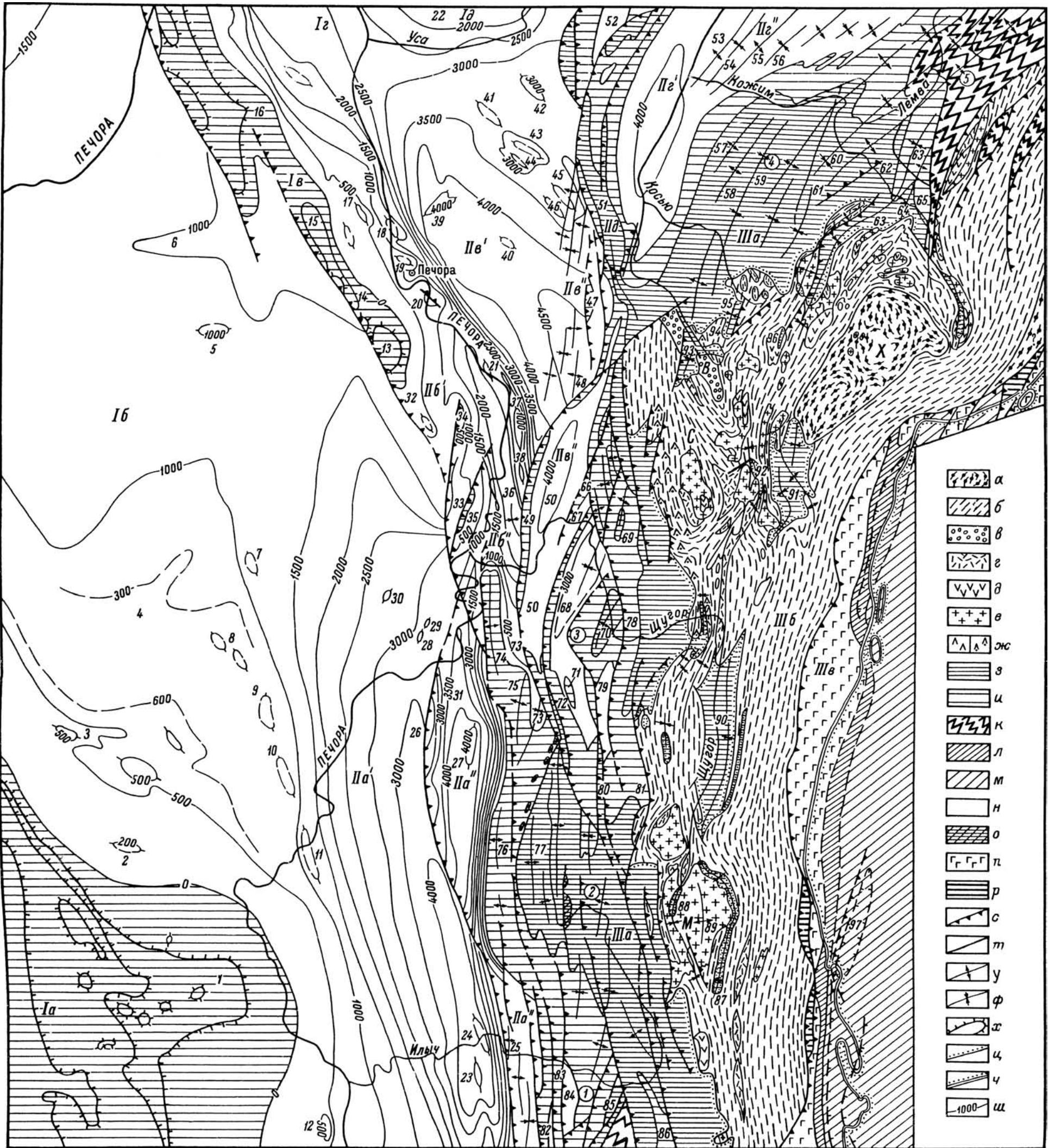


Рис. 21. Тектоническая схема Приполярного Урала, северной оконечности Северного Урала и смежной части Русской платформы. Составил В.Н. Пучков, 1970 г.

Доуралиды. а — николайшорский гнейсовый комплекс (возможно, карельский); б — нерасчлененные метаморфизованные формации геосинклинального этапа развития байкалид. Орогенные формации байкалид: в — молассовая; г — порфировая. Интрузивные комплексы: д — габбро-диорито-диабазовый; е — полихронный ряд гранитоидных комплексов (нерасчлененный); ж — габбро-монзонит-сиенитовый комплекс (слева) и комагматичные ему эффузивы лоремпейской трахито-базальтовой рифтогенной (?) формации (справа). **Уралиды.** Доорогенные формации уралид: 1) эпиконтинентальные (формации известняковой зоны); 2) отвечающие ордовикскому и силурийско-раннедевонскому этапам развития; и — отвечающие среднедевонско-турнейскому, визейскому и ранне-среднекаменноугольному этапам, а также началу раннепермского этапа; 2) к — батинальные (формации сланцевой зоны); 3) океанические и островные (формации вулканической зоны); л — отвечающие силурийско-раннедевонскому этапу; м — отвечающие среднедевонско-турнейскому и визейскому этапам; н — орогенные формации (моласса) уралид и их аналоги на платформе; о — аналоги трапповой формации в Западной зоне. Формации висячего крыла Главного глубинного разлома: п — габбро-пироксенит-плаггиогранитная (платиноносная) формация; р — дунит-гарцбургитовая формация (окончание Салатимского пояса); с — надвиги; т — сбросы; у — линейные антиклинали; ф — линейные синклинали; х — изостраты; ц — выход поверхности несогласия между доуралидами и уралидами; ч — выход поверхности несогласия между уралидами и чехлом Западно-Сибирской плиты; ш — стратозогипсы подошвы молассы в Предуральском краевом прогибе и ее аналогов — на платформе.

I — Эпибайкальская плита Русской платформы: Ia — Тиманский мегавал; Ib — Печоро-Ижемская впадина; Iv — Печоро-Кожвинский вал; Ig — Денисовский прогиб; Id — Усино-Колвинский вал; II — Предуральский краевой прогиб: IIa' — внешняя (слабо дислоцированная эпибайкальская) зона Верхнепечорской впадины; IIa'' — внутренняя (складчатая герцинская) зона Верхнепечорской впадины; IIб — внешняя (слабо дислоцированная эпибайкальская) зона Среднепечорского поперечного поднятия; IIб'' — внутренняя (герцинская складчатая) зона Среднепечорского поднятия; IIв' — внешняя (слабо дислоцированная эпибайкальская) зона Большесынинской впадины; IIв'' — внутренняя (складчатая герцинская) зона Большесынинской впадины; IIг' — внешняя (слабо дислоцированная эпибайкальская) зона Косью-Роговской впадины; IIг'' — внутренняя (складчатая герцинская) зона Косью-Роговской впадины; IIд — антиклинорий Чернышева; III — Центральнo-Уральский мегантиклинорий герцинид: IIIа — Западная структурная зона; IIIб — Осевая структурная зона; IIIв — формации висячего крыла Главного разлома; IIIд — Западная структурная зона. В пределах Западной и Осевой структурных зон Урала выделяют следующие поперечные структуры: (1) — Верхнепечорское поперечное опускание; (2) — Илыч-Подчерское поперечное поднятие; (3) — Шугорское поперечное опускание; (4) — Кожимское поперечное поднятие; (5) — Лемвинское поперечное опускание; IV — Западно-Сибирская эпигерцинская плита. Реликты структур байкалид, переработанных герцинской складчатостью: М — Маньхамбовский антиклинорий; X — Хобейский антиклинорий; С — Саблинский синклинорий; В — Вангырский межгорный прогиб. (Все эти реликтовые структуры выделены в пределах Осевой зоны герцинского Урала). Границы структур I порядка показаны на рис. 1.

Структуры высоких порядков. В пределах Печорской впадины: 1 — Овра-Сойвинский выступ; 2 — Джьерское поднятие; 3 — Велью-Тэбукское поднятие; 4 — Лемью-Иранольский выступ; антиклинальные структуры: 5 — Лузская; 6 — Верхнелыжская; 7 — Исаковская; 8 — Мичаюская; 9 — Северо-Савиноборская; 10 — Восточно-Савиноборская; 11 — Пашнинская; 12 — Джебольская. В пределах Печоро-Колвинского вала. Осевая зона: 13 — Кыртаюльская; 14 — Кожво-Каменская; 15 — Южно-Лыжская; 16 — Северо-Лыжская; Печорогорская зона: 17 — Южно-Лиственничная; 18 — Песчанская; 19 — Печоро-Кожвинская; 20 — Печорогородская; 21 — Аранецкая; 22 — Усинская антиклиналь Усино-Колвинского вала. В пределах Предуральского краевого прогиба: Верхнепечорская впадина. Антиклинали: 23 — Нижнемартурская; 24 — Среднеилычская; 25 — Сарьюдинская; 26 — Вуктыльская; 27 — Мишпарминская; 28 — Козлаювожская; 29 — Козлаюская; синклинали: 31 — Гортельская. Среднепечорское поперечное поднятие. Антиклинальные структуры: 32 — Югидская; 33 — Западно-Соплясская; 34 — Худоюльская; 35 — Воя-Соплясская; синклинали: 36 — Сидор-Ельская; антиклинальные структуры: 37 — Переборская; 38 — Березовская. Большесынинская впадина. Антиклинальные структуры: 39 — Вятская; 40 — Кумшорская; 41 — Ничтеарюнская; 42 — Пыжьельская; 43 — Южно-Пыжьельская; 44 — Сыннинская; 45 — Южно-Сыннинская; 46 — Западно-Сыннинская; 47 — Большеаренская; 48 — Залазнинская; 49 — Улдор-Кыртинская. Синклинальные структуры: 50 — Мичабичевническая. Гряда Чернышева. 51 — Сын-Вангырская антиклиналь; 52 — Шарью-Заостренская синклиналь. Косью-Роговской прогиб. 53 — Косьюнская антиклиналь; 54 — Интинская синклиналь; 55 — Кожимская антиклиналь; 56 — Черноречья синклиналь. В пределах Западной структурной зоны Урала. 57 — Обезская антиклиналь; 58 — Дурнойюская антиклиналь; 59 — Саледская антиклиналь; 60 — Лимбекская синклиналь; 61 — Хамболырдская антиклиналь; 62 — Малдинская антиклиналь; 63 — Балбанюская синклиналь; 64 — Санаизская антиклиналь; 65 — Верхнекожимская антиклиналь; 66 — Шеркыртинская антиклиналь; 67 — Велдоркыртинская антиклиналь; 68 — Шугор-Подчерская синклиналь; 69 — Мертвопарминская антиклиналь; 70 — Гердююская антиклиналь; 71 — Оселокская антиклиналь; 72 — Подчерская антиклиналь; 73 — Кобылкинская синклиналь; 74 — Еджид-Кыртинская антиклиналь; 75 — Югид-Вуктыльская антиклиналь; 76 — Верхнесочинская антиклиналь; 77 — Тимаюское поднятие; 78 — Овиндская (Овинпарминская) антиклиналь; 79 — Камчатская синклиналь; 80 — Залазнинская антиклиналь; 81 — Верхне-Подчерская синклиналь; 82 — Испередская синклиналь; 83 — Печоро-Илычская синклиналь; 84 — Аньюская синклиналь; 85 — Косьююская антиклиналь; 86 — Эбелыжская синклиналь. В пределах Осевой структурной зоны Урала. 87 — Укьюская синклиналь; 88 — Поньинская синклиналь; 89 — Маньхамбовская антиклиналь; 90 — Шугорская синклиналь; 91 — Няртинская синклиналь; 92 — Пуйвинская синклиналь; 93 — Вангыр-Патокская синклиналь; 94 — Харотская антиклиналь; 95 — Верхнехаротская синклиналь; 96 — Парнукая синклиналь. В пределах Восточной структурной зоны Урала. 97 — Нийс-Тольинская синклиналь.

Далее к северу, на расстоянии около 50 км от описанной структуры, расположено сравнительно небольшое, с размерами 30×10 км, Джьерское поднятие, более глубоко погруженное, пологое (с углами падения от 2 до 10°), имеющее, как и Омра-Сойвинский выступ, явно выраженное широтное простирание. Еще в 15–20 км к северу на фоне дальнейшего общего погружения слоев под углом 1°30'–2° наблюдается Велью-Тэбукское или Тэбук-Савиноборское поднятие, осложненное целым комплексом структур различных порядков, среди которых выделяется Ванью-Вельюсский вал длиной более 40 км при ширине 6 км, серповидной формы, обращенный выпуклостью к югу, с широтным простиранием в центральной части. Падения слоев в пределах вала увеличиваются в среднем до 2°–3°30'. В области дальнейшего погружения палеозойских толщ к северу располагается Лемью-Ираиольский выступ, который, судя по залеганию поверхности карбонатного палеозоя, имеет форму очень пологого, погружающегося к северу структурного "носа". Длина его 80 км при ширине около 50 км. Еще севернее, примыкая к разрывным нарушениям Печорской гряды, располагаются Верхне-Лыжский и Лузский структурные выступы субширотного простирания с падением крыльев от 1 до 5° и плоской приосевой частью. В вышеописанных структурах ничто не напоминает резкие, линейные субмеридиональные уральские складки. Несколько иначе выглядят расположенные восточнее описанных поднятий и выступов Исаковские и Мичаю-Пашнинские структуры, которые П.А. Туманов (1968) предлагает рассматривать как элементы единого Илычско-Чикшинского поднятия. Цепочка Исаковских структур субмеридионального простирания, которые В.А. Разницын выделяет в Исаковский вал, располагается на восточном ограничении Лемью-Ираиольского выступа; в пределах вала выделяются Восточно-Лемьюская, Исаковская и Верхне-Исаковская структуры субмеридионального простирания. Южнее, примерно на продолжении Исаковской цепочки структур, несколько отклоняясь к юго-юго-западу, располагается Мичаю-Пашнинская антиклинальная зона, в пределах которой наиболее четко выделяются с севера на юг: Мичаюская, Северо-Савиноборская, Восточно-Савиноборская и Пашнинская структуры. Это вытянутые в субмеридиональном направлении структуры с соотношением осей примерно 1:3, амплитудами от 20 до 70 м при длине осей от 4 до 15 км. Таким образом, это очень пологие, типично платформенные структуры. Однако близость их к Уралу сказывается в их субмеридиональной вытянутости и линейном расположении на западном борту Предуральского краевого прогиба: они приурочены к хорошо заметной флекуре в палеозойских отложениях, обращенной к Уралу. Флексура эта совпадает с западной границей Предуральского краевого прогиба — здесь начинают резко возрастать к востоку мощности пермских орогенных формаций.

Печоро-Кожвинский вал и Среднепечорское поднятие. Печоро-Ижемская впадина, которая, как было выше показано, включает в свою структуру в качестве основного элемента плавно погружающуюся к северу и северо-востоку моноклинал, осложненную очень пологими структурами различных порядков, с северо-востока ограничена резко приподнятой зоной сильно нарушенного залегания палеозойских и нижнемезозойских толщ. Эта зона носит название Печорской гряды или Печоро-Кожвинского вала. Последнее название нам кажется предпочтительнее, в частности, по той причине, что термин "гряда" не носит в себе классификационной нагрузки и употребляется для обозначения и платформенной структуры, какой является Печоро-Кожвинский вал, и структуры складчатой области, какой является антиклинорий (гряда) Чернышева. По-видимому, термин "гряда" является анахронизмом и употребляется лишь в силу традиции.

В настоящее время в результате проведенных исследований (геологическая съемка, бурение, геофизические работы) южная часть Печоро-Кожвинского вала хорошо изучена и результаты исследований изложены в целом ряде работ (Сошкина, 1930; Войновский-Кригер, 1944б; Добротворская, 1959; Кушнарева, 1960; Кушнарева, Россин, 1960; Разницын, 1964; Сорокин, 1964; Богацкий и др., 1965; Дедеев и др., 1965; Матвиевская, Журавлев, 1965, и др.). Большой фактический материал содержится также в неопубликованных работах М.В. Касьянова, Г.А. Чернова и др. В самых общих чертах Печоро-Кожвинский вал представляет собой крупную линейную положительную структуру, прослеживаемую в северо-западном направлении от Приполярного Урала к побережью Печорского моря на расстояние свыше 500 км при ширине 25–50 км. В осевой части структуры на поверхность выходят карбонатные отложения каменноугольного и даже девонского возраста. Вал резко асимметричен, его юго-западное крыло круче северо-восточного.

Со времени проведения региональных геофизических исследований принимается как очевидный факт, что Печоро-Кожвинский вал расположен на стыке территорий, характеризующихся различным строением нижнего структурного этажа (фундамента): об этом говорит резкое изменение характера геофизических полей при переходе от Печоро-Ижемской впадины в Большеземельскую (Гафаров, 1963). В связи с этим Печоро-Кожвинский вал можно рассматривать как шовную структуру, унаследованно развивавшуюся над древним глубинным разломом.

Поверхность фундамента в пределах вала глубоко погружена, местами на глубины, превышающие 5–6 км; ни одна из пробуренных скважин ее не достигла. Мощности в пределах вала резко увеличиваются за счет девонских отложений; девонский грабен прослеживается на юго-восток, в пределы современной Уральской складчатой

области. Это наряду со сходством формаций демонстрирует былую тектоническую общность двух контрастных современных структур — платформенного вала и складчатой области. Девонский грабен сохранился еще в турнейском веке в виде реликтовой области прогиба, в визейском веке четкой обособленной структуры на его месте не существовало, а начиная со среднего карбона в его пределах начался рост поднятия платформенного типа. Печорский вал, четко сформировавшийся к началу перми, имел линейные очертания и прослеживался в область современного складчатого Урала, к верховьям р. Печоры. Структура этого вала была сложена локальными поднятиями сравнительно небольшой амплитуды, что устанавливается при построении палеогеологической карты предпермской поверхности (рис. 12).

Породы пермско-триасового возраста ложатся с четким несогласием на различные горизонты карбона и даже девона. Формирование их совпало со временем образования Предуральского прогиба, и пермско-триасовые формации вала имеют много общего с орогенными формациями прогиба; их образование завершалось одновременно со складчатостью и поднятиями, захватившими главным образом собственно Урал и восточную часть Предуральского краевого прогиба. В пределах Печоро-Кожвинского вала деформации этого этапа проявились значительно слабее, однако и здесь их роль весьма заметна; собственно говоря, они возродили структуру Печорского вала, погребенную под мощным чехлом отложений пермско-триасового подъяруса: породы этого подъяруса были вовлечены в деформации, последовавшая эрозия вновь вывела на поверхность в ядрах брахискладок вала девонские и каменноугольные отложения.

Породы юрско-кайнозойского возраста залегают со стратиграфическим, а местами с явным угловым несогласием на породах различного возраста — от девонских до триасовых. Мощность юрско-кайнозойских отложений в пределах вала невелика и резко возрастает в сторону Печорской и Большеземельской впадин. По-видимому, это объясняется тем, что в послеорогенный период развития района на фоне общей преобладающей тенденции к погружению территории область Печорской гряды отставала в погружении, а юго-восточная часть ее даже немного воздымалась. В то же время эта структура по палеозойским отложениям, наоборот, характеризуется слабым, но отчетливым погружением в сторону Урала. В этом — одно из проявлений несоответствия предъюрского и современного структурных планов вала. В поперечном сечении вал резко асимметричен: его юго-западное крыло круче восточного и осложнено разломами. По данным геологов, исследовавших эту структуру, величина смещения по разломам превышает 1000 м (Кушнарева, Россин, 1960, и др.). Помимо асимметрии вала важной чертой его строения является его кулисообразность в плане, отмечающаяся рядом исследова-

телей (Дедеев и др., 1965; Матвиевская, Журавлев, 1965). Последние из указанных авторов описывают юго-восточную часть Печоро-Кожвинского вала в качестве Лыжско-Кыртаельской кулисы, в пределах которой выделяются крупные брахиформные структуры более высоких порядков (Северо-Лыжская, Южно-Лыжская, Кожво-Каменная, Кыртаельская, Югидская).

Размеры структур не превышают 20–30 км, соотношение длинной и короткой осей колеблется в пределах 1:1,5–1:2, достигая 1:4 в пределах Южно-Лыжской структуры. Юго-западные крылья структур обычно имеют падение 15–30, редко до 40°; северо-восточные — обычно более пологие; угол падения редко превышает 6–8°. Так, падение нижнекаменноугольных отложений в юго-западном крыле Кожво-Каменной антиклинали, прекрасный разрез которой можно видеть по ручью Каменке, колеблется в пределах 15–22°, тогда как на северо-восточном крыле аналогичные отложения имеют падение 5–7°. Асимметрия этой структуры подчеркивается наличием отмечавшихся нами в пределах юго-западного крыла нескольких крутопадающих зон тектонических брекчий.

Асимметрия Лыжско-Кыртаельской кулисы в целом подчеркивается и наличием на ее северо-восточном крыле погруженной ступени, осложненной цепочкой мелких брахиантиклинальных структур, — так называемой Печоргородской зоны дислокаций, в пределах которой выделяются Печоро-Кожвинская, Песчанская, Печоргородская, Аранецкая, Переборская и другие локальные структуры (Солнцев, Литвиненко, 1964). По сравнению с брахиантиклиналями осевой части это более мелкие и вытянутые структуры (соотношение осей их обычно близко к 1:4), Они и более погружены: в пределах Печоргородской зоны на поверхность выходят верхнепермские и триасовые отложения. Северо-восточные крылья структур обычно относительно круты (20–30°) и сливаются с флексурой, ограничивающей Большесынинскую впадину; юго-западные крылья — более пологие и короткие. Несколько особняком стоит расположенная непосредственно на продолжении Печоргородской зоны Березово-Переборская структура, наиболее приближенная к складчатому Уралу и как бы ответвляющаяся от уральских складок. Линейность ее подчеркнута еще сильнее (соотношение осей 1:5–1:6), а крылья более круты, хотя сохраняется особенность Печоргородских структур: восточное крыло круче западного (падения на западном крыле колеблются в пределах 30–50, а на восточном — 50–65°). Печоргородская зона дислокаций сочленяется с зоной приосевых поднятий вала через зону выполаживания с развитием небольших пологих мульд. В качестве южного продолжения последней может рассматриваться как бы ответвляющаяся от уральских складок Сидор-Ельская субмеридиональная синклиналь с пологим западным крылом и крутым восточным, в осевой части которой развиты отложения индского яруса

нижнего триаса. Таким образом, при приближении к Уралу локальные структуры Печоргородской зоны сближаются по морфологии с уральскими складками. Характер локальных структур осевой части Печоро-Кожвинского вала при приближении к Уралу также меняется. Это побуждает некоторых исследователей (Матвиевская, Журавлев, 1965) выделять юго-восточную часть вала в качестве Среднепечорского поперечного поднятия Предуральского краевого прогиба. Соглашаясь с возможностью выделения такой структуры, надо подчеркнуть все же, что в ее строении особенности Печоро-Кожвинского вала проступают еще довольно отчетливо. Достаточно сказать, что Среднепечорское поперечное поднятие находится на месте средней части Печорского древнего вала, о котором говорилось выше. В то же время морфология локальных структур и общее структурное положение поднятия иные, чем у собственно Печоро-Кожвинского вала, что обусловлено его расположением в Предуральском краево́м прогибе и близостью к Уралу. Таким образом, природа поднятия двойственная. Принадлежность его к прогибу подчеркивается повышенными мощностями пермских отложений в его пределах по сравнению с собственно валом, что связано с тем, что в течение перми эта область, являющаяся частью Печорского древнего вала, постепенно вовлекалась в погружения краевого прогиба, накатывавшегося на платформу (Атлас..., 1972). Близость структур поднятия к складчатым структурам Урала отражается в том, что в их формирование большой вклад внесли не предпермские, а позднепермские деформации (как и на самом Урале). Локальные структуры поднятия субмеридиональны или имеют северо-западное (уральское) простирание; линейность в них выражена сильнее.

Среди этих локальных структур наиболее хорошо изученной является Воя-Соплясская антиклиналь, в ядре которой выходят отложения раннекаменноугольного возраста. Складка протягивается на расстоянии около 20 км в северо-северо-западном направлении вдоль левобережья р. Печоры. Наиболее полный разрез осевой части складки можно наблюдать в длинном правобережном обнажении р. Б. Сопляса; несколько более схематичный геологический разрез удастся составить по обнажениям ручья Воя, в районе карьера точильного камня. Складка сильно асимметричная; углы падения восточного крыла колеблются в пределах 10–12°; западное крыло короткое и крутое (до 80–90°) и осложнено надвигом, падающим к юго-востоку под углами от 50 до 35° (Трипольский, 1972). Вертикальная амплитуда смещения по надвигу достигает 700 м и более. Складка характеризуется четко выраженной линейностью (соотношение осей порядка 1:10). Расположенные к западу Худоельская и Западно-Соплясская антиклинали — более мелкие и погруженные структуры — имеют субмеридиональное простирание; западные крылья их круче восточных. К востоку от этих локальных структур распо-

ложены описанные выше Сидор-Ельская синклираль и Березовско-Печорская антиклиналь, являющиеся аналогами структур Печоргородской зоны дислокаций, но отличающиеся от них в связи с приобретением некоторых "уральских" черт (субмеридиональное простирание, относительная приподнятость, четко выраженная линейность и крутизна крыльев). Таким образом, сочленение Печоро-Кожвинского вала и складчатого пояса Урала нельзя рассматривать как простое "утыкание" первого во второй: происходит сложная интерференция структур с постепенным наращиванием признаков той структуры, к которой движется наблюдатель. В частности, переход от структур северо-западного ("тиманского") простирания к структурам субмеридионального и северо-северо-восточного ("уральского") простирания происходит путем постепенного "развертывания" структур при приближении к Уралу.

Денисовская впадина. Это узкая линейная впадина северо-западного простирания, с юго-запада ограниченная Печоро-Кожвинским валом, а с северо-востока — Усино-Колвинским валом. Все горизонты залегают здесь на большей глубине, чем в Печорской впадине: мощность осадочного чехла в целом выше. Денисовский прогиб имеет резко асимметричное строение, его юго-западное крыло — более узкое, поднятое и крутое, чем восточное; углы падения верхнепалеозойских отложений на юго-западе местами превышают 10–20°; углы падения северо-восточного крыла колеблются в пределах первых градусов. Кровля карбонатного палеозоя, по довольно надежным данным сейсморазведки, погружается от поверхности в осевой части Печоро-Кожвинского вала до глубин 2000–2500 м в осевой части Денисовского прогиба. Далее к северо-востоку происходит воздымание этой поверхности до уровня 1200–1500 м в осевой части Усино-Колвинского вала. К юго-востоку, в сторону Предуральского прогиба, наоборот, происходит дальнейшее погружение этой поверхности. Соотношение Денисовского прогиба с ограничивающими его с юго-запада и северо-востока валами по фундаменту, вероятно, иное, чем по кровле карбонатного палеозоя. Геохимические данные (МТП) за 1963 г. указывают на примерно равный порядок глубин до фундамента в рассматриваемых частях Печоро-Кожвинского вала и прогиба, что, видимо, связано со значительным сокращением мощности девонских отложений в Денисовском прогибе по сравнению с Печоро-Кожвинским валом. Судя по данным сейсморазведки, мощность девонских отложений увеличивается и в сторону Усино-Колвинского вала, который также является инверсионным.

Предуральский краевой прогиб

Последние данные, касающиеся особенностей структуры Предуральского краевого прогиба, содержатся в опубликованных работах Б.Л. Афанасьева, Б.И. Богацкого, Б.Я. Вассермана, К.Г. Войновского-Кригера, С.М. Дорошко, А.Я. Кремса, Н.Г. Куренкова, Н.И. Литвиненко, И.С. Муравьева, П.А. Туманова, Г.В. Чернявского, В.И. Яцука и др., причем основное внимание исследователей в 80-х годах привлекала Верхнепечорская впадина (Богацкий, Войтович, 1964; Богацкий и др., 1965; Дорошко и др., 1965; Кремс и др., 1967, и др.); строение более северного отрезка Предуральского прогиба в пределах рассматриваемого района освещалось в печати в последнее время слабее (Афанасьев, Яцук, 1965; Туманов, 1969).

Специфика краевого прогиба состоит в том, что эта структура в плане "уралид" находится на границе складчатой области и платформы. Поскольку краевой прогиб образовался на сравнительно поздней стадии развития платформы, наложившись путем постепенной миграции на ее восточный край, постольку унаследованно развивавшиеся с более древнего времени платформенные структуры северо-западного простирания не утыкаются в границу субмеридионального прогиба, а могут быть прослежены вглубь, конечно в более или менее трансформированном виде. С другой стороны, на восточный борт прогиба наложена интенсивная складчатость, благодаря чему эта часть прогиба вовлечена в состав Западно-Уральской складчатой зоны. Отдельные группы, "пучки" складок уральского типа дают ветвления, прослеживаясь в области краевого прогиба и интерферируя с теми платформенными структурами, которые прослеживаются в прогиб с запада. Это можно видеть на примере двух крупных положительных структур прогиба, которые, занимая поперечное положение по отношению к прогибу, расчленяют его на три впадины. Имеются в виду уже описанное Среднепечорское поперечное поднятие и южная часть антиклинория Чернышева. Первая структура, как уже говорилось, является продолжением в прогиб Печоро-Кожвинского вала; морфология локальных структур в ее юго-восточной части имеет отличительные черты, связанные с близостью складчатой области. Наоборот, антиклинорий Чернышева является линейноскладчатой структурой, ответвляющейся в направлении западного ограничения краевого прогиба от главных структур Западно-Уральской складчатой зоны и косо пересекающей краевой прогиб.

Таким образом, прогиб в структурном плане "уралид" является зоной перехода от платформы к складчатой области, и проведение слишком резких границ, "отрезающих" его от платформы или складчатой области, было бы искусственным. Поскольку с востока и с запада прогиба располагаются структурные единицы совершенно

разного типа, облика и времени заложения, постольку и характер западной и восточной границ совершенно различен. Западная граница древнее восточной. Формирование прогиба началось в нижней перми и закончилось в конце триаса; в каждый конкретный момент этого времени эта граница немного смещалась. Но говоря о морфологии современного прогиба, в качестве его западной границы следует рассматривать зону максимальных градиентов изменения мощности всего орогенного комплекса. Местами эта граница подчеркнута расположенными вдоль нее платформенными структурами (Мичаю-Пашнинское поднятие, которое, кстати, заложилось раньше краевого прогиба), местами разломами в фундаменте, выявляемыми геофизикой, но наиболее устойчивым, универсальным признаком остается резкое изменение градиента суммарных мощностей молассы при вступлении в прогиб (флексура по подошве орогенного комплекса).

Восточная граница современного краевого прогиба также достаточно условна. Она окончательно сформировалась к концу триаса в результате складчатой переработки восточного крыла более широкого древнего прогиба. Орогенные формации, аналогичные формациям прогиба, местами зажаты в синклиналях Западно-Уральской зоны. С другой стороны, восточная часть Предуральяского прогиба характеризуется развитием линейных складок. Переходы от сравнительно простых складок Предуральяского прогиба к более сложным структурам Западно-Уральской зоны в разных местах имеют различный характер. Наиболее резки они на широте Тимаизского поднятия, а наиболее расплывчаты — непосредственно к северу, на широте Щугорской депрессии.

Восточную границу современного прогиба условно можно проводить по появлению к востоку на поверхности выходов формаций, образованных до начала формирования прогиба и составляющих карбонатное ложе прогиба. Некоторая сложность состоит в том, что местами (например, в ядре Воя-Сопляской антиклинали) породы карбонатного ложа выходят пятнами среди поля развития орогенных формаций; в других местах (как, например, в ядре Аньюской синклинали на р. Ильиче) породы формаций прогиба выходят в изолированной полосе среди поля развития доорогенных формаций ложа. При проведении восточной границы прогиба, видимо, следует в первом случае структуры относить к прогибу, а во втором — к Западно-Уральской зоне, т.е. к крылу положительной структуры I порядка (мегантиклинория). Следует отметить, что при переходе от прогиба к мегантиклинории меняется морфология структур (исчезают валоподобные и гребневидные складки, характерные для внутренней зоны прогиба).

О понятии "ложе краевого прогиба" также необходимо условиться. Определение его прежде всего зависит от понимания само-

го термина "краевой прогиб". Предуральский краевой прогиб в понимании В.А. Варсанюфьевой (Чернов и др., 1953), например, — это структура, заложение которой произошло в ордовике и которая унаследованно развивалась в течение всего палеозоя. По тем же представлениям, каких придерживается автор настоящей работы, собственно краевой прогиб образовался лишь на последней стадии развития территории, наложившись на зону периферического опускания платформы ("перикратон"?) и смежную часть геосинклинали. Поверхность ложа краевого прогиба в этом случае фиксируется по исчезновению вниз по разрезу обильных продуктов размыва расположенных восточнее поднятий (глины, полимиктовые песчаники, конгломераты). Никакими перерывами и несогласиями эта поверхность не фиксируется: краевая зона опускания платформы перерастает в краевой прогиб.

Возраст карбонатного ложа прогиба меняется как вдоль, так и поперек этой структуры. Поперечные изменения связаны с хорошо известным явлением миграции прогиба (накатывания его на платформу). Продольные изменения — результат неравномерного характера поднятий вдоль восточного борта прогиба.

Вопрос о времени заложения прогиба в его современных границах надо отличать от вопроса о времени заложения палеопроггиба. Терригенные отложения, образование которых первоначально было связано с поднятиями в современном Зауралье, впервые появились в восточных частях района, и область их распространения расширилась в западном направлении. С другой стороны, в результате складчатости и эрозии эта восточная, наиболее древняя часть прогиба была переработана и частично уничтожена, причем степень переработки в разных участках прогиба была различной. В Колво-Вишерском крае терригенные отложения впервые появились в сакмарском веке (Чочиа, 1955). Однако в современном структурном плане полоса распространения терригенных пород этого возраста полностью попадает не в прогиб, а в более интенсивно дислоцированную зону западного крыла Уральского мегантиклинория. Широкого же развития орогенные формации достигли в рассматриваемом регионе только в течение аргинского века (хотя не строго одновременно по всей территории).

Вдоль рассматриваемого отрезка прогиба меняются также и мощность, и возраст формаций: в северном направлении мощность увеличивается, достигая 4–5 км при увеличении площади распространения верхнепермских и триасовых отложений в этом же направлении.

Глубинные структуры краевого прогиба в пределах его ложа изучены плохо вследствие его сильной погруженности (поверхность карбонатных пород в центральных частях впадин обычно отбивается на глубинах до 3–4 км). Судить об их характере, так же как и о

характере слагающих их толщ, приходится в значительной мере по косвенным данным, в частности на основании изучения и сравнения формаций и структур окраинных частей платформы и складчатой зоны. Можно утверждать, что литологические комплексы, развитые в ложе краевого прогиба, имеют много общего с литологическими комплексами как окраины платформы, так и западной, краевой части мегантиклинория Урала (см. главу III). О морфологии пликативной составляющей структур ложа можно судить по морфологии структур, сложенных орогенными формациями. Однако благодаря тому, что в восточном направлении происходит в целом увеличение мощностей доорогенных формаций и градиентов их изменения, можно ожидать более значительных, чем на платформе, изменений морфологии пологих конседиментационных структур на глубине.

Глубины до фундамента прогиба в осевой, наиболее погруженной части последнего превышают местами 10–11 км, судя по расчетам геофизиков З.Ф. Авдеевой и И.И. Бирюкова и по интерполяциям, произведенным О.А. Кондаиным (1987) и повторенным автором (Пучков, 1971).

По морфологии структур, сложенных орогенными формациями, в пределах прогиба можно выделить внутреннюю и внешнюю зоны: внутренняя, представляющая собой полого погружающееся к востоку западное крыло прогиба, сложенное плавными структурами платформенного типа (платформенная зона), и внешняя, в пределах которой развиты линейные, зачастую валообразные или гребневидные складки "уральского" простираения (зона прогиба, являющаяся составной частью Уральской складчатой области).

Как уже указывалось выше, структура прогиба в пределах рассматриваемого региона характеризуется наличием поперечных структур, пересекающих прогиб и разделяющих его на три впадины:

Платформа		Складчатая область	
Плита Русской платформы	Краевой прогиб		Приполярно-уральский мегантиклинорий
	внешняя зона	внутренняя зона	

Верхнепечорская впадина. Наиболее южная из трех впадин, которые мы рассматривали, характеризуется резко асимметричным строением: западный борт пологий, погружающийся к востоку под углами обычно 1–5°, восточный — крутой, погружающийся к западу под углами в среднем 5–30° и осложненный складками с еще более крутым залеганием слоев, а местами и значительными по амплитуде разрывными нарушениями. Флексуобразный перегиб, который испытывают все палеозойские толщи при переходе к про-

гибу, связан с резким увеличением мощностей пермских отложений к востоку от Печоро-Ижемской впадины. Флексурообразные перегибы, формирование которых фиксируется по резкому возрастанию мощностей отложений соответствующего возраста к востоку, формировались и в эпохи, предшествовавшие образованию краевого прогиба (например, в девоне или в турнейском веке, Атлас..., 1972), Однако они выражены слабее, а их расположение не совпадает с западной границей краевого прогиба, так что они не определяют, а лишь усложняют характер перехода от структур плиты к структуре ложа краевого прогиба. Для восточных районов Печоро-Ижемской впадины платформы наклон слоев имеет порядок 1° (если исключить из рассмотрения локальные структуры). При переходе к прогибу он увеличивается в 1,5–3 раза. В северной части Верхнепечорской впадины условная западная граница ее, определяющаяся резким изменением мощностей верхнепермских отложений, совпадает с резким градиентом изменения силы тяжести (вероятно, отражающим разлом в фундаменте). На этой же линии расположены линейно вытянутые Исаковские и Мичаю-Пашнинские структуры, о которых говорилось выше. Однако столь резкое выражение границы краевого прогиба является местным явлением: есть участки, где она гораздо более расплывчата.

На фоне общего погружения слоев к востоку под углами $1,5\text{--}3^\circ$ на западном крыле прогиба наблюдаются отдельные флексурные перегибы, на коротких участках характеризующиеся углами падения пород до 10° (в исключительных случаях). Далее к востоку общий фон погружения определяется углами $4\text{--}5^\circ$. Если в краевой части плиты глубина залегания поверхности карбонатных пород обычно не превышает 1200 м, то в осевой, наиболее погруженной, части впадины она достигает: на севере (к востоку от Вуктыльских структур) — 4600, в средней части впадины (к северо-западу от Сарьюдина) — 4000, в южной части (в районе Курьинской структуры) — свыше 2000 м. Таким образом, ложе впадины достигает наибольших глубин в ее северной и средней частях.

Ось наибольшего погружения не строго меридиональна. Как и цепочка западных пограничных структур Мичаю-Савиноборского вала, она на широте Илыча слегка отклоняется к северо-западу, а на широте Вуктыла — к северо-востоку. В целом ось максимального погружения приближается к восточному борту впадины.

Локальные структуры западного и восточного бортов впадины резко различаются по своей морфологии. В пределах приплатформенной части прогиба структуры имеют неясные очертания, без четко выраженной линейности: соотношения осей антиклинальных структур не превышают $(1,5\div 2) : 1$ (Козлауовожская и др.). Внутренняя же зона, составляющая часть складчатой области, характеризуется развитием сравнительно узких линейных антиклинальных складок,

нередко валобразных или гребневидных, разделенных обычно более широкими, коробчатыми синклиналиями. Осложнение их крыльев мелкими складками высоких порядков для них не характерно, хотя местами и наблюдается. Важной особенностью этой части складчатой области является более четкая очерченность антиклиналей по сравнению с синклиналиями. Синклинальные складки (например, Гортельская) зачастую расплывчаты, с плоскими днищами, обычно с крутым восточным крылом и пологим — западным; днища таких синклиналей могут иметь осложнение в виде очень пологих нелинейных структур платформенного типа (например, Мишпарминская антиклиналь).

Крупные антиклинальные складки обычно сильно вытянутые, хорошо очерченные, с соотношением осей свыше 5:1. Как правило, они асимметричны, с более крутыми западными крыльями и относительно пологими восточными. Нередко они осложнены надвигами, причем, как правило, по ним происходило перемещение пород с востока на запад. Некоторые геологи предполагают, что перемещение по надвигам могло быть весьма значительным — до 5 км в районе В. Печоры (Богацкий, Войтович, 1964). Примером антиклинальной структуры этой зоны может служить Вуктыльская складка. В ядре складки выходят крутозалегающие верхнепермские отложения, на крыльях — более полого залегающие нижнетриасовые. Складка валобразная, протягивающаяся меридионально на расстояние свыше 70 км, асимметричная, с крутым западным крылом (угол падения 60–80°) и пологим восточным (угол падения 10–25°). Отношение осей свыше 1:10, амплитуда свыше 1500 м (Кремс и др., 1967). По последним данным, западное крыло этой структуры осложнено надвигом с амплитудой, по-видимому, около 500 м. Весьма интересна и другая особенность этой структуры: выявляемое сейсморазведкой выполаживание антиклинали по низким горизонтам. Эту особенность пока невозможно объяснить однозначно. Скорее всего, она связана с резким изменением мощности девонских отложений в этом районе, если, как мы и предполагаем, девонский грабен прослеживается, постепенно выполаживаясь, в сторону складчатого Урала, к верховьям Печоры.

Возможны и другие объяснения, в частности, можно предположить, что поверхность сместителя с глубиной выполаживается и становится параллельной слоистости — явление, описываемое, например, в Скалистых горах (Кинг, 1961; Шоу, 1967).

Характер структур внешней зоны в направлении с юга на север меняется. В северной и южной частях прогиба относительно узкие хорошо очерченные антиклинали разделены широкими, плавными и более расплывчатыми синклиналиями с хорошо выраженными крыльями. В то же время в средней части прогиба складки внутренней зоны, фрагменты которых можно наблюдать в обнажениях по

р. Илычу, узкие, сжатые и местами не уступают по сложности складкам Западно-Уральской зоны. В формировании всех этих складок главную роль играло общее смятие. В южной части прогиба следует также ожидать развития соляной тектоники (в связи с наличием в верховьях Печоры мощных соленосных толщ кунгурского яруса).

Большесынинская впадина. Эта впадина расположена между южными окончаниями Печоро-Кожвинского вала и антиклинория Чернышева; к северо-западу поверхность ложа впадины воздымается, и впадина переходит в Денисовский прогиб плиты Русской платформы, а с юго-востока ограничена передовыми складками Урала, где в ядрах синклиналей залегают породы, принадлежащие орогенным формациям. Эта структура отличается относительной изометричностью в плане, являясь наиболее короткой из всех впадин Предуральского краевого прогиба. Во внешней части впадины породы залегают очень полого (углы падения — в пределах первых градусов); крутизна слоев возрастает на границе с Печоро-Кожвинским валом до 30–35°. Более резко возрастает крутизна слоев к востоку и юго-востоку, при переходе к внутренней зоне прогиба. Так, в районе Красного Камня на р. Б. Сыне толщи от пермского до среднетриасового возраста залегают с крутым (до 80°) падением к западу, западнее же происходит резкое выполаживание, и верхнетриасовые отложения залегают с падением около 10°; далее к западу, в районе пос. Кыдзрасью, также наблюдается пологая складка, причем в ядре, по данным В.И. Чалышева, выходят отложения оленекского яруса нижнего триаса, а на крыльях — отложения среднего и верхнего триаса; углы падения на крыльях 10–15°. На глубине и далее к западу, в сторону центральной части впадины, залегание пород, по сейсмическим данным, становится еще более пологим, причем ложе прогиба погружается до максимальных глубин свыше 4000 м. Северо-восточная часть внешней зоны впадины осложнена пологими антиклинальными структурами, группирующимися в валоподобное антиклинальное поднятие (Сынинский вал) северо-западного простириания. В пределах поднятия выделяются (с юго-востока на северо-запад): Западно-Сынинская, Южно-Сынинская, Сынинская, Южно-Пыжьельская, Ничтемьюская и Пыжьельская структуры, идущие двумя параллельными цепочками (Тенин, Левченко, данные за 1966 г.). Структуры удлиненные, с соотношением осей 1:2÷1:3, ориентированные параллельно простирианию поднятия; амплитуда структур по поверхности карбонатного палеозоя колеблется от 500 до 1000 м; глубина погружения ложа впадины в осевых частях локальных структур 2900–3000 м. Поднятие прослеживается за пределами Большесынинской впадины, на собственно платформе, где кулисообразно сочленяется с более высоко приподнятым Колвинским валом северо-западного простириания. В юго-

восточном направлении Сынинский вал прослеживается вплоть до северной оконечности Большеаранецкой антиклинали, упираясь в нее. Последняя относится уже к внутренней зоне прогиба. В целом структуры Сынинского вала имеют платформенный характер, но довольно резкие: углы падения на крыльях вала достигают 5–6°.

Большеаранецкая структура расположена в месте резкого сужения внутренней зоны Большесынинской впадины и представляет собой субмеридионально вытянутую линейную складку с выходами каменноугольных отложений в ядре, протягивающимися на расстояние около 10 км, с отношением осей 1:4, асимметричную, с крутыми крыльями (угол падения на восточном крыле 45–50°, на западном — свыше 50°). Западное крыло осложнено надвигом, падающим к востоку. В целом и эти морфологические особенности, и расположение под углом к простиранию Сынинских структур платформенного характера позволяет считать, что Большеаранецкая структура принадлежит складчатой зоне.

Южнее к внешней зоне Большесынинской впадины со значительной долей условности могут быть отнесены Мичабечевническая синклиналь и ограничивающие ее с запада от Среднепечорского поднятия Верхне-Залазнинская и Улдор-Кыртинская антиклинали.

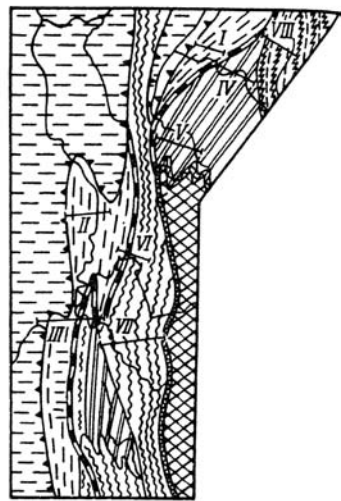
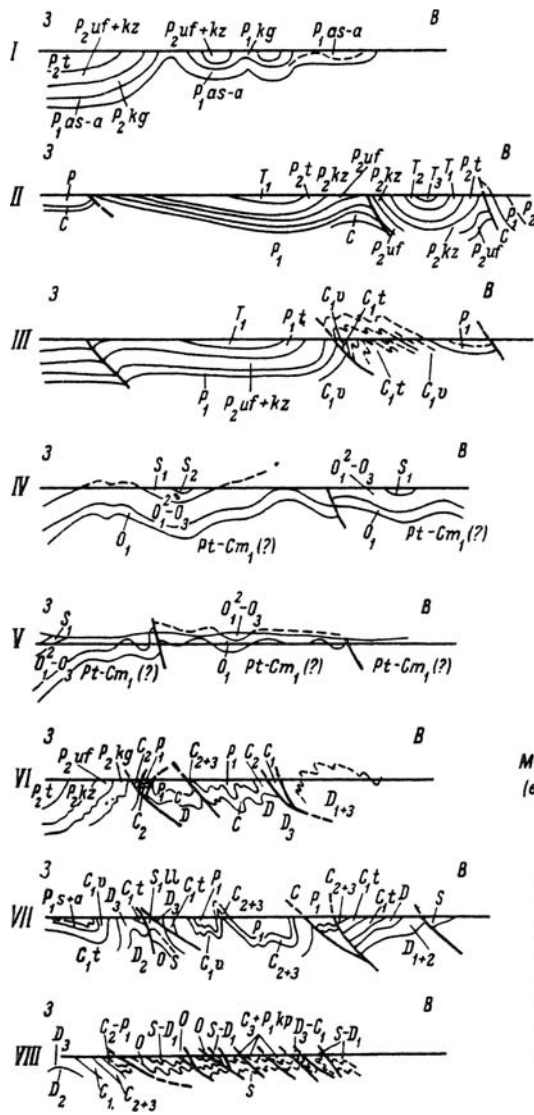
Улдор-Кыртинская синклиналь протягивается примерно в северо-северо-западном направлении на расстояние около 50 км — от левого бережья р. Шугора, где она имеет почти субмеридиональное простирание, к верховьям р. Березовки. Севернее происходит постепенный заворот шарнира складки к северо-востоку и его погружение, на его продолжении, в верховьях ручьев Залазного и Вертного, наблюдается еще одна, более короткая антиклиналь северо-восточного простирания. Улдор-Кыртинская структура по своей морфологии — четко выраженная гребневидная антиклиналь, в ядре которой выходят ниже-среднекаменноугольные, сакмарские и нижеартинские карбонатные отложения, представляющие ложе впадины. Западное крыло складки срезано очень протяженным (>100 км) дугообразным в плане надвигом, по которому карбонатные отложения ядра складки приведены в соприкосновение с верхнепермскими и, возможно, нижнетриасовыми отложениями, слагающими структуры Среднепечорского поднятия. Надвиг перекрывает область юго-юго-восточного замыкания Березовской антиклинали и Сидор-Ельской синклинали, в связи с чем можно ожидать, что горизонтальная амплитуда его довольно велика (несколько километров). Восточное крыло складки крутое (угол падения 55—70°), постепенно выполаживающееся к востоку, в сторону ядра Мичабичевнической синклинали. Примерно аналогичную морфологию, вероятно, имеет расположенная на северо-восточном продолжении Улдор-Кыртинской антиклинали Верхне-Залазнинская антиклиналь, ядро которой также сложено карбонатными отложениями ложа прогиба.

Упомянутую выше Мичебичевникскую синклинали можно рассматривать в качестве южного продолжения Большесынинской впадины. Складка имеет четкое северо-северо-западное простирание и протягивается на расстояние почти 100 км при максимальной ширине порядка 10 км; ядро складки сложено мощными верхнепермскими отложениями, принадлежащими к молассовой формации. Крылья складки круты (углы падения 40–80°, восточное крыло несколько круче западного); в сторону же ядра происходит постепенное выполаживание слоев, причем на некоторых участках (как, например, в верховьях ручья Катыд-шор) слои залегают практически горизонтально. Характерным отличием этой синклинали от расположенных восточнее синклиналей Западно-Уральской зоны, в ядрах которых также заключены отложения орогенной формации, является ее корытообразная форма и очень слабое развитие в ней мелких осложняющих складок высоких порядков, которые так характерны для структур Западно-Уральской зоны (рис. 22).

Косью-Роговская впадина. В пределах рассматриваемого региона расположена лишь южная оконечность этой крупной впадины.

Косью-Роговская впадина отделяется от Большесынинской впадины сложно построенной линейноскладчатой структурой гряды Чернышева, которую, учитывая ее морфологию и тесную пространственную и генетическую связь с Уралом, можно рассматривать как антиклинорий — часть Уральской складчатой области.

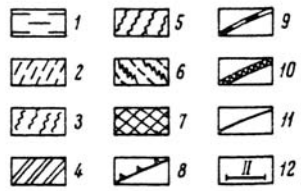
Таким образом, в отличие от ранее описанных впадин Косью-Роговская впадина и с запада, и с юга, и с востока ограничена зонами интенсивной складчатости. В то же время характер ограничений на разных участках впадины различен; впадина асимметрична; ось максимального погружения впадины несколько смещена к западу; западный борт характеризуется резким переходом от интенсивно дислоцированных слоев к полого залегающим, причем одновременно происходит крутое погружение карбонатного ложа прогиба. Восточное ограничение впадины менее четкое: в Косью-Роговской впадине, как и в ранее описанных, выделяются западная, внутренняя, зона с пологим залеганием толщ орогенной формации и восточная — зона линейных складок с выходом на поверхность также исключительно отложений, принадлежащих орогенной формации, но морфологически сходных с линейными складками Урала и по существу являющихся частью западно-уральских складчатых структур. Складки эти хорошо изучены в результате геологической съемки и разведочных работ на уголь. Наиболее полное представление о характере складок можно составить в маршрутном пересечении по р. Черной, где наблюдаются две крупные валоподобные антиклинали — Косыинская и Кожимская с крутыми (до 50–80°) крыльями, более или менее симметричные, разделенные пологой и широкой Интин-



Масштаб схемы
0 25 50 75 100 км

Масштабы геологических разрезов
(вертикальный и горизонтальный)

0 3 6 9 12 15 км



ской синклиналию. Антиклинали характеризуются четко выраженной линейностью (отношение ширины к длине до 1:10); ядра сложены артинскими отложениями, крылья — кунгурскими и верхнепермскими. К западу происходит резкое выполаживание структур: линейные дислокации исчезают; характер структур приближается к платформенному. О пологом залегании верхнепермских отложений на большей части территории впадины можно судить, например, по поведению Неченского угольного пласта, являющегося хорошим маркирующим горизонтом и прослеженного Инта-Неченским профилем разведочного бурения. Пласт этот, появляющийся на западе в районе р. Нечи и на востоке в крыле Косьинской антиклинали, погружен в центральной части до глубин 200–250 м и испытывает плавные изгибания с наклонами 1,5–2,0°. Южная часть прогиба в пределах рассматриваемого района наиболее погружена. Здесь развиты триасовые отложения, вскрытые скважинами разведочного профиля вдоль железной дороги и наблюдавшиеся В.И. Малышевым и другими гео-

Рис. 22. Схема размещения структур различного морфологического типа в западной краевой части складчатой области Приполярного Урала и в пограничных районах.

1 — пологие структуры платформенного типа; 2 — линейные сильно удлиненные валоподобные и гребневидные антиклинали, разделенные широкими синклиналями. Разломы играют подчиненную роль или отсутствуют (разрезы I, II и западная часть III), осложняющие складки развиты слабо; 3 — линейные антиклинали с относительно слабым удлинением, с четкими, пологими периклинальными замыканиями; в ядре развита сложная мелкая складчатость; западные крылья крутые или опрокинутые, осложнены надвигами, складки дисгармоничны по отношению к дислокациям фундамента (восточная часть III разреза); 4 — простые линейные складки, в основном повторяющие изгибы фундамента. Осложняющая мелкая складчатость развита слабо. Синклинали и антиклинали примерно равны по ширине. Надвиги развиты относительно широко, но не являются определяющей чертой структуры (разрезы IV, V); 5 — сочетание сложных складок разных порядков и надвигов, горизонтальная амплитуда которых достигает нескольких километров. Наблюдается срыв надвигами одного или обоих крыльев складок. Складки дисгармоничны по отношению к дислокациям фундамента (разрезы VI, VII). Надвиги обычно имеют восточное падение, значительно реже — западное; 6 — область развития сложных изоклинальных складок и чешуйчатых надвигов. Наличие последних определяет облик структур. Установлено, что это (по крайней мере частично) структуры аллохтона (разрез VIII); 7 — сложные структуры метаморфических сланцев байкальского комплекса, представляющие собой суммарный эффект разноплановых деформаций байкальской и герцинской фаз складчатости; 8 — граница Русской платформы и Уральской складчатой области; 9 — граница Центрально-Уральского мегантиклинория и Предуральского краевого прогиба; 10 — граница Западной и Осевой структурных зон мегантиклинория; 11 — границы областей развития структур различного морфологического типа; 12 — линии геологических разрезов, иллюстрирующих характеристики структур различного морфологического типа.

логами в отдельных обнажениях, например на притоке р. Косью — ручье Юсьель.

Вопрос, в который надо, наконец, внести ясность, это вопрос о том, являются ли области северных впадин Предуралья краевого прогиба областями сплошного развития геосинклинальной складчатости. О.Л. Эйно (1945), например, считал, что "полоса интенсивно дислоцированного палеозоя гряды Чернышева в типично полярноуральском по фациальному облику разрезе является еще одним аргументом, доказывающим складчатую структуру всей северо-восточной части Большеземельской тундры... Территория Печорского бассейна совпадает с областью геосинклинальной складчатости". Близких взглядов придерживался К.Г. Войновский-Кригер (1947), который считал, что структуры палеозоя гряды Чернышева продолжают к востоку от нее, под покровом более молодых отложений. Позже В.А. Варсанюфьева (Чернов и др., 1953) указывала, что на территории Печорского угольного бассейна под спокойно залегающими верхнепермскими отложениями, наблюдающимися в области бассейна, может залегать интенсивно складчатый фундамент, включающий, быть может, и отложения нижней перми. Наконец, в 1955 г. Б.Я. Осадчев и А.М. Иванова писали: "...прав был М.М. Тетяев, который высказывал мысль о сплошной, непрерывной складчатости между Тиманом и Уралом, имеющей герцинский возраст".

Надо сказать, что указанные выше представления не нашли сколько-нибудь аргументированного подтверждения. Как указано выше, в результате разведочного бурения на уголь в центральных частях Косью-Роговского прогиба было подтверждено предположение об очень пологом залегании здесь отложений угленосной перми (данные геологов Интинской ГРП). Что же касается проявлений более древней фазы складчатости, они должны были бы быть замечены в Косью-Роговском прогибе по геофизическим данным, а на гряде Чернышева — по геологическим, однако до сих пор указаний на это не имеется (Князев, Тарбаев, 1961; Залипухин, 1963; данные Н.И. Тимонина за последующие годы). Напротив, в пробуренных недавно в Косью-Роговском прогибе скважинах — 1 Кочмеская и 1 Ярвожская — не наблюдается существенного стратиграфического перерыва в основании перми или ниже, а этого перерыва следовало бы ожидать, исходя из предположения о наличии в основании прогиба интенсивно складчатого фундамента. На согласное залегание пермских и более древних пород в районе Кочмеской скважины указывают и данные сейсморазведки, говорящие о том, что палеозойские отложения слагают здесь пологие структуры платформенного типа. Так, по данным сейсморазведки, каменноугольные отложения залегают на крыльях Кочмеской структуры с падением 3,5–4°.

Рассмотрение структур Верхнепечорской, Большесынинской и Косью-Роговской впадин показывает, что последняя отличается от более южных некоторыми особенностями, в частности: 1) она со всех сторон окаймлена линейноскладчатыми структурами; 2) мощность орогенных формаций в ней возрастает; 3) в средней и северной частях Косью-Роговской впадины (уже за пределами описываемого района) появляется трапповая формация.

Отмеченные особенности указывают на определенную специфику тектонических условий, в которых происходило формирование Косью-Роговской впадины.

Различные исследователи по-разному отвечают на вопрос, в чем состоит эта специфика. Ряд исследователей видят специфику в том, что Косью-Роговская впадина в отличие от более южных заложилась на мобильном геосинклинальном основании (взгляды В.А. Дедеева, В.С. Журавлева, А.С. Перфильева, Н.П. Хераскова, Ю.М. Пушаровского и др.). В то же время Г.А. Чернов считает, что западная часть впадины заложилась на платформенном основании, к тому же повышенной жесткости; причину образования угленосной и трапповой формаций рассматриваемого прогиба он видит в медленном прогибании жесткого платформенного ложа, сопровождаемом образованием разломов.

Отсутствие геосинклинальных формаций и структур в ложе погруженной части Косью-Роговской впадины не позволяет нам полностью присоединиться к первой группе исследователей. В то же время вторая точка зрения не вполне объясняет вышеперечисленных особенностей впадины, которые указывают не на стабильность, а, наоборот, на несколько повышенную мобильность основания впадины по сравнению с более южными впадинами. Для объяснения этих особенностей кажется необходимым, в частности, учет того обстоятельства, что впадина примыкает и к внешнему, и к внутреннему углам платформы, что обусловило особую сложность поля тектонических напряжений на орогенном этапе.

Мегантиклинорий Приполярного и Северного Урала

Мегантиклинорий Приполярного и Северного Урала вместе с внутренней зоной Предуральяского краевого прогиба представляет собой лишь западную окраину обширной герцинской складчатой области, значительная часть которой перекрыта мощным чехлом мезо-кайнозойских отложений молодой Западно-Сибирской платформы. В северные и полярные области Урала прослеживаются только ана-

логи наиболее западных структур Южного и Среднего Урала, выделенных Н.П. Херасковым и А.С. Перфильевым (1963): западное крыло Тагильского синклиниория, сложенного преимущественно вулканогенными и осадочно-вулканогенными отложениями палеозойского возраста, Уралтауский антиклиниорий, в пределах которого выходят рифейские метаморфические образования "доуралид", и зона краевых поднятий, т.е. зона линейных складчатых структур, сложенных на поверхности преимущественно осадочными палеозойскими толщами с выходами рифейских метаморфических пород в ядрах поднятий. При прослеживании указанных зон в область Приполярного Урала взаимоотношения их претерпевают некоторые изменения. Так, Н.П. Херасков и А.С. Перфильев (1963) считают, что на Приполярном Урале зона краевых поднятий смыкается с Уралтауским антиклиниорием. Поэтому нам кажется удобным пользоваться местной схемой тектонического районирования.

В пределах мегантиклиниория Приполярного и Северного Урала, примерно соответствующего Ляпинскому антиклиниорию в трактовке К.К. Львова, мы выделяем три структурные зоны: Западную, Восточную и Осевую,— отвечающие соответственно крыльям и ядру мегантиклиниория. Западная структурная зона рассматривается нами совместно с грядой (антиклиниорием) Чернышева, так как эти структуры тесно связаны морфологически и генетически.

Морфология структур мегантиклиниория в отличие от морфологии структур более западных районов изучена очень слабо, и литературные сведения по этому вопросу скудны.

Западная структурная зона Урала и антиклиниорий Чернышева. Западная структурная зона Приполярного Урала представляет собой крыло Центрально-Уральского мегантиклиниория, сложенное породами палеозойского возраста и смятое в систему крупных складок, опрокинутых преимущественно к западу и осложненных надвигами. Зеркало складок полого (в среднем 5–10°) воздымается к востоку, в сторону Осевой зоны Урала. Восточная граница Западной зоны проводится по наиболее западным выходам доордовикских метаморфических толщ ядра мегантиклиниория; положение этой границы в некоторой мере зависит от глубины эрозии. На отдельных участках (западнее хребта Сабли, к западу от горы Лорцемпея и к северо-востоку от горы Тельпос-из или в верховьях р. Печоры) она, по-видимому, проходит по разломам (надвигам, реже сбросам). Эти разломы не носят признаков глубинных. В ряде же случаев, например в бассейне рек Косью и Кожима в долине р. Шугора, на правом берегу р. Илыча, разломы между выходами доордовикских и более молодых отложений не установлены. При этом вдоль восточной границы зоны от северной оконечности хребта Сабли до правобережья В. Илыча преобладает опрокинутое залегание подошвы герцинского структурного этажа. Южнее же, до верховий

р. Печоры, преобладает нормальное ее залегание. С севера в Осевую зону вдаются "языки" синклиналей, в ядрах которых выходят сохранившиеся от эрозии ордовикские отложения.

По глубине залегания фундамента и по положению зеркала складчатости в Западной структурной зоне Приполярного Урала и смежных отрезках Уральской складчатой области легко удастся различить погруженные и относительно приподнятые участки, на наличие которых указывали И.И. Горский, О.А. Кондияйн, А.С. Перфильев и др. С юга на север выделяются: Верхнепечорское поперечное опускание, Тимаизское поперечное поднятие, Щугорское поперечное опускание. Кожимское поперечное поднятие и Лемвинское поперечное опускание — общие для Западной и Осевой структурных зон. Границы между поднятиями и опусканиями имеют северо-западное простирание и обычно являются нерезкими; лишь Тимаизское поднятие ограничено с севера зоной надвигов северо-северо-западного простирания. Надвиги эти ветвятся к северу и имеют в плане дугообразную форму (рис. 23, см. вкладку) и восточное падение (рис. 22). Морфология складок в зонах поднятия и опускания характеризуется некоторыми различиями, о которых будет сказано ниже.

Развитые в Западной структурной зоне Урала складчатые структуры первого порядка, т.е. длиной свыше 10 км при ширине 3–5 км, можно разделить по морфологии на несколько типов (Пучков, 1971).

1. Простые открытые линейные складки, обычно симметричные, реже наклоненные или опрокинутые; преобладают наклон и опрокидывание складок к западу. В ядрах синклиналей, в непосредственной близости от крутого крыла, развита мелкая дисгармоничная складчатость. В целом, однако, эти складки можно считать прямым повторением волнообразно изогнутой и нарушенной разломами поверхности байкальского складчатого фундамента (Пучков, 1971, рис. 1, разрезы IV, V; рис. 8). Складки такого типа широко развиты на Тимаизском и Кожимском поперечных поднятиях — в участках, где фундамент близок к поверхности (рис. 22).

2. Относительно короткие линейные складки, в плане кажущиеся брахиформными. Антиклинали в плане очерчены лучше, чем синклинали. Последние зачастую не имеют четких периклинальных замыканий. В разрезе наблюдается значительная крутизна крыльев (30° и более, местами до опрокинутого — в западных крыльях). Своды антиклиналей несколько уплощены, однако в ядрах как антиклиналей, так и синклиналей развита интенсивная дисгармоничная складчатость — изоклинальная или реже остроугольная, осложненная надвигами с амплитудами до сотен метров (по данным бурения). Примером антиклинальной складки такого типа является Еджид-Кыртинская. Возникновение мелкой дисгармоничной складчатости и надвигов в ее ядре обязано горизонтально действовавшим силам сжатия,

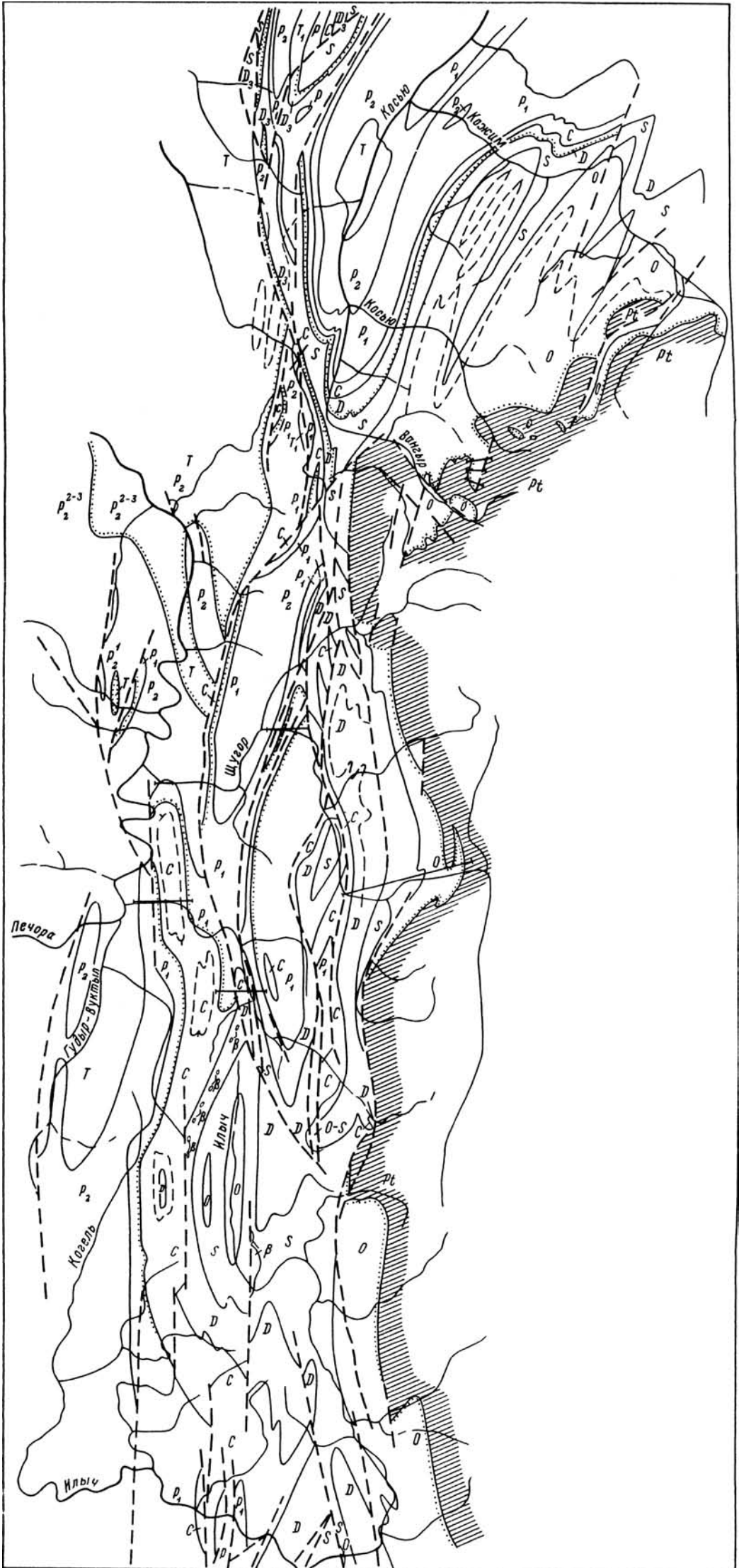


Рис. 23. Схематическая геологическая карта Западного склона Приполярного Урала.

которые в более нижних горизонтах, ближе к фундаменту, вероятно, были менее интенсивными или распределялись более равномерно (трудно себе представить, что фундамент смят в столь же сложные складки). Если образование складок первого типа в ряде случаев может быть связано с действием блока-штампа (штампа, который, впрочем, и сам деформируется), то образование складок второго типа является следствием развития концентрических складок при продольном изгибе. Характерно, что по направлению к крыльям и периклинальным замыканиям структур мелкая, осложняющая складчатость пропадает, что хорошо видно, например, при сравнении пересечений этих складок по р. Щугору (Елмач-Кырта) и р. Подчерему (Кирпич-Кырта и низовья) (Пучков, 1971, рис. 3, 4).

Развиты складки второго типа локально на западной, относительно погруженной периферии Тимаизского поперечного поднятия.

3. Сложные, часто опрокинутые складки, сорванные крупными надвигами и осложненные складками более высоких порядков. Осложняющие складки развиты шире, чем во всех ранее описанных случаях, и встречаются не только в ядрах структур, но нередко и на крыльях. Крупные надвиги, как правило, имеют восточное падение; тесно связанные с ними складчатые дислокации характеризуются наклоном и опрокидыванием к западу (исключения редки и будут рассмотрены особо). Дизъюнктивные нарушения чрезвычайно усложняют структуру: надвиги могут срезать как восточные, так и западные крылья антиклиналей и синклиналей. Местами наблюдаются узкие блоки пород, которые гораздо древнее или гораздо моложе окружающих их отложений. По последним данным сейсморазведки горизонтальная амплитуда надвигов местами превышает 5–7 км.

Структуры третьего типа характеризуются довольно определенной областью распространения: они наблюдаются на западном склоне Приполярного Урала, в среднем течении Подчерема, Щугора и Б. Патока, прослеживаясь далее к северу — в пределах антиклинория Чернышева (Тимонин, 1971). Линия восточного ограничения антиклинория Чернышева имеет своим прямым продолжением на юге хорошо дешифрируемую на аэрофотоснимках линию раздела Осевой и Западной структурных зон Урала, параллельно которой располагается полоса наиболее интенсивных деформаций в Западной зоне. Последняя, вероятно, затухает на левобережье р. Илыча, в его верховьях, однако плохая обнаженность не позволяет быть в этом полностью уверенным. К югу от Тимаиз-Илычского поднятия возникает новая полоса развития сложных линейных складок и крупных надвигов, пространственно не связанная непосредственно с первой.

4. Для областей развития формаций сланцевого типа (в частности, в верховьях р. Лемвы и на В. Печоре), как отмечают К.Г. Войновский-Кригер (1965, 1967), В.А. Варсанофьева 1963а,

1963б), и автор (Пучков, 1973б) имеет место в целом усложнение складчатости, широкое развитие изоклиальной складчатости и мелких чешуйчатых надвигов (рис. 22). Как предлагает К.Г. Войновский-Кригер, сланцевые фации (лемвинского типа) сближены с фациями известняковой зоны (елецкими) благодаря шарьяжу амплитудой до 15 км. На М. Печоре фации Лемвинского типа, вероятно, слагают останец шарьяжа (Пучков, 1973а). Вопрос о наличии шарьяжей требует дальнейшего изучения, однако указанные предположения звучат в настоящее время тем более правдоподобно, что на Южном Урале, в Зилаирском синклинии, расположенном также на Западном склоне, бурением подтверждено существование шарьяжей большей амплитуды (Камалетдинов, 1972). Как направление предполагаемого движения шарьяжа, так и вергентность мелких складок сланцевой зоны — западные.

О генезисе краевых складчатых структур Урала. Преимущественное опрокидывание складок в западном направлении, то же направление подвижек по осложняющим их надвигам и другие особенности морфологии складок свидетельствуют о том, что формирование описанных складчатых структур Западно-Уральской зоны и смежных частей Предуральяского краевого прогиба происходило в условиях сжатия при общем движении масс преимущественно от более приподнятых участков к более опущенным, на фоне общего погружения крыла мегантиклинория к западу. Вероятно, последнее обстоятельство послужило основанием для предположения о гравитационном происхождении складчатости этой зоны на Приполярном Урале (Кондиайн, 1967; П.Е. Оффман, данные за 1967 г.). С этим предположением нельзя полностью согласиться. По крайней мере нам не удалось найти здесь прямых свидетельств существования гравитационных надвигов (к таким свидетельствам может относиться установленное погружение основной плоскости надвига в тыловой части чешуи и широкое развитие лежачих складок, — де Ситтер, 1960). Нельзя не отметить также, что, по мнению ряда исследователей (Г.Д. Ажгирей, П.Н. Кропоткин и др.), гравитационное сползание представляет собой очень поверхностное явление: оно развивается выше уровня ближайших депрессий. Наверное поэтому гравитационная складчатость с несомненностью устанавливается лишь в молодых складчатых областях. По-видимому, не отрицая полностью возможности развития гравитационной тектоники, правильнее считать, что формирование складок Западной зоны Приполярного Урала, частично продолжающихся в складки антиклинория Чернышева, частично же в область антиклиналей Обе-из и Саледы, связано не с поверхностным явлением гравитационного соскальзывания, а в основном с более широким процессом деформации земной коры, захватившим глубокие этажи. Совместное участие пород байкальского и герцинского этажей в складчатых деформациях герцинского этапа

в области антиклиналей Обе-из и Саледы можно наблюдать непосредственно в протяженных обнажениях верховий рек Хароты, Манараги, Вангыра, где соотношения структурных этажей выступают весьма наглядно (Пучков, 1971, рис. 8). Возникновение строго локализованной линейной структуры антиклинория Чернышева, граничащей с опущенными участками и прослеживающейся в Западную зону, также невозможно представить себе без предположения о существовании широкой зоны деформаций в байкальском фундаменте. Что же касается фундамента Западно-Уральской зоны, то участие его в деформациях герцинской складчатости доказывается путем установления того факта, что между рядом линейных положительных магнитных аномалий субмеридионального и северо-северо-западного простирания, наложенных на более древние и соответствующие структурам фундамента, и рядом наблюдаемых на поверхности линейных складок наблюдается пространственная связь, на что указывает А.М. Загороднов (1963).

Еще одним важным доказательством связи герцинской структуры Западно-Уральской зоны со структурами фундамента является возможность выделения в ее пределах поперечных участков поднятий и опусканий, образование которых связывается с наличием неоднородностей в фундаменте и наследованием некоторых черт его строения. Различие морфологии складчатости в зонах поднятий и опусканий, отмечавшееся выше (преобладание структур 1-го и 2-го типов на поднятиях, а 3-го, 4-го типов — в зонах поперечных опусканий), также не в последнюю очередь определяется анизотропией фундамента, равно как мощностью и относительной (по сравнению с фундаментом) некомпетентностью вышележащей толщи осадочных пород. Общность опусканий и поднятий в пределах Западной и Осевой зон свидетельствует о структурной близости этих зон, обусловленной в значительной мере общностью байкальского фундамента под ними.

Влияние байкальского фундамента на строение герцинского этажа сказывается, помимо наличия поперечных поднятий и опусканий, также и в типичной (как для Западной, так и для Осевой зон) непараллельности шарниров складок — сочетании в плане рядом расположенных складок с шарнирами, имеющими различное простирание. Эта особенность хорошо видна на геологической карте и тектонических схемах (рис. 21, 23) и легко улавливается при дешифрировании аэрофотоснимков (Пучков, Тимонин, 1968). В описываемой зоне, как и в расположенных к западу структурах, наблюдается своеобразная "борьба" тиманского и уральского структурных направлений. Таким образом, в структурном плане герцинид рассматриваемого отрезка Урала проступают некоторые черты уже описанного выше "доуральского" плана байкалид. С другой стороны, как уже указывалось, герцинские деформации не были поверхностными, они захва-

тили байкальский этаж, исказив первичные его структуры. В этом — взаимосвязь структур этажей; строение одного из них невозможно полностью понять и объяснить без рассмотрения строения другого.

Высказанные выше соображения о взаимоотношении структурных этажей в пределах Западно-Уральской зоны в общем виде полностью справедливы и для Осевой зоны Урала. Здесь эти взаимоотношения выступают в наиболее обнаженном виде, ибо наряду с породами байкальского структурного этажа здесь на дневную поверхность выходят и породы низов герцинского структурного этажа.

Осевая зона Урала. Эта зона, являющаяся на рассматриваемом отрезке Урала ядром мегантиклинория, сложена главным образом выходящими на дневную поверхность породами байкальского структурного этажа. В то же время в ее пределах имеется ряд сохранившихся от эрозии синклиналей, выполненных отложениями ордовика, относящимися уже к герцинскому структурному этажу. Последнее обстоятельство позволяет охарактеризовать здесь, хотя и не полно, морфологию герцинских структур. Байкальский структурный комплекс образован здесь преимущественно серией эффузивно-терригенных и интрузивных формаций, герцинский комплекс — преимущественно породами терригенных и карбонатных формаций. О западной границе этой зоны говорилось выше; указывалось, что она выражена довольно нечетко; восточная граница — гораздо более четкая — проходит по Главному уральскому глубинному разлому.

Осевая структурная зона протягивается параллельно Западной и Восточной зонам в субмеридиональном направлении и постепенно поворачивает вместе с ними к северо-северо-востоку в северной части рассматриваемого региона. Поворот этот происходит на разных широтах в разных частях зоны; восточные структуры приобретают северо-северо-восточное направление все южнее (уже в районе верхнего течения р. Щугора), наиболее западные — гораздо севернее (в Вангырском районе). Еще севернее поворачивают к северо-северо-востоку структуры антиклинория Чернышева. Таким образом, поворот структур зоны в целом происходит к северо-востоку от линии верховья р. Щугора – р. Хароты (приток р. Вангыра). Мы говорим здесь лишь об общей тенденции. Это не значит, что шарниры частных структур строго параллельны. В Осевой зоне герцинид особенно часто наблюдается сочетание структур различных простираций, хотя в одном участке могут преобладать одни, а в другом — другие. Геометрическая неправильность герцинских структур в значительной мере определяется влиянием неоднородностей фундамента, поскольку имеет место несовпадение структурных планов байкалид и герцинид (хотя это несовпадение частично маскируется унаследованностью последних). Это видно прежде всего на примере соотношения ундуляций герцинского Урала со структурами байкальского фундамента. Как уже отмечалось ранее, в пределах

Западной и Осевой структурных зон Урала выделяется ряд поперечных поднятий и опусканий. При этом обращает на себя внимание то, что поперечные поднятия герцинид пересекаются (хотя и не совпадают точно) с антиклинориями байкалид, а поперечные опускания — с синклинориями. В этом примерном совпадении местоположения древних и современных поднятий легко усмотреть элемент наследования. Но шарниры этих крупных поднятий не совпадают. Осевая зона герцинского антиклинория смещена восточнее по отношению к Маньхамбовскому антиклинорию байкалид и западнее — по отношению к Хобеизскому. Не наблюдается и полного пространственного совпадения шарниров более мелких складчатых структур. Так, Няртинская герцинская синклиналь I порядка перекрывает южное окончание байкальского Хобеизского антиклинория, Вангырско-Патокская синклиналь занимает секущее положение по отношению к Вангырскому реликтовому межгорному прогибу байкалид, а Поньинская и Укьюская синклинали герцинид расположены в осевой, наиболее приподнятой части Маньхамбовского антиклинория. При всем этом очертания герцинских синклиналей приспособляются к структурным линиям байкальского фундамента. С другой стороны, и в самом фундаменте невозможно видеть байкальские структуры в чистом виде: они всегда искажены герцинскими деформациями. Таким образом, при рассмотрении процесса интерференции структур различного динамического плана и возраста можно различить две стороны: а) искажение первичного строения фундамента в результате накладывающихся деформаций; б) отражение первичных неоднородностей (анизотропии) фундамента в структуре верхнего этажа.

Наследование тех или иных черт древних структур молодыми проявляется как сложный и противоречивый процесс, сочетающийся в развитии структур с изменчивостью. Учет этого обстоятельства помогает понять особенности морфологии тех сохранившихся от эрозии в Осевой структурной зоне синклиналей, выполненных отложениями ордовика, по которым, собственно говоря, только и можно установить некоторые детали строения герцинских структур рассматриваемой зоны.

Анализ морфологии синклиналей в некоторых случаях помогает строить предположения о характере смежных антиклиналей и в конечном счете позволяет выделить несколько морфологических типов складчатых структур.

1. Наложённые герцинские деформации крупных байкальских гранитных массивов и окружающих их пород. В качестве первого примера таких структур рассмотрим Балбаньюскую синклиналь и

* Понятие "динамический план" заимствовано у Н.П. Хераскова (1968): это "то расположение структур, которое возникло бы в земной коре, если бы она состояла из однородного материала".

прилегающую к ней с западу Малдинскую антиклиналь. Балбаньюская синклинали длиной 20 км при ширине около 2,5 км расположена на северной периферии Осевой структурной зоны и сложена терригенными породами тельпосской свиты ордовика; в базальных конгломератах ее содержится гранитная галька. Крылья синклинали круты; западное крыло опрокинута к востоку и осложнено зонами дробления и рассланцевания. Эта синклинали является смежной по отношению к расположенной к западу Малдинской антиклинали, в ядре которой залегает Малдинская интрузия гранитов и эффузивно-сланцевая толща маньинской свиты. Отличительная особенность Малдинской антиклинали состоит в слабо выраженной линейности (соотношение ее осей приближается к 1:1,5) при большей крутизне западного крыла и периклинальных замыканий и опрокинутости восточного. Таким образом, имеет место довольно типичное для герцинид Осевой зоны сочетание широкой короткой антиклинали с древней интрузией в ядре и окаймляющей ее узкой синклинали.

Аналогичные взаимоотношения наблюдаются в районе крупнейшего на севере Урала гранитоидного массива Мань-Хамбо. Мы укажем здесь на Поньинскую и Тольинско-Укьюскую синклинали и разделяющую их Маньхамбовскую антиклиналь. Поньинская синклинали, расположенная в верховьях ручья Понья (приток р. Щугора) представляет собой сравнительно небольшую субмеридиональную структуру длиной около 10 км при ширине до 3 км; сложена она кварцитами, сланцами и мраморами ордовика. Специфической чертой ее является то, что она наложена на глубоко эродированный в предордовикское время гранитный массив Мань-Хамбо. Трансгрессивное залегание ордовикских кварцитов на гранитах наблюдалось нами непосредственно в двух обнажениях — в северо-западной и юго-восточной частях структуры (Пучков, 1968а).

В первом случае в контакте с гранитами наблюдается мало-мощный прослой аркозов, угол падения контакта 60° , во втором — конгломераты с гранитной галькой и аркозовой основной массой, угол падения контакта 70° , залегание опрокинутае. Выше по разрезу базальные слои быстро сменяются хорошо сортированными белыми кварцитами. В ядре синклинали наблюдаются сланцы и песчанистые мраморы. Возможно, что местами контакт ордовикских отложений и гранитов проходит по разлому: это особенно правдоподобно в связи относительной жесткостью застывшего гранитного массива, который должен был деформироваться вместе с ордовикской толщей, однако твердо установленных фактов, подтверждающих наличие разломов, не имеется. Синклинали асимметрична, опрокинута к западу. В структуре байкальского этажа герцинской Поньинской синклинали соответствует линейная зона опусканий кровли гранитного массива, что выражается в наличии полосы выходов эффузивов и сланцев маньинской свиты, с которыми граниты имеют интрузивные контак-

ты. В средней части массива благодаря сравнительно глубокому эрозионному срезу эта полоса прерывается, однако на ее продолжении находятся мелкие и, по-видимому, бескорневые тепа метадиабазов и диоритов, возможно являющиеся частично ассимилированными ксенолитами — обломками кровли массива. Установлен более молодой возраст гранитов, по крайней мере по сравнению с этими диабазами, что выражается, в частности, в наличии гранитных иньекций в рассланцованных участках последних.

С востока массив Мань-Хамбо окаймляется Тольинско-Укьюской синклиналью, протягивающейся с севера на юг от верховья р. Щугора до притока р. Укью — ручья Пашке-вож — на расстояние свыше 50 км при ширине, по большей части не превышающей 0,8–2 км и только на юге достигающей 3–4 км. Крутизна крыльев синклинали изменчива — от 30 до 90°. Помимо чрезвычайной узости синклинали другим важным ее отличием является четкая приуроченность ее почти на всем протяжении к контакту гранитного массива, в связи с чем в плане она имеет дугообразную форму. Лишь в южной части она отходит от массива, одновременно расширяясь, но шарнир ее продолжает тенденцию окаймления, заворачивая к юго-западу согласно с простирающимися сланцев байкальского структурного этажа. Разделяющая описанные синклинали Маньхамбовская антиклиналь значительно более изометрична в плане, и ядро ее сложено гранитами. Предположение об участии гранитов в складчатости может показаться рискованным. Однако везде, где нам удалось непосредственно наблюдать предордовикскую поверхность размыта гранитов, ее залегание (крутое, вплоть до опрокинутого) указывает на значительную дислоцированность твердых гранитов, которую нельзя себе представить как простое перемещение по разломам выколотых из гранитного массива блоков, внутреннее строение которых не подвергалось изменениям. Кроме того, как нами уже было отмечено в главе III, микроскопическое изучение гранитов показывает, что в каждой точке их имело место послеприступное движение материала (перекристаллизация, катаклаз); суммарный эффект этого движения мог быть значительным. В геологической литературе можно встретить указания на то, что граниты при определенных условиях могут участвовать в складчатых деформациях (Ажгирей, 1956; Eskola, 1949). Приведенные выше примеры показывают, что, участвуя в складчатых деформациях, граниты ведут себя все же как относительно компетентные тела в сравнении с окружающими их слоистыми толщами. Этим, по нашему мнению, объясняются изгибы герцинских складок вокруг интрузивных массивов, играющих в момент складчатых деформаций роль относительно жесткого упора.*

* Представление о гранитах как о жестком упоре использовалось М.В. Фишманом в 1949 г. для объяснения изменения простирааний доордовикских сланцев вокруг массива Илья-из.

Внешне описанные нами структуры очень похожи на "окаймленные купола" П. Эсколы. Однако последний давал совершенно иное объяснение указанному явлению. Он считал, что возникновение окаймленных куполов является следствием восходящих движений в пределах гранодиоритовых массивов в момент, когда эти массивы подвергаются действию процессов гранитизации, превращая их в гранитоиднейсовые массивы. Такое объяснение в данном случае неприменимо, так как, по данным петрографов, изучавших этот массив (М.В. Фишман, Б.А. Голдин и др.), здесь имели место не процессы гранитизации гранодиоритов, а преимущественно метасоматические изменения и частичное огнейсование гранитов. Описанный факт является проявлением значительно более широкой закономерности, выражающейся в том, что морфология тектонических структур зависит не только от ориентировки и интенсивности формирующих их напряжений, но и от особенностей анизотропии деформируемого субстрата.

В описанных случаях синклинали герцинского комплекса, окаймляющие гранитные массивы, сохранились от эрозии. Вокруг большинства гранитных массивов они отсутствуют, однако это не значит, что их там не было. Это предположение подтверждается, в частности, следующим наблюдением. В Осевой структурной зоне нами отмечены только два случая, когда синклинали иного морфологического типа, чем описанные выше, прослеживались до соприкосновения с гранитными массивами (Пуйвинская и Няртинская синклинали). И в обоих случаях с приближением к гранитным массивам происходило изменение морфологии складок: они резко сужались и следовали очертанию массива, становясь окаймляющими.

2. К описанному выше типу складок примыкает другой морфологический тип, характерной особенностью которого является неупорядоченность, отсутствие ясного геометрического стиля очертаний структур в плане как следствие резкого несовпадения динамических планов байкальских и герцинских структур. Особенно четко это несовпадение наблюдается в Вангырском районе, где структуры байкальского плана испытывают виргацию к северо-западу, что резко не соответствует региональной тенденции к образованию структур северо-северо-западного простирания, характерной для герцинид. Примером структур описанного типа в Вангырском районе являются Вангыр-Патокская, Вангырская, Верхнехаротская синклинали, сложенные тельпосской свитой ордовика и разделенные амебовидной в плане Харотской антиклиналью, в ядре которой выходят отложения хобеинской и маньинской свит протерозоя. Первые две из указанных синклиналей имеют неправильные, угловатые очертания в плане (на геологической карте), что обусловлено, помимо сложности рельефа, особенностями морфологии самих синклиналей. Так, Вангыр-Патокская синкинали имеет в плане, грубо говоря, тре-

угольную форму и в целом удлинена в северо-восточном направлении. В то же время, как показывают наблюдения на ручье Озерном, в восточной части этой синклинали преобладают северо-западные простирания осевых плоскостей мелких осложняющих структур, которые совпадают с простираниями структур байкальского фундамента. Здесь налицо наследование герцинскими структурами северо-западных простираний фундамента, нетипичных для герцинид. В то же время местами начинают преобладать "уральские" простирания частных структур. Эта неправильность формы в плане и неустойчивость простираний осей осложняющих структур характерна для Вангырской синклинали. Что касается Верхнехаротской синклинали, то она принадлежит уже другому морфологическому типу — линейных структур "уральского" простирания, однако южное периклинальное замыкание ее характеризуется большой крутизной шарнира (около 25–30°), что сближает ее со смежными структурами, описанными выше.

3. Линейные структуры "уральского" простирания, образованные в участках совпадения динамических планов байкалид и герцинид, относятся к третьему морфологическому типу складчатых структур Осевой зоны. Обычно в участках развития этих структур отсутствуют азимутальные несогласия между отложениями байкальского и герцинского комплекса, а угловые несогласия в большей степени, чем в ранее описанных случаях, замаскированы герцинскими деформациями. Примером такой структуры может служить Пуйвинская синклинали (точнее, ее широкая, северная, часть). Эта синклинали, расположенная в верховьях р. Пуйвы, сложена породами предположительно ордовикского возраста (снизу вверх: конгломераты, кварциты, сланцы, мраморы). Синклинали имеет субмеридиональное простирание, длина ее 13 км при ширине до 2,5 км в северной, большей, части и до 0,5 км — в южной. Резкое сокращение ширины синклинали в южной части за счет ее западного крыла может быть связано с наличием в контакте с ее западным крылом жесткого гранитного массива. Непосредственный контакт ордовикских кварцитов и конгломератов с гранитами в естественных обнажениях нигде не наблюдается. В специально произведенной расчистке была вскрыта зона интенсивного катаклаза и выветривания с признаками наложенной минерализации в гранитах и рассланцевания в конгломератах общей шириной около 10 м. Непосредственный контакт ордовикских отложений со сланцами пуйвинской свиты наблюдался нами в двух точках на правом берегу р. Пуйвы, ниже впадения ручья Жильного, причем резких угловых несогласий не наблюдалось, что может быть связано со сколами и рассланцеванием в крутом крыле синклинали. Рассланцованность пород пуйвинской свиты вблизи контакта с ордовиком очень сильна. Описываемая структура осложнена складками более высоких порядков. В качестве другого примера

структуры аналогичного типа может служить Верхнехаротская синклиналь. Это одна из синклиналей, расположенных на северной границе Осевой структурной зоны и "языками" вдающихся в нее. В ряде последовательных пересечений вкрест синклинали с севера на юг, в сторону ее периклиналильного замыкания (Пучков, 1971, рис. 8), удастся отметить, что в целом это линейная синклиналь северо-северо-восточного простирания с очень пологим западным крылом и крутым восточным. Мелкие осложняющие дисгармоничные складки развиты в непосредственной близости от крутого восточного крыла синклинали. В наиболее северном пересечении видно, что это крыло опрокинута и, по-видимому, осложнено надвигом. К югу, в сторону периклиналильного замыкания, надвиг исчезает, крыло приобретает нормальное залегание, осложняющая складчатость становится менее сложной.

Надо подчеркнуть, что выделение вышеописанных типов складчатости в достаточной мере условно: как уже указывалось, при прослеживании складок определенного морфологического типа по простиранию иногда оказывается, что он изменяется, приобретая некоторые черты складок другого типа.

Герцинские разломы в Осевой структурной зоне устанавливаются с большим трудом; по большей части это надвиги субмеридионального, "уральского", простирания, осложняющие опрокинутые крылья синклиналей. Однако удастся в ряде случаев выявить и сбросы. Серия сбросов северо-западного простирания наблюдается в Вангырском районе. Наиболее четко выражен сброс, наблюдавшийся нами на левобережье ручья Озерного (рис. 24). Сброс характеризуется падением сместителя к северо-востоку под углом около 45° и имеет вертикальную амплитуду свыше 400 м. По сбросу приведены в соприкосновение породы лаптопайской и тельпосской свит. Смещение происходило по зоне рассланцевания шириной около 10 м, по которой местами внедрились затем кварцевые жилы. Присбросовые пликвативные дислокации крайне незначительны (небольшие по амплитуде складочки в непосредственной близости от сброса, возникшие, возможно, благодаря неровности поверхности сместителя). Сброс наследует почти точно северо-восточное падение пород фундамента.

Описанные М.В. Фишманом и Б.А. Голдиным (1963) разломы северо-западного простирания в Кожвинском районе, возможно, также являются сбросами.

Главный уральский глубинный разлом. Восточная граница Осевой структурной зоны проводится по наиболее крупному на Урале глубинному разлому, существование которого впервые было предположено А.В. Пейве (1945). Главный уральский глубинный разлом проявляется на поверхности в виде полосы тектонических нарушений — зон рассланцевания, дробления, бластомилонитов и глаукофановых сланцев, а также серпентинитовых тектонитов и меланжа. Все

эти зоны, образовавшиеся в разное время (силур – карбон?), имеют восточное падение. В висячем крыле разлома развиты габбро-пироксенитовая и альпинотипная дунит-гарцбургитовая формации, являющиеся, по новейшим представлениям, фрагментами фундамента палеозойской эвгеосинклинали (Иванов и др., 1974). Для характеристики разлома важно также и то, что он в течение длительного промежутка време-

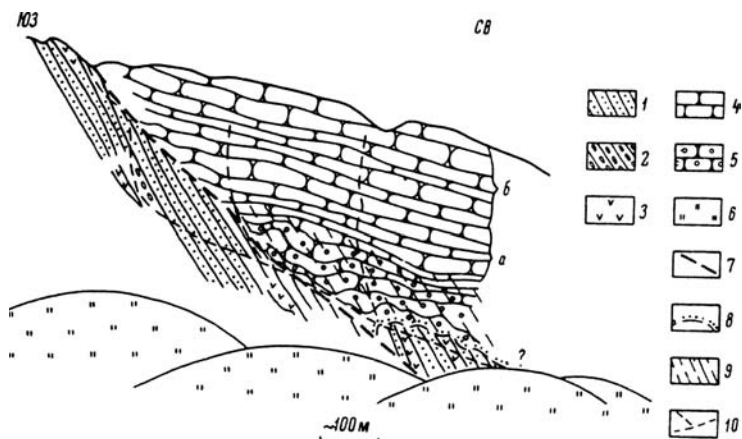


Рис. 24. Зарисовка сброса. Верховья ручья Озерного (лево-бережье р. Вангыра).

Лаптопайская свита: 1 — песчаники; 2 — конгломераты; 3 — метадиабазы. Ордовик (тельпосская свита): 4 — кварциты (а — сиреневые; б — зеленые); 5 — базальный горизонт полимиктовых конгломератов; 6 — морена; 7 — сброс; 8 — подошва ордовика; 9 — кливаж; 10 — ручьи.

ни (с ордовика по ранний карбон включительно) контролировал размещение эффузивной и сланцевой структурно-формационных зон палеозойской геосинклинали Урала. Чтобы понять природу глубинного разлома, недостаточно, однако, изучить его внешние проявления, необходимо знать также особенности глубинного строения блоков земной коры, которые этот разлом разделял в течение столь длительного времени. В частности, следовало бы знать, прослеживается ли комплекс доуралид непосредственно к востоку от глубинного разлома. По это-

му поводу высказывались различные соображения. Так, О.А. и А.Г. Кондияйны на основании изучения размытой предэйфельской поверхности на восточном склоне Приполярного Урала пришли к выводу о наличии в пределах этой линейной зоны ряда поперечных поднятий и опусканий, которые прослеживаются сюда с запада и наличие которых предположительно связывалось с существованием неоднородностей в погруженном доуральском фундаменте. Однако это предположение основывается на допущении, что в доэйфельское время в Восточной структурной зоне существовало гипотетическое Берганское поднятие, расположенное напротив Кожимского поднятия Осевой зоны. Те же данные С.Н. Волкова, на которых основывались эти исследователи, могут трактоваться по-иному (Атлас..., 1972). А.А. Пронин (1964) утверждал, что палеозойская геосинклиналь Урала заложилась на месте эпибайкальской платформы в результате ее раздробления на линейные зоны глыбовых погружений и поднятий. Таким образом, им также допускалось наличие глубоко погруженного фундамента в пределах "зеленокаменной зоны". Критикуя этот вывод, П.Н. Кропоткин (1964) писал: "предположение А.А. Пронина о том, что под геосинклинальными складчатыми зонами Урала должны продолжаться структуры докембрийского фундамента в виде сплошного «слоя» платформенных структур, подвергшихся раздроблению, не выглядит особенно убедительно. Дело в том, что автор недостаточно учитывает роль горизонтальных движений, которые могли привести к растяжению и раздвиганию глыб земной коры и заложению грабенов и геосинклиналей вплоть до полного разрыва коры. Вполне возможно, указывал А.В. Пейве, что именно с такими процессами раздвигания глыб связано заложение и углубление палеозойских геосинклиналей Урала. В таком случае глыбы докембрийского фундамента, сходного с фундаментом Русской платформы, сохранившиеся в пределах Уральского сооружения или к востоку от него, могут быть просто обломками платформы, отторгнутыми от нее и отодвинутыми на восток". Взгляды П.Н. Кропоткина находят подтверждение в геофизических данных.

Проведенный в начале 60-х годов анализ гравимагнитных полей на Южном и Среднем Урале и смежной части Русской платформы позволил ряду исследователей (Халевин, 1960; Хатьянов, 1963, и др.) говорить о том, что к востоку от Главного глубинного разлома происходит резкое изменение глубинного строения земной коры. В частности, некоторые из этих исследователей указывали, что в пределах зеленокаменных синклиналиев наблюдается исчезновение широтных линейных магнитных аномалий, связанных с наличием архейско-протерозойского структурного этажа, отражающих его строение и непрерывно прослеживающихся из области Русской платформы в зону складчатого Урала вплоть до Главного уральского глубинного разлома, где эти аномалии резко утыкаются в зону суб-

меридиональных гравимагнитных аномалий зеленокаменной полосы Урала. Эта картина объясняется полным или частичным разрушением фундамента Русской платформы к востоку от глубинного разлома. С этими представлениями можно сопоставить выводы геофизиков о том, что резкая гравитационная аномалия в пределах зеленокаменной полосы связана с утончением "гранитного" слоя, поднятиями границы "базальтового" слоя и, возможно, с поднятием границы Мохоровичича. Предполагалось даже (Хатъянов, 1963), что земная кора зеленокаменной зоны близка к океаническому типу (общая мощность 25–30 км при сокращенной мощности гранитного слоя). Эти выводы были существенно уточнены при проведении глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) на Среднем Урале (Халева и др., 1966). Было установлено, в частности, отсутствие выступа границы Мохоровичича и сокращения мощности коры под Магнитогорским синклиниорием, но подтверждено сокращение здесь мощности "гранитного" слоя за счет "базальтового". Кроме того и плотность слоя, отождествляемого этими исследователями с "гранитным", значительно повышается к востоку от глубинного разлома, где граница со скоростью сейсмических волн 7 км/сек. залегает на глубине всего 5–6 км. Таким образом, Главный уральский глубинный разлом на Южном и Среднем Урале — не просто разрывное нарушение, по которому произошло опускание блока единого складчатого фундамента. Это граница блоков с различным разрезом земной коры.

Необычная выдержанность линейных структурных зон герцинского Урала на всем его протяжении, особенно подчеркивавшаяся в работах Н.П. Хераскова и А.С. Перфильева, позволяет предположительно распространить этот вывод и на область Приполярного Урала. Проведенные в северных районах Урала и Приуралья геофизические исследования, результаты которых были частично опубликованы (Гафаров, 1963; Еловников, 1964; Симоненко, Толстихина, 1963; Загороднов, 1963; Залипухин, 1963), подтверждают эти предположения: Главному уральскому глубинному разлому и на Приполярном Урале соответствует хорошо выраженная гравитационная ступень, а магнитные аномалии, протягивающиеся из северо-восточной части Русской платформы и отражающие строение байкальского складчатого фундамента, чрезвычайно сильно переработаны в Осевой зоне Приполярного Урала и не выделяются с достаточной достоверностью в Восточной зоне.

Восточная структурная зона Урала. Восточную структурную зону, расположенную непосредственно к востоку от полосы нарушения Главного уральского глубинного разлома, можно рассматривать как восточное крыло Нижнетагильского зеленокаменного синклинория Урала и его аналога в северной части Приполярного Урала — Хулгинского синклинория. В пределах этой зоны выходят на поверхность массивы габбро-пироксенитовой и дунит-гарцбургитовой форма-

ций, а западнее — смятые в линейные складки вулканогенные и осадочные отложения силурийского, девонского и каменноугольного возраста. В пределах каледоно-герцинского структурного этажа можно наметить два подэтажа, разделенных предэйфельским перерывом, местами с полным выпадением нижедевонских и верхнесилурийских отложений (Атлас..., 1972). Угловых несогласий между подэтажами не отмечается, однако стратиграфическое несогласие выражено вполне четко. Деформации, вызвавшие формирование доэйфельской палеоструктуры, погружающейся как к югу, к верховьям р. Сосьвы, так и к северу, к району современного Хулгинского синклиория, могут рассматриваться как слабое проявление каледонской складчатости, ограниченное в рассматриваемом регионе средней частью Восточно-Уральской зоны. Надо иметь, однако, в виду, что каледонский этап развития здесь не был завершен и не имел характера самостоятельного тектонического цикла.

В послеуральском структурном плане Восточно-Уральская зона представляет собой фрагмент выходящего на поверхность фундамента молодой, эпигерцинской, платформы. К востоку он погружается и перекрыт отложениями платформенных формаций позднемезозойского и кайнозойского возраста, слагающих чехол Западно-Сибирской плиты. Вследствие слабой обнаженности структура этой зоны изучена очень плохо. В средней части зоны зеленокаменные толщи вообще не обнажены. Наиболее общими чертами структуры является смена к востоку от Главного глубинного разлома полос выходов все более молодых отложений — от раннесилурийских до раннекаменноугольных, а также наличие линейных складок субмеридионального и северо-северо-восточного простирания, развитых на фоне общего погружения пород к востоку. В свою очередь складки осложнены мелкими нарушениями типа надвигов и сбросов. Обычная ширина складок колеблется от нескольких метров до 2–3 км; складки чаще всего нормальные; опрокидывания крупных складок обычно не отмечается. Дислоцированность увеличивается к востоку, что связано либо с приближением к интрузивному поясу, либо с появлением более древних горных пород, дважды подвергшихся деформации. Обычно простирание разлома, простирание осей байкальских и герцинских складок совпадают. Исключение составляет район р. Тохла-я, в котором прослеживается крупный надвиг. Судя по геологической карте, составленной в 1964 г. В.Н. Коркиным и др., надвиг этот несколько изогнут в плане; его горизонтальная амплитуда не ясна. Структуры в пределах развития палеозойских вулканогенных и осадочных толщ, прорванных интрузиями гипербазитов и габбро, подходят к линии разлома преимущественно под острым углом, располагаясь правоэшелонированно по отношению к нему. Это единственный участок, где палеозойские очень слабо метаморфизованные толщи контактируют с метаморфическими породами Осе-

вой зоны Урала. В других местах на контакте располагаются интрузии. Данных для подробного суждения о морфологии структур рассматриваемой зоны явно недостаточно, однако можно в дополнение к сказанному изложить некоторые соображения в связи с изученными особенностями аналогичных структур в более южных районах. В последнее время внимание исследователей привлекли реликты структур вулканических построек (Червяковский, 1964). Непосредственно к югу от нашего района в средней части Тагильского погружения Ю.С. Каретиным (1969) отмечаются разнообразные структуры вулканической аккумуляции (остатки стратовулканов, щитовых вулканов, экструзивных куполов и т.д.), а также проявления вулканотектоники (кальдерные обрушения и т.д.). Естественно предположить, что подобные "конседиментационные" структуры имели место и в нашем районе. В зависимости от интенсивности наложенной пликативной тектоники они в большей или меньшей степени должны определять особенности морфологии результирующих структур (изменчивость простираний мелких складок, наличие изоклинальных складок, мелких сбросов и т.д. вокруг относительно жестких тел, например интрузий; асимметрия складок, являющаяся следствием резких изменений мощностей разновозрастных осадков). Аналогичное явление наложения пликативных структур, образовавшихся после формирования осадков, на конседиментационные, образовавшиеся в течение формирования осадочной толщи и выразившиеся в направленном изменении мощностей осадков, описано для Печорской впадины Н.Д. Матвиевской (1966).

Совершенно не изученным остается вопрос о характере крупных дизъюнктивных дислокаций в Восточной зоне, об их масштабах, вертикальной и особенно горизонтальной амплитуде. Судить о структуре погруженной части герцинского фундамента Западно-Сибирской платформы можно тем более лишь в самых общих чертах, причем материал не везде равнозначен. Так, материалы бурения в Северо-Сосьвинском районе позволили В.А. Лидеру в 1960 г. построить схематическую геологическую карту палеозойского фундамента, на которой отчетливо вырисовывается крупная синклиналь, протягивающаяся в северо-северо-западном направлении от долины р. Няиса до долины р. Яны-Маньи на расстояние свыше 40 км. Соотношение длинной и короткой осей синклинали 1:7. Ядро сложено породами верхнего визе. В более северных районах Приполярного Зауралья предполагается наличие еще одной такой же крупной синклинали. Самые же общие черты тектоники погруженного фундамента выявляются при анализе гравимагнитных полей. Впервые такая интерпретация осуществлена Е.М. Ананьевой и Б.В. Дорофеевым (1963), которые выделили в структуре фундамента ряд литологических комплексов. Было установлено, что Нижнетагильский синклиниорий, vyplненный эффузивными и осадочными отложениями, прослеживается

под платформенным чехлом и на широте Кожимского поднятия Урала становится даже шире, чем на юге. С востока он ограничивается цепочкой крупных интрузий основных пород, прослеживающихся под чехлом платформы от широты Североуральска. Далее к востоку выделяется субмеридионально вытянутая зона развития гранитных массивов, находящихся на продолжении Урало-Тобольского антиклинория. С востока эта зона ограничена цепочкой массивов серпентинитов. Близкие схемы, подтвержденные результатами бурения, приводят Г.И. Вялухин (1968), П.К. Куликов (1969) и др.

Соотношение байкальского и герцинского структурных планов

Приведенная выше характеристика морфологии байкальских и герцинских структур позволяет сделать некоторые выводы, касающиеся проблемы интерференции структур байкалитид и герцинитид. Большинство исследователей описываемого района и смежных территорий, расходясь в оценке ряда важнейших деталей, соглашаются, однако, с тем, что структурный план земной коры не определен раз и навсегда, что он развивается и что вновь возникающие структуры могут накладываться на более древние, пересекая и перерабатывая их различным образом. Этот процесс наложения и сложения структур может быть назван структурной интерференцией. Если допустить, что складчатые зоны могут накладываться на окраины платформ, то такой процесс может быть назван процессом интерференции структур платформы и складчатой зоны,— одним из многообразных проявлений взаимоотношений этих структур,— их структурных связей. Действительно, представления о резком несовпадении структур уралитид и доуралитид в описываемом районе (Приполярный и Северный Урал) развивались целым рядом исследователей: Н.П. Херасковым, О.А. Кондаином, А.С. Перфильевым (1968), Т.Н. Симоненко и М.М. Толстихиной (1963) и др. Однако их взгляды базировались до сих пор в основном на геофизических материалах, а убедительных геологических данных не было. Более того, высказывалось и мнение о полной унаследованности доуральских структур уралами (Разницын, 1965). Изложенные нами геологические данные подтверждают, однако, представления о частичном несовпадении планов байкалитид и герцинитид. Сам стиль тектоники байкальского этажа отличается от тектонического стиля герцинитид (в первом ощущается существенный вклад процессов гранито-гнейсового диапиризма, обусловивших наличие характерных нелинейных структур). Правда, в восточных частях Осевой зоны простирания

структур герцинид в большой степени подчинены байкалидам. Что же касается западной части Осевой зоны, то здесь отмечаются заметные различия в простирациях крупных структур байкалид и герцинид. Наиболее четко выражено это несовпадение на левобережье р. Вангыра (Вангырский межгорный прогиб байкалид имеет не уральское, северо-западное простираение). Менее заметно, но все же достаточно определенно выражено несовпадение герцинских структур и Маньхамбовского антиклинория байкалид; последний ориентирован в северо-северо-западном направлении и смещен к западу по отношению к Осевой зоне Урала.

Вместе с тем и в районах явного общего несовпадения структурных планов отмечаются наряду с изменчивостью элементы унаследованности. Наличие последних неоднократно подчеркивалось М.В. Фишманом, правда, это делалось в ущерб новообразованиям.

Нам удалось показать, что складки герцинид изменяют свое простираение вокруг жестких байкальских гранитных массивов, окаймляя последние. Наблюдалось и подчинение простираций герцинских структур простирациям метаморфических толщ, в частности герцинские складки повторяют очертания северной периферии Хобезского антиклинория байкалид. Нарушения общего, регионального уральского простираения структур, связанные с влиянием байкалид, отмечаются и в Западной структурной зоне, где складки и разломы местами испытывают отклонения в северо-западном направлении (в частности, на северном погружении Тимаизского поперечного поднятия). В целом наличие поперечных поднятий и опусканий, общих для Западной и Осевой продольных структурных зон Урала, также является проявлением, следствием наследования герцинидами некоторых черт строения байкалид (в очень грубом виде положительные структурам байкалид в герцинском плане соответствуют поперечные поднятия герцинской структуры — рис. 21). В Восточной структурной зоне нам не удалось достоверно ни выделить следов байкальских структур в фундаменте (по геофизическим данным), ни проследить сюда зоны поперечных поднятий и опусканий, выделяемые западнее. Вероятное объяснение этому то, что к востоку от Главного уральского глубинного разлома байкальский фундамент частично или полностью разрушен.

В Предуральском краевом прогибе наиболее ярко выраженной унаследованной структурой является Среднепечорское поперечное поднятие, возникшее, по-видимому, над антиклинальной зоной в фундаменте, которая отражается Подчерем-Илычским магнитным минимумом северо-западного простираения. То же простираение имел возникший над девонским грабенем в конце карбона Печорский палеовал, располагавшийся на месте современных Печоро-Кожвинского вала, Среднепечорского поднятия и краевых складок Северного Урала (Атлас..., 1972). Позже, с начала перми, юго-восточная часть

этого вала была погребена под орогенным комплексом краевого прогиба, а в конце перми или триасе переработана линейными складками уральского простираия; таким образом, Среднепечорское поднятие дает яркий пример последовательной интерференции структур различного простираия и морфологии, причем в современной структуре можно выделить как новообразованные, так и унаследованные черты.

Значительно труднее выявить черты унаследованности в структуре антиклинория Чернышева. Южная часть его, имеющая меридиональное простираие, занимает явно секущее положение относительно положительной магнитной аномалии северо-западного простираия, отражающей структуру байкальского фундамента. Разлом, который наследовался южной частью антиклинория Чернышева, устанавливается по данным фациального анализа лишь в конце девона и в карбоне (Першина, 1962а, б; Елисеев, 1963).

В Печоро-Ижемской впадине можно указать, пожалуй, лишь один пример более или менее отчетливого отражения особенностей строения фундамента в структуре чехла — расположение крупного изометричного Омра-Сойвинского поднятия над огромным интрузивным гранитным массивом или группой массивов байкальского фундамента. Несомненно унаследованным является расположение Печоро-Кожвинского вала, идущего вдоль границы эв- и миогеосинклинальной зоны байкалид, которая, по-видимому, подчеркивалась глубинным разломом.

Таким образом, рассмотрение соотношения байкальского и герцинского структурных планов показывает, что как в складчатой области, так и на платформе его можно охарактеризовать сочетанием черт унаследованности и новообразования в герцинидах, причем пропорция, в которой эти черты сочетаются, и конкретные проявления этого сочетания в каждом отдельном случае различны.

Отражение (неполное, частично искривленное) черт структуры байкалид в герцинском структурном плане представляет собой лишь одну сторону соотношения байкалид и герцинид. Другая сторона — искажение, переработка байкальских структур герцинскими дислокациями, лишь частично наследующими байкальские простираия. Налицо взаимная аккомодация структур рассматриваемых этажей. В пределах Осевой зоны Приполярного Урала значительному искажению подверглась, по-видимому, куполовидная структура Хобеизского антиклинория, которая приобрела в результате герцинской складчатости удлинение в северо-восточном направлении; видимо, существенной деформации подвергалась и структура хребта Сабля, с чем связано появление вторичной Саблинской магнитной аномалии, наложенной на более крупную Денисовскую аномальную зону. Складчатая переработка байкалид, имевшая место в течение герцинского орогенеза, сопровождалась рядом процессов, еще более иска-

жавших облик байкалид. Искажению подвергается, в частности, первичное магнитное поле байкалид в пределах Осевой структурной зоны за счет эрозии, которая удаляла и удаляет лежащие на поверхности магнитные породы маньинской свиты. Первичное магнитное поле искажалось и благодаря процессам метаморфизма (переход точки Кюри). Процессы "сгуживания" коры, разуплотнения и др., сопровождавшие орогенез, изменяли характер гравитационных аномалий. Процессы метаморфизма внесли новые черты и в первоначальный облик пород; метасоматические процессы, весьма активные в течение каледоно-герцинского этапа развития в рассматриваемом районе, местами полностью затушевывали присущие гранитам микроструктуры, превратив граниты в метаморфические породы, Сильнейшим преобразованиям подверглась внутренняя тектоника массивов, судя по всеобщему развитию катаклаза, вторичной гнейсоватости и других наложенных признаков. Был в подавляющем большинстве случаев омоложен и возраст гранитов по соотношению калия и радиогенного аргона (данные М.В. Фишмана и других за 1965 г.), что можно связать с действием сопровождающих орогенез мощных тепловых потоков, процессов метасоматоза, механического дробления пород и других факторов, искажающих соотношения, а местами и просто удаляющих продукты древних радиогенических распадов (Обручев, 1965).

Имея в виду весьма интенсивный и разносторонний характер герцинской переработки байкальского фундамента на севере Урала, нельзя согласиться с мнением некоторых исследователей о том, что в осевой части Северного и Приполярного Урала не заметно древних структур иного плана, чем уральского. Надо выявлять на Урале не древние структуры в чистом виде, а реликты древних структур, и такие реликты существуют.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ РЕГИОНА

Начальные этапы геологического развития региона не могут быть описаны с достаточной достоверностью. Возможно, что мощная толща песчаников, алевролитов, сланцев, эффузивов, превращенная позже в комплекс гнейсов, кварцитов, кристаллических сланцев и амфиболитов, выходящих в ядре Хобеизского антиклинория,— образовалась еще в дорифейское или раннерифейское время и подверглась складчатости; однако пока это только догадки. В доюрской истории развития региона с достоверностью выделяются два тектоно-магматических цикла развития: байкальский (в широком смысле) и каледоно-герцинский.

Байкальский цикл развития

Началу байкальского цикла развития на Приполярном Урале, вероятно, отвечает время образования ошизской свиты, сформировавшейся в условиях неспокойной седиментации, с чем связано сочетание в разрезе свиты контрастных по своему фациальному облику пород — конгломератов и кварцево-полевошпатовых песчаников, с одной стороны, и известняков с остатками трубчатых водорослей — с другой. Для ошизского времени характерно затишье в вулканической деятельности, которое длилось до начала пуйвинско-щокурьинского времени, когда произошло заложение глубоких прогибов, заполняемых преимущественно тонкообломочными породами полимиктового состава, переслаивающимися с лавами, представленными афировыми и порфировыми базальтовыми и диабазовыми порфиритами. Одновременно формировались комагматичные им габбро-диабазы и очень редко — плагиоклазовые граниты,

Магматические процессы, приведшие к образованию вышеуказанной эффузивной серии, были менее активными в сравнении с вулканизмом более поздней, маньинской стадии развития (объем магматических пород составляет 15–20% от общего объема пуйвинско-щокурьинской толщи). Поступление терригенного материала с течением времени ослабевало, что отразилось в увеличении относительной роли вулканогенного материала и появлении известняков в верхах пуйвинско-щокурьинской толщи. Новый цикл седиментации на-

чался с образованием терригенной хобеинской свиты. Не исключено, что ее образованию предшествовало внедрение гранитоидов (Калинин, Пучков, 1971) и даже складчатость. Отложению хобеинской свиты предшествовали также поднятия и размывы, о чем свидетельствует наличие конгломератов в ее основании, например в Кожимском и Хальмерьюском районах. Источник терригенного материала, слагающего кварцито-сланцевую толщу, располагался где-то на востоке Приполярного Урала: в этом направлении чистые олигомиктовые кварциты хобеинской свиты частично замещаются аркозами. В хобеинское время, как и в начале предыдущего цикла (ошизское время), эффузивная деятельность была резко ослаблена.

В начале маньинского времени (поздний рифей – ранний венд), по-видимому, произошло завершение седиментационного цикла, начатого формированием хобеинских кварцитов и конгломератов. В сиреневых и зеленых полосчатых филлитах низов маньинской свиты появляются прослой и линзы известняков и доломитов массивных, обломочных, а зачастую и органогенных, сложенных остатками водорослей и местами, видимо, образующих постройки типа рифовых (судя, например, по локальному раздуву мощности тела доломитов) с сохранившимися местами остатками строматолитов и микропроблематик, которые наблюдались нами в районе ручья Аэродромного. Мощность его на расстоянии 1 км меняется от первых десятков метров до первых сотен метров. Вслед за формированием вышеуказанной толщи, происходившим в условиях довольно спокойных движений, начинается новый этап активного развития, характеризующийся вспышкой интенсивного вулканизма (вулканические процессы в начале маньинского времени, как и в течение хобеинского проявляются слабо и представлены мелкими телами и небольшими прослоями основных эффузивов, их туфами и туффитами). Новый этап начинается излияниями базальтовой магмы, образующей мощную эффузивную серию. Корни этих излияний и гипабиссальные образования представлены дайками и силлами диабазов, габбро-диабазов, реже диоритов.

Современные границы распространения рассматриваемой эффузивной серии эрозионные; в момент образования область ее распространения захватила и современные антиклинальные структуры, о чем свидетельствует отсутствие в ней направленного увеличения содержания терригенных пород в сторону антиклинальных структур. С базальтовой серией тесно связан габбро-диоритовый комплекс, который являлся ее интрузивным аналогом. Массивы иногда имеют сложное строение, они формировались в результате процесса диффе-

* Возможно, что это аналог исседонской фазы складчатости, выделенной Н.С. Зайцевым (1972) в Казахстане на рубеже 1000–1150 млн лет, на границе среднего и позднего рифея.

ренциации основной магмы: гипербазиты → габбро-диориты → → гранодиориты. Образованием указанной эффузивной серии и ее коагматов заканчивается доорогенный этап развития байкалид. Необходимо отметить, что хотя байкалиды севера Урала и считаются обычно эвгеосинклинальными, отсутствие здесь аналогов океанических и островодужных формаций заставляет с крайней осторожностью относиться к такой трактовке.

Породы следующей, липаритовой, серии залегают чаще всего согласно на образованиях базальтовой; на некоторых участках в нижних частях разреза наблюдается переслаивание вулканитов кислого и основного состава. Вместе с тем Л.Т. Беляковой (1972) отмечено несогласное залегание липаритов на мраморах низов маньинской свиты в районе ручья Еркусея. Местный размыв более чем 500-метровой толщи средней части маньинской свиты перед отложением липаритов, исчезновение к верхам маньинской свиты прослоев осадочных пород, исключая грубообломочные, свидетельствует в пользу предположения, что вулканиты кислого состава представляют собой в большинстве случаев продукты наземных извержений, местами с образованием вулканов центрального типа, реликты которых отмечались на Приполярном Урале. Излияния липаритов тяготели преимущественно к поднятиям, особенно в участках развития коагматических им гранитоидов. В одновременно формировавшихся прогибах накапливались грубообломочные толщи лаптопайской свиты; здесь продолжались, постепенно ослабевая, начавшиеся в середине маньинского времени излияния базальтовой магмы, а липариты широкого развития не получили.

Примерно в то же время произошло внедрение основной массы аллохтонных гранитоидов. Образование гранитоидов было подготовлено процессами реоморфизма и мигматизации на более глубоких структурных уровнях. В то же время широкое развитие получили складчатые движения, имевшие много общего с процессами магматического диапиризма. Внедрение "синорогенных" гранитов, складчатость, образование крупных структур сопровождалось поднятиями земной поверхности, достигавшими наибольшей амплитуды над антиклинориями. Эти поднятия подвергались интенсивной эрозии с образованием грубообломочных толщ в межгорных прогибах.

Таким образом, конец маньинского времени (поздний венд и, может быть, ранний кембрий) отвечает орогенному этапу развития байкалид. Не вполне ясно, когда точно образовалась трахито-базальтовая (лорцемпейская) серия эффузивов, условно включенная нами в маньинскую свиту. Наличие гальки свежих по облику гранитов в ее составе свидетельствует о том, что она моложе основной части липаритовой серии или по крайней мере одновозрастна с ней. Верхний возрастной предел этой свиты — нижний ордовик. Есть два возможных варианта интерпретации тектонического положения

лорцемпейской серии: 1) она является членом орогенного комплекса байкалид (верхняя моласса); 2) она принадлежит уже низам каледоно-герцинского структурного яруса (рифтогенная, грабеновая формация эпохи структурной перестройки).

Каледоно-герцинский цикл развития

Гораздо более детальная изученность стратиграфии отложений каледоно-герцинского структурного этажа Урала и чехла Русской платформы позволили нам рассмотреть историю каледоно-герцинского цикла развития региона значительно подробнее (по сравнению с историей байкальского этапа) и сопроводить изложение серий многоцветных палеотектонических и палеогеологических карт (Атлас..., 1972). К этой опубликованной работе мы и отсылаем читателя, останавливаясь здесь лишь на узловых или слабо освещенных вопросах.

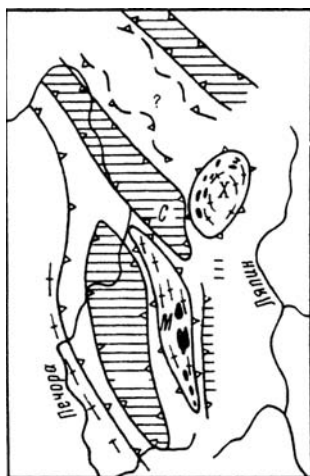
Особенности структурной перестройки байкалид в связи с заложением каледонщ-герцинской геосинклинали. С началом ордовика заложилась структуры, план которых очень существенно отличался от прежнего. После завершения байкальского тектонического цикла геосинклинальные условия вновь возродились лишь в восточной части рассматриваемой территории. Представляется весьма вероятным, что именно в этот момент в связи с процессом регенерации геосинклинали заложился Главный уральский глубинный разлом: магматические и структурные явления, сопровождающие этот разлом, датируются ордовиком и моложе. Как уже указывалось, этот разлом отделяет область с сохранившимся байкальским фундаментом от расположенной восточнее области, где этот фундамент частично или полностью разрушен. Процесс разрушения фундамента логично связывать с процессом заложения разлома, который является границей блоков земной коры, резко различающихся по своему строению. Перестройка выразилась также в формировании зоны поднятий на платформе и смежного с этой зоной прогиба, заполнявшегося грубообломочными отложениями тельпосской свиты, для которых весьма характерны конгломераты и гравелиты. Эти вновь образованные структурные элементы протягивались параллельно новообразованному глубинному разлому и гипотетической впадине океанического строения и, вероятно, генетически связаны с ним. Возможно, что перестройка выразилась также в образовании на платформе структур типа авлакогенов — прежде всего Печорского грабена, описанного ниже. Несмотря на то, что разрез осадочных толщ, выполняющих этот грабен, известен в глубину лишь до

эйфельских отложений, можно ориентировочно оценить мощность додевонских отложений, выполняющих грабен. Если учесть геофизические данные о том, что глубина до фундамента в грабене достигает 7–8 км, то на долю досреднедевонских отложений остается 3–4 км, так что грабен мог возникнуть еще в ордовике. По-видимому, грабен, существовавший на месте Усино-Колвинского инверсионного вала, мог образоваться тогда же. Наконец, процессы структурной перестройки выражались и в формировании широкой зоны краевых опусканий платформы (перикратона) с преимущественным развитием карбонатных формаций, область распространения которых окаймлялась с востока в течение целого ряда последующих эпох устойчивой полосой развития преимущественно глубоководных илистых, часто кремнистых осадков. В конечном счете, структурная перестройка территории в раннем палеозое выразилась в раскалывании молодой, только что консолидированной эпибайкальской платформы рядом глубинных разломов, обычно лишь отчасти наследовавших простиранья байкальских структур. Конфигурация новообразованного Главного глубинного разлома, секущего простиранья байкалид, определила в общем виде расположение границы платформы и параллельных ей структурных зон новообразованной геосинклинали. Не исключено, что именно с этими глубокими расколами молодой платформы, достигавшими местами мантии, связано и образование трахито-базальтовой формации, а также пикритовых порфириров, нефелинитов, авгититов (см. с. 31–32).

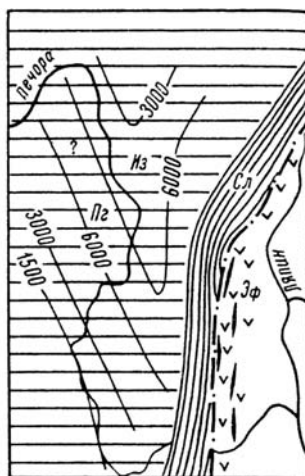
Касаясь вопроса о природе описанной перестройки, можно предположить, что здесь имел место рифтогенез — раскалывание платформы в условиях растяжения с образованием наложенной океанической впадины (Пучков, 1964, 1968б; Голдин, Пучков, 1974).

Сеть обновленных и новообразованных разломов байкальского фундамента Тимано-Уральской провинции имела вид ветви с основанием у Полюдова кряжа. Как будет показано дальше, наличие такой системы определило многие особенности размещения литологических комплексов и мощностей осадочного чехла платформы.

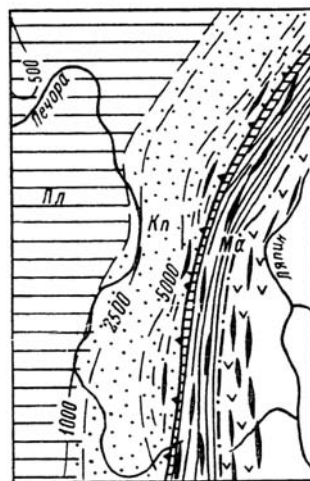
Ордовикский этап развития территории. Тектоническая перестройка, о которой говорилось выше, создала к началу ордовика условия для образования терригенной формации кварцевых песчаников и глин, первоначально в полосе, приближенной к Главному глубинному разлому, а затем и в более западных областях платформы, когда погружение захватило обширные пространства. В основании этой терригенной толщи, представленной преимущественно кварцитами и кварцито-песчаниками, на Урале выделяется базальная пачка полимиктовых песчаников и конгломератов, мощность которой варьирует в больших пределах, достигая местами сотни метров и более, и которая образована за счет размыва местных поднятий. Остатки коры выветривания здесь редки (Фишман, Голдин, 1963).



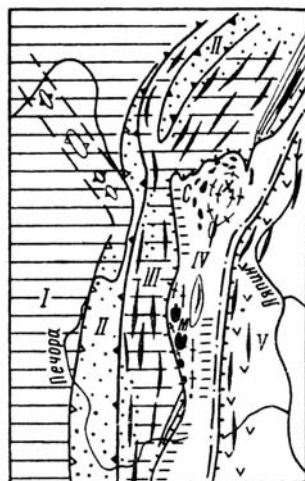
а



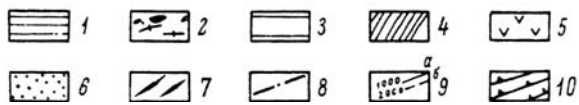
б



в



г



В приуральской части платформы, по данным В.П. Зарх и др., в основании терригенного ордовика местами залегает мощная (до 20 м) кора выветривания, здесь, по-видимому, рельеф к началу осадконакопления был менее расчлененным.

Развитие погружений в пределах Осевой зоны Урала привело к постепенному сокращению областей размыва "местного" материала и формированию единого источника сноса — платформенных поднятий, расположенных западнее территории упомянутой зоны. Это привело к смене полимиктовых пород существенно кварцевыми и к общей нивелировке облика пород: розовые, красноватые, сиреневатые кварциты и кварцито-песчаники тельпосской свиты, развитые на западном склоне Приполярного Урала, сохраняют свой характерный облик на всем протяжении от Вангырского района на севере до хребта Нерим-из на юге. Дальнейшее погружение края платформы с одновременным отступлением поднятий привело к перемещению области накопления чистых, сортированных кварцевых песчаников, сменяющихся вверх по разрезу красноцветными алевролитами

Рис. 25. Схема эволюции структурного плана Приполярного Урала и смежной части Русской платформы.

а — Схема расположения структур в конце байкальского этапа. Х — Хобеизский антиклинорий; М — Маньхамбовский антиклинорий; С — Саблинский антиклинорий; б — схема расположения структур собственно геосинклинального этапа развития палеозойской геосинклинали в конце раннего карбона. Из — "известняковая" структурно-формационная зона (область развития формаций платформенного облика); Сл — "сланцевая" структурно-формационная зона (область развития сланцевых формаций геосинклинального облика); Эф — "эффузивная" ("вулканическая") структурно-формационная зона (область преобладающего развития эффузивных и терригенно-эффузивных формаций геосинклинального облика); Пг — Печорский палеограбен. Изопахиты проведены по поверхности байкальского фундамента; в — схема расположения структур орогенного этапа развития района в конце поздней перми. Пл — платформа; Кп — краевой прогиб (палео-прогиб); Ма — мегантиклинорий Палео-Урала. Изопахиты проведены по подошве среднекаменноугольных отложений; г — схема расположения структур орогенного этапа развития района, сформировавшихся к началу юры. I — Русская платформа с Печоро-Кожвинским валом; II — нескладчатая зона Предуральского краевого прогиба; III — западная структурная зона складчатого Урала (вместе со складчатой зоной Предуральского краевого прогиба); IV — Осевая структурная зона; V — Восточная структурная зона; 1 — синклинорий байкаlid; 2 — антиклинорий байкаlid; 3 — платформенные формации палеозойского возраста; 4 — "сланцевые" формации палеозойской геосинклинали; 5 — преимущественно вулканогенные формации палеозойской геосинклинали; 6 — орогенные формации каменноугольного (?) — пермско-триасового возраста; 7 — простирание герцинских складок; 8 — Главный уральский глубинный разлом; 9 — изопахиты (а - ордовикско-раннекаменноугольных отложений, б — среднекаменноугольно-пермских); 10 — структурные линии.

и аргиллитами, все дальше к западу; на востоке в это время началось образование терригенно-доломитово-известняковой формации. На этом этапе естественным барьером, препятствовавшим далекому разносу больших количеств терригенного материала с платформенных поднятий, мог служить Пашнинско-Кипиевский вал, существование которого намечается по геофизическим данным (Матвиевская, 1966) и по изопакхам ордовика. Этот пока в достаточной мере гипотетический вал, вероятно, разделял заложившийся в ордовике перикратонный прогиб на две впадины — глубокую, интенсивно прогибавшуюся Восточно-Печорскую впадину и на относительно слабо прогибавшуюся Западно-Печорскую. Разделявшее их поднятие прекратило свое развитие уже в силуре.

Видимо, уже в ордовике вдоль Главного уральского глубинного разлома, непосредственно к западу от него, заложилась зона развития формаций геосинклинального облика (сланцево-алевролитовая грубеинская и сланцево-известняково-терригенная качамылькская формации). К востоку от Главного глубинного разлома, видимо, в это время шло образование вулканогенных толщ (см. главу III).

Иными словами, мы имеем основание предполагать, что уже в ордовике в пределах рассматриваемой территории заложилась три структурно-формационные зоны, просуществовавшие вплоть до среднего карбона (рис. 25). Для наиболее западной, самой обширной из них, названной условно известняковой, в течение большей части палеозоя были характерны карбонатные, терригенно-карбонатные и терригенная олигомиктовая формации. Восточнее, строго следуя Главному глубинному разлому, располагалась сланцевая зона — область развития специфических относительно глубоководных формаций, выделяемых нами в группу сланцевых. Наконец, третья зона — вулканическая — располагалась к востоку от Главного глубинного разлома и характеризовалась широким развитием вулканических и терригенных полимиктовых формаций.

Силурийско-раннедевонский этап развития (Атлас..., 1972, карта 5). Рубеж ордовикского и силурийско-раннедевонского этапов характеризуется кратковременной регрессией, достоверно устанавливаемой лишь в западной, краевой, части территории — в Печоро-Ижемской впадине. В целом же структурный план Урала и Приуралья на рассматриваемом этапе в значительной мере унаследован от ордовикского: все три вышеупомянутые зоны здесь четко выделяются.

В известняковой зоне в первой половине этапа продолжались погружения; в западной части зоны происходило накопление отложенной терригенно-сульфатно-доломитовой формации, сменявшейся выше доломитово-известняковой формацией. Последняя получает широкое развитие в восточной части зоны. В конце этапа наряду с образованием терригенно-доломитово-известняковой вдоль восточной

границы известняковой зоны местами происходило образование формации рифогенных известняков. В то же время в наиболее западных районах осадконакопление прекратилось: эпейрогенические движения, имевшие место в раннем девоне, вызвали здесь поднятия и эрозию. Суммарное погружение на рассматриваемом этапе достигло 1200–1300 м в восточной, краевой, части зоны; в западном направлении его величина уменьшается.

В сланцевой зоне в течение всего этапа устойчиво происходило формирование известняково-глинисто-кремнисто-сланцевой формации. Формация эта по ряду признаков относится к сравнительно глубоководным, поэтому ее мощность (обычно 200–300 м) значительно меньше величины погружения.

Сланцевая зона, видимо, была отделена от расположенной к западу известняковой зоны региональной флексурой.

К востоку от сланцевой зоны располагалась вулканическая структурно-формационная зона, отделенная от первой зоной Главного уральского глубинного разлома. В течение силурийско-раннедевонского этапа, как и в течение ордовикского, здесь происходила эволюция габбро-пироксенит-плагиогранитного plutонического комплекса (формации), а также образование эффузивно-осадочных формаций, генетически и пространственно связанных с рассмотренными выше интрузиями. Вулканическая зона характеризуется исключительной пестротой формаций, быстро меняющихся как в латеральном, так и в вертикальном направлениях, что чрезвычайно затрудняет их выделение. В южных районах, судя по данным С.Н. Волкова (1960), А.С. Мельникова (1966), начало этапа характеризуется накоплением отложений ордовикско?-нижнесилурийской спилито-диабазовой и (или) спилито-кератофировой формаций, представляющих собой парагенетическое сочетание спилитов, диабазов, порфиритов, альбитофиров и их туфов с прослоями известняков и кремнистых сланцев. Выше по разрезу спилито-кератофировая формация сменяется отложениями верхнесилурийских эффузивно-терригенной и эффузивно-терригенно-сланцевой формаций, являющихся парагенетическим сочетанием андезито-базальтовых и базальтовых порфиритов и их туфов с полимиктовыми песчаниками, глинистыми и кремнистыми сланцами и известняками (островодужные формации).

В вертикальном направлении формационный набор заканчивается отложениями литологических комплексов слоистых и рифогенных известняков и эффузивами базальт-трахитовой формации (Чурилин, 1966), что связано с ослаблением тектонической активности в раннем девоне и знаменует завершение каледонского этапа магматизма.

В вулканической зоне к концу рассматриваемого этапа развития наиболее прогнутой оказалась северная часть Нижнетагильского синклинория (величина прогибания до 2400 м).

К началу среднедевонской трансгрессии в пределах северо-восточной части Русской платформы сформировался платформенный чехол, область распространения которого расширялась в виде клина к северу при общем наклоне слоев к востоку с тенденцией к увеличению полноты разреза в том же направлении (в сторону Уральской геосинклинали). В юго-восточной части района, на месте северного Тимана, чехол отсутствовал и на поверхность выходили породы байкальского фундамента платформы. Море в рассматриваемый момент почти полностью ушло с платформы, сохранившись лишь вдоль ее восточного края. В вулканически активной зоне геосинклинали, к востоку от Главного уральского глубинного разлома, к моменту максимальной регрессии сформировалась антиклинальная структура, которая в геоморфологическом плане выражалась островной сушей (Атлас..., 1972, карта 6). Можно предположить, что перед началом среднего девона и в западной части района, на платформе, происходили глыбовые деформации, в частности проявившиеся в формировании сбросов, которые местами ограничивают область распространения терригенной, нижней, части ижма-омринского комплекса, возраст которой оценивается как ордовикский (Журавлев, Зарх, Кушнарева, 1967). Возможно, что примерно в этот же момент (если не раньше) возникло поднятие в районе Кипиево, где, по данным бурения, нижнепалеозойские отложения сильно размыты и имеют мощность всего около 20 м. Сопоставляя эти данные с фактом отсутствия нижнепалеозойских отложений севернее, в районе Седухахи, можно сделать предположение, что к концу раннего девона существовало линейное Кипиево-Седухинское горстообразное поднятие, расположенное вдоль Печорского глубинного разлома, который выявляется геофизическими исследованиями в фундаменте платформы. Последний контролировал и заложение Печорского грабена.

Тектоническое развитие территории в течение среднего и верхнего девона (Атлас..., 1972, карта 15). Общее эпейрогеническое опускание территории, начавшееся в среднем девоне, привело к трансгрессии и образованию на обширных площадях известняковой зоны отложений базальной терригенной формации кварцевых песчаников и глин. Возраст формации совершенно постепенно меняется от эйфельского на востоке до раннефранского на западе. Погружение сопровождалось в западных районах расколами фундамента и излияниями базальтов эффузивной, трапповой формации. Вероятно, в это время в области западного склона Урала внедрились дайки и сиэпы долеритов и диабазов — субинтрузивные аналоги траппов.

Скорость дальнейшего погружения превысила скорость осадко-накопления, что привело к формированию на большой площади парагенезиса битуминозных известняков, мергелей, глинистых сланцев и кремней, образовавшегося, как показано Т.И. Кушнаревой (1967),

в условиях некомпенсированного осадконакопления (доманиковая формация). Эта формация сменялась во времени значительно более мощной терригенно-известняковой формацией, возникновение которой приводило к компенсации прогиба. Дольше всего условия некомпенсированного осадконакопления сохранились в восточных частях прогиба (на отдельных участках, возможно, до турнейского века). В области западного склона Приполярного Урала, в узкой полосе, примыкающей к "сланцевой" структурно-формационной зоне геосинклинали, условия некомпенсированного осадконакопления не были характерны: преимущественным развитием здесь пользуются отложенная доломитово-известняковой формации.

Анализ распределения мощностей в пределах известняковой зоны позволяет высказать некоторые суждения о ее структуре. Наиболее яркой особенностью ее является наличие здесь Печорского грабена северо-западного простирания, в котором накапливались огромные — до 4 км и более — карбонатно-терригенные толщи девона. Судя по имеющимся сегодня данным, грабен был асимметричен: он имел более крутое юго-западное крыло. Разлом, ограничивающий это крыло, по-видимому, сопрягался на своем юго-восточном продолжении с менее активным разломом (или флексурой) северо-восточного простирания, устанавливаемым по резкому сгущению изопахит. Судя по увеличению мощностей среднего и верхнего девона вдоль Урала в сторону В. Печоры, можно предположить, что Печорский грабен, расширяясь и выполаживаясь, прослеживался в область современного западного склона Урала.

Юго-восточный Тиман испытывал в течение указанного отрезка времени наиболее медленные погружения (скорость погружения здесь на порядок меньше, чем в Печорском грабене).

Любопытно, что в рассматриваемый период наибольшими скоростями погружения характеризовались не заведомо геосинклинальные структуры, а платформенные — Печорский грабен.

В сланцевой зоне получили преимущественное развитие среднедевонская терригенно-олигомиктовая пагинская формация и сменявшая ее вверх по разрезу живетско-турнейская известково-глинисто-кремнисто-сланцевая колокольненская формация, носящие, особенно последняя, признаки глубоководных. Мощности обеих формаций обычно не превышают первых сотен метров. Далее к востоку, непосредственно за Главным глубинным разломом, в вулканической зоне наблюдается большая дифференцированность тектонического режима, отразившаяся в быстрой смене формаций по площади и в разрезе. Так, в верховьях р. Сев. Сосьвы вслед за базальными полимиктовыми конгломератами, песчаниками, туфопесчаниками мощностью несколько десятков метров последовательно сменяют друг друга вверх по разрезу: сланцево-эффузивная, спилитово-диабазовая (?) (спилиты, плагиоклазовые порфириды, глинистые и кремнистые слан-

цы, известняки); терригенная полимиктовых конгломератов, песчаников, туфопесчаников (граувакковая); известняково-глинисто-кремнисто-сланцевая; слоистых известняков; вулканогенно-терригенно-сланцевая формации, характеризующие обстановку островных дуг.

Вулканогенные породы, определяющие облик последней из формаций, представлены спилитами, альбитофирами, роговообманковыми порфиритами, кварцевыми альбитофирами, которые по химизму (Сирин, 1962) являются палеотипными аналогами эффузивов в интервале от базальтов до дацитов. Величина прогибания в вулканической зоне за рассмотренный промежуток времени местами составила до 2,5 км.

Тектоническое развитие в течение турнейского века (Атлас..., карта 18). На границе фаменского и турнейского ярусов, как правило, не наблюдается резкой смены характера отложений: фактически средний, верхний девон и турне образуют единый тектонический этап.

Усиление прогибаний в начале турнейского века, которое отмечается, в частности, А.В. Дуркиной и Н.В. Кузнецовой (1964), привело к сохранению (а местами, возможно, и возрождению) условий некомпенсированного прогибания в районе правобережья Средней и Верхней Печоры и в юго-восточной части гряды Чернышева с образованием парагенезиса известняков, мергелей, глинистых сланцев и кремней. Выше залегает терригенно-карбонатная формация, которая компенсировала прогиб. Восточнее и севернее преобладали слоистые известняки. В наиболее западных районах в связи с близостью западной суши происходило накопление карбонатно-терригенной формации. Современная западная граница распространения турнейских формаций не соответствует условиям их образования: предвизейская и ранневизейская эрозия, связанная с эпейрогеническими поднятиями в конце этапа, уничтожила наиболее западные разрезы турне.

Все эти отложения характерны для известняковой зоны. Восточнее по-прежнему сохранялась сланцевая структурно-формационная зона, где, по-видимому, продолжалось образование известняково-глинисто-кремнисто-сланцевой формации, для платформы не характерной. Расположенная восточнее вулканическая зона охарактеризована неполно: турнейские отложения известны в Северо-Сосьвинском районе, где развиты толщи, представленные переслаиванием эффузивов (диабазы, порфириты, оливиновые базальты), полимиктовых песчаников, глинистых и кремнистых сланцев с подчиненными прослоями и линзами известняков. Эти породы образуют тесный парагенезис, который может быть выделен в самостоятельную терригенно-вулканогенно-сланцевую формацию, в составе которой выделяется 2 комплекса в зависимости от преобладания порфиритов или оливиновых базальтов. Развитие последних впервые отмечается

уже в фазе и является предвестником вырождения "собственно геосинклинального" режима в этой зоне, поскольку состав их, по мнению С.Н. Волкова, близок к платформенным. Нисходящие движения в вулканической зоне сменялись кратковременными поднятиями.

Из структур второго порядка в турнейском структурном плане необходимо выделить в первую очередь неглубокий Печорский прогиб, являющийся реликтом девонского Печорского грабена. Ряд прогибов выделяется и вдоль правобережья Верхней и Средней Печоры. Область юго-восточного Тимана оставалась относительно приподнятой.

В целом скорость погружения в геосинклинали и на прилегающей части платформы, по-видимому, в турнейском веке несколько уменьшилась в сравнении со средним и поздним девонем.

Тектоническое развитие территории в течение визейско-намюрского этапа (Атлас..., карта 23). К началу визейского времени благоприятные для непрерывного осадконакопления условия сохранялись лишь по восточной окраине известняковой зоны, в сланцевой и вулканической зонах. Значительная часть известняковой зоны была к этому времени поднята в результате эпейрогенических движений. В вулканической зоне, по-видимому, началось формирование поднятий, существование которых устанавливается по появлению в южной части этой зоны и в восточной части сланцевой зоны граувакковой формации. Таким образом, как и в предсреднедевонский момент развития, широкому эпейрогеническому поднятию на платформе соответствует формирование локального внутригеосинклинального поднятия, возможно сопровождающееся складчатостью. Началось заполнение восточной части некомпенсированной впадины сланцевой зоны мощными (свыше 1 км) терригенными толщами. Однако терригенные осадки не достигали средней части впадины, где продолжалось образование депрессионной глинисто-кремнисто-сланцевой формации.

В известняковой зоне трансгрессия визейского моря обусловила накопление на обширной территории отложений базальной терригенной формации кварцевых песчаников и глин, которые в восточных районах (бассейн Средней Печоры) являются угленосными.

В вертикальном направлении на большей части известняковой зоны терригенные базальные отложения сменяются отложениями формаций слоистых известняков и доломитово-известняковой. На севере территории значительным распространением пользуются отложения сульфатно-доломитовой формации (парагенетическое сочетание доломитов, гипсов и ангидритов). По последним данным А.И. Елисеева, на восточном краю известняковой зоны, на границе со сланцевой зоной (р. Надота) в визе формировался риф.

Анализ мощностей отложений в пределах известняковой зоны показывает, что к этому времени относится прекращение развития Печорского грабена.

Тектоническое развитие территории в течение среднего и верхнего карбона (Атлас..., карта 27). В течение рассматриваемого этапа в известняковой зоне наиболее широким распространением пользовалась формация слоистых известняков. В западном направлении эти отложения сменяются терригенно-доломитово-известняковой формацией. В конце этапа в результате намечавшихся поднятий в современном Зауралье на территории восточной части Колво-Вишерского края появилась терригенно-известняковая формация. В сланцевой зоне оформился прогиб с накоплением терригенного флиша. Далее к востоку располагалась зона островных поднятий. Таким образом, в средне-позднекаменноугольную эпоху произошло окончательное вырождение сланцевой и вулканической структурно-формационных зон, устойчиво развивавшихся с конца ордовика, и наместились черты нового структурного плана. Внутренняя структура известняковой зоны также претерпела существенную перестройку, выразившуюся в росте новообразованных поднятий платформенного типа. Печорский вал образовался на месте девонского Печорского грабена в результате его инверсии после промежутка времени (визейский век), когда грабен не развивался как самостоятельная структура. К юго-западу от Печорского вала также произошло своеобразное обращение тектонического режима в сравнении со средним и поздним девонем: там, где были участки интенсивного погружения, на средне-позднекаменноугольном этапе вырисовывались пологие положительные структуры, и наоборот. Представляет немалый интерес то обстоятельство, что расположение древнего Печорского вала совпадает с расположением трех разнородных современных структурных единиц: Печоро-Кожвинского вала (Печорской гряды) Русской платформы, Среднепечорского поперечного поднятия Предуральского краевого прогиба и Тимаизского поперечного поднятия Западно-Уральской складчатой зоны. На палеогеологической карте (Атлас..., 1972, карта 28) в пределах палеовала намечаются сравнительно пологие пликативные структуры более высоких порядков. Вал был асимметричен: ось его смещена к юго-западному крылу, которое, вероятно, было осложнено тектоническим нарушением. Заложение этого вала, как и заложение существовавшего на его месте девонского Печорского грабена, контролировалось Печорским глубинным разломом. К югу от Печорского вала намечается пологое платформенное Мичаю-Пашнинское поднятие, возникшее в средне-позднекаменноугольную эпоху. Севернее, в районе Усино-Колвинского вала, намечается поднятие, конфигурация которого в плане пока неясна из-за недостатка фактического материала; не исключено, что это — аналог Печорского вала.

На территории юго-восточного Тимана по-прежнему преобладали относительно слабые погружения; на палеогеологической карте он никак не выражен.

На всей рассматриваемой территории породы байкальского фундамента были перекрыты чехлом платформенных (а на востоке — и геосинклинальных) отложений и на поверхность не выходили. На значительной части территории (преимущественно в ее западной и юго-западной части) сохранилось море.

В Зауралье в это время преобладала, по-видимому, слабо расчлененная суша, образование которой связано с началом формирования здесь складчатого сооружения Урала.

Тектоническое развитие территории в течение раннепермского этапа (Атлас..., 1972, карта 33). Начало этапа знаменовалось общим погружением территории, выделявшейся ранее в качестве известняковой зоны, и накоплением на большей ее части формаций слоистых известняков и доломитово-известняковой.

На месте сланцевой зоны в начале раннепермского этапа происходило накопление ритмично чередующихся терригенных отложений аргиллитов, алевролитов, полимиктовых песчаников. По мнению К. Г. Войновского-Кригера (1965), они отлагались в узкой ложбине типа флишевого трога. С запада этот флишевый прогиб, видимо, отделялся региональной флексурой, вдоль которой в южной части района формировались в ассельское время барьерные рифы, протягивающиеся в виде цепочки из Колво-Вишерского края до Средней Печоры. У подножия рифов шло образование депрессионной "мергелистой" формации.

Начавшееся в артинском веке усиление горообразовательных процессов на Урале привело к заполнению первоначально некомпенсированного флишевого трога и затем к выносу в платформенную часть территории большого количества грубого кластического материала, заполнявшего формировавшийся вдоль поднятий Урала Предуральский краевой прогиб.

Наиболее широкое распространение формация полимиктовых песчаников и глин (молассовая) получила на территории Печорского угольного бассейна, что связано с резким усилением поднятий в области современного Полярного Зауралья. Западнее этой полосы, на территории медленно погружавшейся платформы, тектонические условия были гораздо более стабильными, что выразилось в однообразии формационного облика отложений; на обширных пространствах происходило образование отложений доломитово-известняковой и сульфатно-доломитовой формаций.

В кунгурском веке в приуральских районах произошла новая смена тектонического режима: значительно сократился вынос терригенного материала с Северного Урала, и, наоборот, усиливались поднятия и эрозия в полярных областях Урала. Это обстоятельство вместе с изменением климатической обстановки создало благоприятные условия для образования в южной части района терригенно-

сульфатно-соленосной формации. В то же время в северной части района началось образование молассы, представленной преимущественно угленосным комплексом полимиктовых песчаников и глин. Восточнее, в узкой полосе вдоль поднятия Палео-Урала, происходило накопление конгломератов и грубозернистых полимиктовых песчаников. Платформенная часть территории продолжала оставаться областью образования отложений сульфатно-доломитовой формации.

К концу раннепермского этапа развития в пределах рассматриваемой территории существовали три крупные структуры: восточный край Русской платформы (плиты), Предуральский краевой прогиб и поднятие (антиклинорий) Палео-Урала. Границы этих структур не оставались постоянными: и западная, и восточная границы прогиба мигрировали на запад за счет постепенного вовлечения в погружение пограничных блоков платформы, с одной стороны, и за счет развития складчатости и поднятий — с другой.

Тектоническое развитие территории в течение позднепермского этапа (Атлас..., 1972, карта 37). В начале поздней перми (уфимский век) продолжалась перестройка структурного плана и происходило изменение облика формаций, связанное прежде всего с дальнейшим усилением поднятий в области Палео-Урала, которое привело к усиленному выносу полимиктового терригенного материала в сравнительно удаленные области платформы. В части территории, прилегающей к Уралу, по-прежнему формировались отложения сероцветной угленосной молассы; область ее распространения в целом несколько расширилась, а условия образования изменились: угленосные толщи накапливались уже не в прибрежно-морских условиях, а в условиях большого опресненного бассейна — лагуны (Македонов и др., 1965). Эти отложения окончательно утратили флишоидную ритмичность, характерную для раннепермской, нижней (морской) молассы. Западнее, в области долины р. Печоры, сероцветная угленосная моласса сменяется красноцветной. И в том, и в другом случае основу формации составляет парагенезис полимиктовых песчаников, алевролитов и глин. Еще западнее, за долиной р. Ижмы, в составе верхнепермских отложений ощутимым становится содержание карбонатных прослоев (мергели, известняки), в связи с чем мы выделяем здесь красноцветную карбонато-терригенную формацию.

В течение поздней перми в пределах рассматриваемой территории продолжали существовать три структуры I порядка: Урал (преимущественно в пределах современного Зауралья), Предуральский краевой прогиб (точнее палеопроегиб) и собственно Русская платформа (плита) (рис. 25). Западная граница краевого прогиба может быть сравнительно легко установлена, так как при переходе от собственно платформы к прогибу резко (в 2–3 раза) возрастает градиент изменения мощностей, и ложе прогиба образует флексуру, уступ.

Сравнение расположения западной границы краевого прогиба для ранне- и позднепермской эпох показывает, что в южной части территории западная граница прогиба в поздней перми несколько отступила к востоку. Связано это прежде всего с тем, что в южной части Северного Урала время максимально интенсивного развития поднятий в области гор и опусканий в области прогиба приходится на артинский век (Чочиа, 1955). Отступление прогиба является одним из свидетельств начавшегося здесь относительного затухания орогенического процесса. В более же северных районах везде наблюдается обратная картина: в течение верхней перми западная граница прогиба сместилась к западу.

Восточная граница прогиба в течение пермского периода проходила, безусловно, восточнее его современной границы, а ось максимального поднятия, по крайней мере в северной части территории, располагалась в Зауралье, за линией Главного глубинного разлома. Доказательством этому служит, в частности, тот факт, что в ядрах некоторых синклиналей интенсивно складчатой западной зоны Приполярного Урала местами сохранились от эрозии толщи, принадлежащие пермским орогенным формациям, а также указания (Чалышев, Данилов, 1964) на наличие в верхнепермских и даже триасовых конгломератах гальки пород, не известных в западной и центральной зонах современного Урала и, в частности, свежих эффузивов, источник которых мог располагаться только в Зауралье.

По этим данным, дополненным нашими наблюдениями, галька пород, развитых в известняковой структурно-формационной зоне (кварцевые песчаники, известняки), всего раньше появляется в конгломератах молассы на Верхней Печоре и Илыче (уже в артинском веке), всего позже — в Косью-Роговской впадине (в конце перми — триасе, причем наряду с ними здесь встречается галька эффузивов). Таким образом, известняковая зона была вовлечена в поднятия на юге раньше, чем на севере. Волна этих поднятий, в которые вовлекался край известняковой зоны, перемещалась с юга на север медленно и постепенно.

В связи с рассмотрением границ краевого прогиба надо заметить, что они не совпадают с границами распространения формаций. Ярким примером является граница верхнепермской терригенной угленосной формации (угленосной молассы), занимающая секущее положение по отношению к западной границе прогиба. Не менее разителен и другой, более общий пример: цепочки раннепермских рифов, развитые на Среднем Урале вдоль западной границы Предуральского краевого прогиба, прослеживаются далее к северу в ложе этого прогиба и вновь выходят на поверхность уже в складчатых структурах Северного Урала. В этом находит отражение тесная структурная связь платформы и накладывающегося на нее прогиба, с одной стороны, прогиба и накладывающейся на него складчатой зоны — с другой (рис. 26).

В этом смысле интересны также взаимоотношения границ прогиба и платформенных поднятий (валов) северо-западного простирания (Тимано-Полудовского, Печорского, Усино-Колвинского). Эти валы в течение перми продолжали расти. Однако рост их подавлялся наступающим с востока Предуральским краевым прогибом, который

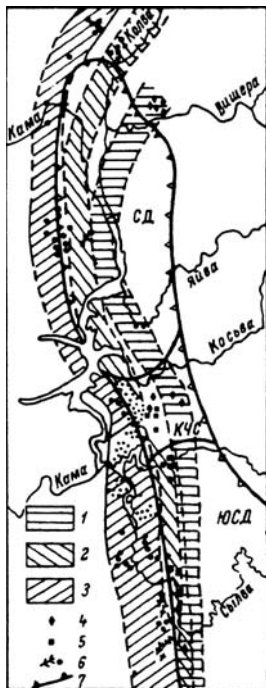


Рис. 26. Карта распространения артинских рифовых массивов пермского Приуралья (по Хурсик, 1965).

Полоса установленного и предполагаемого распространения рифовых массивов: 1 — иргинско-саргинского возраста (иргинские рифы); 2 — саргинского возраста (саргинские рифы); 3 — верхнесаргинского возраста (сылвинские рифы). Рифовые массивы: 4 — иргинские; 5 — саргинские; 6 — сылвинские; 7 — границы Предуральского прогиба; СД — Соликамская депрессия; ЮСД — Юрюзано-Сылвинская депрессия; КЧС — Косвинско-Чусовская седловина; ПБС — Пермско-Башкирский свод.

развивался значительно быстрее и интенсивнее. Важно отметить, что, по-видимому, и эти валы в свою очередь влияли на структуру краевого прогиба, о чем свидетельствует изгибание границы прогиба с платформой к востоку напротив них или уменьшение мощности молассы над ними.

Надо отметить также, что в течение орогенного этапа переработке подвергались не только структуры и формации верхнего этажа, но и глубоко (свыше 10 км) погруженный байкальский фундамент под ними. Во всяком случае в Осевой зоне Урала такая пере-

работка была очень интенсивной; как уже показано, она не ограничивалась механическими деформациями и включала в себя также метасоматоз, омоложение радиологических датировок и даже, возможно, образование небольших по объему гранитоидных выделов (с. 57–65).

Тектоническое развитие территории в течение триасового этапа. На рубеже перми и триаса в пределах рассматриваемой территории произошли поднятия, которые на платформе не достигли большой амплитуды: размывы, сопровождавшие их, в большинстве случаев были незначительны (объем их везде был меньше объема яруса). Непосредственно к северу от рассматриваемого региона получил развитие трапповый вулканизм. В областях современного совместного развития пермских и триасовых отложений поднятия не сопровождались складчатостью (угловые несогласия отсутствуют), чего нельзя утверждать о более восточных, погруженных районах Уральской складчатой области.

Триасовые отложения представлены толщей, по своему фациальному составу близкой к верхнепермской (угленосной и красноцветной молассой). Скорость осадконакопления, видимо, постепенно ослабевала (мощность нижнего триаса значительно превышает общую мощность среднего и верхнего триаса). На платформе продолжался рост пологих структур, о чем свидетельствует (по данным В.И. Чалышева) сокращение мощности нижнего триаса на крыльях Печоро-Кожвинского и Усино-Колвинского валов в сравнении с Денисовским прогибом. Флексура, определявшая западную границу краевого прогиба, теряет в триасе свою четкость по сравнению с пермским временем. Важнейшим событием, происшедшим в конце триаса – начале юры, были мощные складчатые процессы, сформировавшие гряды Чернышева и усложнившие морфологию структур Западной структурной зоны Предуралья краевого прогиба. В то же время подвергалась преобразованиям структура Печоро-Кожвинского вала за счет возникновения Печоргородской зоны дислокаций, осложнившей северо-восточное крыло вала. Позднетриасовые дислокации Печоргородской зоны, весьма интенсивные для платформенной структуры, отвечают от одновозрастных дислокаций краевой части Уральской складчатой области и, по-видимому, находятся с ними в связи (возникновение их вызвано общей причиной). Возможно, что таким же образом связаны с Уралом интенсивные дислокации Тимана: как уже указывалось, Тиман вместе с Полноводым Камнем в пермское время (судя по изопакхам перми) представлял собой очень пологую, погруженную валообразную структуру. По данным В.А. Разницына (1964, 1968), лишь где-то в промежутке времени после нижнего триаса (но до начала средней юры) сформировался Тиман в его современном структурном плане — крупное, сложно построенное платформенное сооружение, состоящее из ряда поднятых на разную высоту, деформированных и надвинутых друг на друга блоков. Нам

кажется возможным допустить, что взламывание платформы в области Тимана и Печоро-Кожвинского вала вдоль относительно ослабленных зон глубинных разломов и образование краевых линейных складок Уральской складчатой области происходили одновременно под действием мощных сил сжатия, распространившихся на платформу, причём различия в морфологии и особенности локализации этих зон деформаций определяются анизотропией земной коры.

Рассмотрение геологической истории региона в течение каледоно-герцинского тектонического цикла позволяет сделать некоторые выводы, в частности наметить главные этапы развития и обосновать проведение границы геосинклинали и платформы для собственно геосинклинального этапа.

Начальный этап развития каледоно-герцинской геосинклинали и смежной части Русской платформы, по сути дела, почти смыкается с конечным этапом развития байкальской геосинклинали: вслед за складчатостью, поднятиями и глубоким разрывом в пределах современной платформы начинается образование платформенного чехла, а в пределах восточной части современной территории складчатого Урала начинается новый геосинклинальный цикл. Начало этого цикла предвлялось и сопровождалось деформациями и перестройкой структурного плана всей территории, что отразилось, в частности, в образовании мощной грубообломочной терригенной толщи, которую некоторые исследователи считают аналогом молассовой (Варсанюфьева, 1963а, 1963б). Действительно, наличие в этой толще, особенно в ее низах, конгломератов и гравелитов свидетельствует об ее формировании в результате разрыва территории с довольно расчлененным рельефом. Принципиальные особенности отличают ее, однако, от пермско-триасовой молассы того же района.

1. Вдвое-втрое меньшие мощности. 2. Преимущественно кварцевый состав обломочного материала (за исключением полимиктового базального горизонта). 3. Если пермско-триасовой молассой заканчивается длительный цикл погружения и осадконакопления, то ниже-среднеордовикская терригенная формация начинает этот цикл. 4. Если пермо-триасовая моласса отчетливо связана со структурой складчатой области, то структуры, выполненные ниже-среднеордовикской терригенной формацией, при некоторой их самостоятельности обнаруживают тесную связь со структурами, сложенными платформенными формациями. Те же особенности отличают ниже-среднеордовикскую терригенную формацию и от байкальской молассы (за исключением несходства мощностей; полные мощности байкальской молассы не известны). Таким образом, ордовикская терригенная толща имеет иное значение и занимает иное тектоническое положение, чем указанные молассовые формации. А.Л. Яншин (1965) близкие по характеру формации относит к нижнему структурному этажу молодых платформ. Указанная толща подходит также под определе-

ние катаплатформенной орогенной формации, данное Н.П. Херасковым (1967). Во всяком случае, образование этой формации связано не с орогенезом, т.е. со сжатием, складчатостью и замыканием геосинклинали, а, скорее, с растяжением, рифтогенезом и сопровождается возрождением геосинклинальных условий в соседнем районе и мощным базальтоидным вулканизмом к востоку от Главного уральского глубинного разлома. Сам этот разлом, разделявший структурно-формационные зоны разного глубинного строения, образовался, по-видимому, в начале палеозоя, лишь частично использовав существовавшие в докембрии структурные направления (убедительных доказательств того, что этот разлом существовал на Приполярном Урале в рифее, найти не удастся).

Структурная перестройка территории привела к обособлению в ее пределах трех главных структурно-формационных зон: вулканической, сланцевой и известняковой. Становлением этих зон, просуществовавших с ордовика до каменноугольной эпохи и характеризовавшихся в течение этого промежутка времени весьма большой устойчивостью, знаменуется начало нового этапа развития.

Ниже будет дана суммарная характеристика этих зон и обсужден вопрос об их границах.

1. Вулканическая зона. Она протягивалась параллельно Главному уральскому глубинному разлому, к востоку от него. Наиболее древние из достоверно известных отложений этой зоны на Приполярном Урале датируются ранним силуром, однако совершенно не исключено, что низы нижнетурватской свиты на восточном склоне Приполярного Урала имеют ордовикский возраст. Основная отличительная черта рассматриваемой структурно-формационной зоны состоит в широком развитии в ее пределах эффузивов. Наиболее типичными вулканогенными формациями здесь являются в низах спилито-диабазовая и спилито-кератофировая, а выше — андезитовая и граувакковая; образование последних связано с наличием внутригеосинклинальных поднятий, по-видимому имевших характер островной вулканической дуги (Иванов и др., 1974). Обычно же осадочные и эффузивные толщи настолько тесно связаны между собой, что целесообразно выделить их в группу осадочно-эффузивных формаций.

В развитии вулканической зоны намечаются два этапа: доэйфельский и эйфельско-визейский, разделенные этапом кратковременного поднятия, сопровождавшегося на Приполярном Урале формированием крупной вытянутой вдоль Главного разлома антиклинальной структуры. А.А. Прониным (1965) подчеркнут региональный характер предэйфельской поверхности несогласия, прослеживающейся во многих участках зеленокаменных синклиналиев Урала, с чем нельзя не согласиться. В то же время А.А. Прониным, на наш взгляд, преувеличено значение этой поверхности несогласия, существование которой, по его мнению, отражает проявление всеуральской поздне-

каледонской фазы складчатости. По его мнению, "роль позднекаледонской складчатости особенно была велика в зоне современного западного склона Урала, где после этой складчатости устанавливаются платформенные или миогеосинклиналильные условия...". На самом же деле предэйфельский перерыв, который мог бы свидетельствовать об интенсивной "завершающей" фазе складчатости, не проявился не только на западном склоне Приполярного Урала, но и в более северных районах вулканической зоны: на Приполярном Урале его сменяет предживетский перерыв (Лупанова, Маркин, 1964; Дедеев, 1958; Перфильев, 1968). В восточном направлении перерыв также затухает (данные А.С. Мельникова и других за 1968 г.; Атлас..., 1972, карта 6).

Таким образом, фаза складчатости, которую можно считать завершающей для каледонского цикла развития на Приполярном Урале, достоверно устанавливается только в вулканической зоне. Эта фаза деформаций не привела к существенной перестройке структурного плана территории. Если исходить из того, что нормальный геосинклиналильный цикл развития завершается складчатостью, орогенезом, образованием мощной молассы и консолидацией (превращением в платформу) определенных участков территории, то приходится признать, что каледонский цикл в рассматриваемом районе носит совершенно явные черты незавершенности ("абортивный" по Хаину, 1964). Поэтому не будет ошибкой говорить о едином каледоно-герцинском этапе собственно геосинклиналильного развития в противопоставлении его последовавшему соизмеримому с ним по длительности орогенному этапу, говорить о складчатом Урале как о герцинидах и в то же время выделять в вулканической зоне два этажа — каледонский и герцинский.

2. Сланцевая зона располагается западнее вулканической, протягиваясь узкой полосой вдоль Главного разлома. Отложения этой зоны в настоящее время сохранились от размыва лишь на участках, где современные структуры Уральской складчатой области испытывают погружение: в районе Верхней Печоры, где их существование впервые отмечалось В.А. Варсанофьевой и где они описаны А.И. Першиной и др. (1972) и в последнее время изучались автором; в верховьях р. Лемвы ("лемвинские фации" по Войновскому-Кригеру, 1945) и на большей части территории Пай-Хоя (Устрицкий, 1961). Породы, развитые во всех этих районах, весьма специфичны. Наиболее характерны известняки — часто глинистые, плитчатые, петельчатые, стилиолиновые, темные окремнелые и другие разновидности; кремнистые сланцы, часто с остатками радиолярий; глинистые сланцы, иногда с граптолитами. В моменты, отвечающие регрессиям на платформах, в "сланцевой" зоне отлагались и более грубые осадки — кварцевые песчаники и алевролиты. Обычно отложения, особенно в восточной части зоны, исключительно бедны макрофауной. На-

блюдения за фаціальными переходами в пределах зоны указывают на обычное уменьшение роли известняковых прослоев в восточном (северо-восточном для Пай-Хоя) направлении, соответственно увеличение роли сланцевой компоненты и сокращение мощностей. Эффузивы и туфы, столь типичные для зоны, расположенной восточнее, присутствуют здесь в весьма небольших количествах.

Описанные выше породы сланцевой зоны обычно выступают в тесном парагенезисе друг с другом, образуя особую группу сланцевых формаций — очень специфическую и слабо изученную. Ярким представителем этой группы является харотская формация бассейна р. Лемвы, представленная непрерывной перемежаемостью пачек глинистых, углисто-глинистых, кремнистых сланцев и глинистых известняков силура – нижнего девона. Другие толщи сланцевой зоны также обычно представляют собой переслаивание двух, трех и более компонентов, образующих известняково-глинисто-кремнисто-сланцевую, глинисто-кремнисто-сланцевую, известняково-глинисто-сланцевую, и другие формации.

Характерной особенностью отложений сланцевой зоны является то, что мощность там, где ее удастся измерить, обычно намного меньше мощности разновозрастных отложений в соседних зонах, непосредственно к востоку и к западу. Однако нельзя утверждать, что эта была область поднятий. Ряд признаков, в том числе бедность макрофауной и тонкость осадков, заставляют предполагать, что на протяжении значительного отрезка времени и в значительной своей части это была зона некомпенсированного осадконакопления, местами даже глубоководная. Трудно себе представить, что на протяжении всего силура, девона и начала карбона в Лемвинской зоне были мелководные условия, но не образовалось никаких отложений, характерных для мелководных условий (оолитовые известняки, биогермы, конгломераты и др.), которые в соседних зонах встречаются во многих частях разреза.

По данным А.И. Першиной и др., мощность нижедевонских рифов, расположенных здесь к северу и к югу от рассматриваемого региона) на 200 м и более превышает мощность разновозрастных сланцевых толщ, расположенных рядом. Учитывая, что рост рифов происходит на небольшой глубине, можно считать, что указанная величина примерно соответствует глубине отложения сланцев краевой части рассматриваемой зоны и что к востоку при дальнейшем удалении от явно шельфовых фаций глубина бассейна увеличилась; удаленность от источников терригенного материала при общей тенденции к погружению определила малые мощности осадков. Как только близкий источник обильного терригенного материала появился (островные поднятия в Зауралье в визейском веке), прогиб начал заполняться мощной толщей терригенных осадков, и уже в начале перми условия некомпенсированного осадконакопления здесь были ликвидированы.

В современном структурном плане сланцевая и вулканическая зоны разделены барьером в виде поднятий Осевой зоны и нигде не смыкаются. Но всегда ли было так? Вопрос о том, был ли в палеозое барьер, разделявший рассмотренные структурные зоны Приполярного Урала, или поднятия его Осевой зоны носят по отношению к этим палеозонам наложенный характер, до сих пор не решен однозначно. А.С. Перфильев (1968) предполагал, что Уралтауская система геантиклинальных поднятий существовала уже с конца ордовика в форме подводной гряды, "преграждавшей доступ туфогенному материалу из восточных зон", а начиная с середины девона происходил интенсивный рост уралтауских геантиклиналей, "вызвавший поступление грубого терригенного материала, местами компенсировавшего прогибание миогеосинклиналей". Иного мнения придерживались К.Г. Войновский-Кригер (1963, 1965) и В.И. Устрицкий, которые считали, что область развития сланцевого комплекса "совпадает с зоной главного антиклинория, где среднепалеозойские отложения не сохранились" (Устрицкий, 1961). Второе предположение — о том, что на месте Осевой зоны современного складчатого Урала в среднем палеозое преимущественным развитием пользовались сланцевые формации,— нам кажется если и не вполне точным, то все же более близким к истине. Во всяком случае, в настоящее время решительно ставится под сомнение предположение о том, что источником грубого терригенного материала, поступавшего с середины девона в миогеосинклиналь, были поднятия Осевой зоны. Это доказывается поглубением терригенного материала и увеличением его роли к западу, его олигомиктовым составом и сортированностью, свидетельствующими о длительном переносе. Так, в момент наиболее интенсивных поднятий (предсреднедевонских) в рассматриваемом районе выделяются две области размыва: западная (район современного Тимана) и восточная (в пределах Нижне-Тагильского синклинория). Размыв в восточной области фиксируется выпадением ряда стратиграфических горизонтов и наличием в основании эйфельского яруса пачки конгломератов мощностью от нескольких до 150 м. По данным С.Н. Волкова (1960), проанализировавшего состав галек, они полностью образовались за счет размыва местного материала; ничто не говорит о сносе обломочного материала с Урал-Тау. Не ощущается он и на западном склоне современного Урала: здесь по гранулометрическому составу терригенные отложения к востоку становятся все более тонкими (Атлас..., 1972).

Таким образом, мы не видим решающих доказательств длительного существования и древнего заложения поднятий, разделяющих рассмотренные зоны.

3. Известняковая зона. Это обширный район преимущественно развития карбонатных формаций с относительно подчиненным развитием формации кварцевых песчаников и глин, и зоной он на-

зывается лишь в порядке сопоставления с описанными выше линейно вытянутыми структурно-формационными зонами геосинклинали. В отличие от сланцевой зоны осадконакопление было здесь по преимуществу компенсированным, шельфовым; относительно глубоководные условия, возникшие здесь в конце девона, существовали недолго. Фациальные и формационные границы в пределах этой зоны очень непостоянны, сильно мигрируют, и попытки расчленить ее на сколько-нибудь четкие подзоны на основе формационного анализа не приводят к успеху. Границы формаций и литологических комплексов не подчиняются здесь основному структурному направлению Уральской геосинклинали, задаваемому Главным уральским глубинным разломом, а отклоняются от него к северо-западу, образуя своеобразное ветвление. Такое размещение формаций обусловлено общим наклоном фундамента зоны преимущественно к северо-востоку и отражает значительную роль в фундаменте разломов северо-западного направления наряду с субмеридиональными и северо-восточными (Атлас..., 1972). Более того, граница современной платформы и складчатой области не подчеркивается границами литологических комплексов и палеоструктур, а занимает секущее положение по отношению к ним (рис. 4–15).

Помимо вывода о преобладавшей в течение всего рассматриваемого этапа тенденции к погружению фундамента территории к востоку и северо-востоку (в самом общем виде, в сторону геосинклинали), анализ размещения мощностей осадков позволяет подтвердить вывод о "ветвевобразном" размещении разломов в известняковой зоне. Не менее важен вывод об отсутствии в пределах известняковой зоны четкой и устойчивой флексуры, с которой можно было бы отождествить границу платформы и миогеосинклинали и которая хотя бы приблизительно совпадала с западной границей Уральской складчатой зоны, сформировавшейся впоследствии. Невозможность проведения такой границы ни по структурным, ни по формационным признакам невольно наталкивает на мысль, что такой границы и не было и что линейной складчатостью была захвачена крайняя часть платформы, которая не вполне справедливо получила в ряде работ название миогеосинклинали.

Граница известняковой и сланцевой зон, напротив, выделяется весьма четко. Правда, как и в случае границы сланцевой и вулканической зон, первичный характер ее нарушен наложенными процессами, причем здесь главную роль играли не эрозия, а тектонические дислокации, главным образом тектоническое сближение по надвигам. По данным К.Г. Войновского-Кригера, это сближение в Лемвинской зоне составляет не менее 15 км, и на границе "лемвинских" и "елецких" фаций наблюдаются лишь фрагменты промежуточных, переходных фаций. На В. Печоре, по нашим данным, между сланцевыми и карбонатными фациями нет даже фрагментов промежуточных, и амплитуда перемещений может быть еще более значительной.

Порядок первоначальной ширины переходной зоны составляет на Пай-Хое, судя по наблюдениям В.И. Устрицкого, 10–20 км, реже больше. Эта величина, по-видимому, достоверна, поскольку простираение надвигов на Пай-Хое не совпадает с простираением фациальных зон, так что существенного тектонического сближения не могло произойти. На этом расстоянии происходит полный переход от карбонатного к сланцевому типу разреза с обычным уменьшением мощностей в 2–3 раза. Это обстоятельство наряду с относительной устойчивостью местоположения зоны перехода позволяет считать границу между известняковой и сланцевой зонами достаточно четкой и определенной, хотя и не связанной с каким-то одним постоянно живущим разломом.

Анализ особенностей и взаимоотношений эмпирически выделенных структурно-формационных зон, истории их становления и развития позволяет подойти к решению весьма дискуссионного вопроса о проведении границы Русской платформы и каледоно-герцинской геосинклинали Урала.

Большинство исследователей принимают в общем виде идею о том, что в течение всего палеозоя, по крайней мере начиная с ордовика, северо-восточная часть Русской платформы окаймлялась геосинклиналью, на месте которой возникла складчатая область. Однако в деталях имеются существенные разногласия, в частности по вопросу о месте каледонид.

Одна из сторон этого дискуссионного вопроса — спор о том, проявилась ли на Урале салаирская складчатость, и если да, то в каких границах. В последнее время представления о проявлении на Севере Урала салаирской складчатости развивает, в частности, А.А. Пронин (1965, 1971), который основывается главным образом на данных К.А. Львова (1957, 1959) о преимущественно кембрийском возрасте метаморфических толщ Урала, а также на трактовке тельпосской свиты как молассы, появление которой свидетельствует о складчатости. На близких позициях стоит И.Д. Соболев (1968), который считает, что на Урале завершающая складчатость и инверсия имели место в среднем и частично позднем кембрии. В типичных ранних каледонидах главное складкообразование, внедрение крупных интрузий гранитоидов и общее поднятие области, действительно, происходили в конце среднего – начале верхнего кембрия, а формирование молассы — в верхнем кембрии – начале ордовика (Зайцев, 1966). Однако, как было нами показано, в рассматриваемом регионе эти события происходили раньше (в конце венда и, может быть, в раннем кембрии), а тельпосская свита ордовика не является молассой, появление которой свидетельствовало бы о завершении тектонического цикла: напротив, этой формацией начинается новый тектонический цикл.

А.А. Пронин развивает и представление о весьма большой роли позднекаледонской (предсреднедевонской) складчатости на Урале, особенно в зоне всего современного западного склона Северного Урала, "где после этой складчатости устанавливаются платформенные или миогеосинклинальные условия". Такая трактовка весьма сходна с представлениями составителей "Атласа литолого-палеогеографических карт Русской платформы" (1960) о постепенном смещении северо-восточной границы Русской платформы к востоку в течение раннего и начала среднего палеозоя.

Точка зрения В.А. Разницына по этому вопросу менялась. В 1960 г. он указывал, что каледонская складчатость должна была охватить на севере область Большеземельской тундры. Позже он (Разницын, 1964) указывал: "допускается возможность наличия в полосе Печорского вала (включая и Денисовский прогиб) каледонского складчатого фундамента, ранее представлявшего эвгеосинклинальную зону Тиманской геосинклинали". Эти предположения интересны, но они слишком интуитивны и не вытекают непосредственно из большого фактического материала, накопленного геологами на западном склоне Севера Урала.

Наоборот, на основании результатов многолетних исследований А.Г. Кондяин (1964) указывала, что в пределах послеордовикской "миогеосинклинальной" серии осадочных толщ западного склона Урала "никаких угловых несогласий, связанных со складкообразовательными процессами, не фиксируется. Отмечаются лишь стратиграфические несогласия, вызванные неравномерным размывом на границе среднего и верхнего девона". По последним данным геологов Коми филиала АН СССР (Першина и др., 1972), на западном склоне Приполярного Урала не имеют места и такие стратиграфические перемены. Да и раньше геологи, работавшие здесь, не находили доказательств существования угловых несогласий (Чернов, Варсанофьева и др., 1953). Изложенные нами данные также противоречат представлению о сколько-нибудь значительном проявлении каледонской складчатости на западном склоне Урала.

Но даже если отвлечься от представлений о направленной к востоку миграции границы платформы и геосинклинали в течение среднего и верхнего палеозоя и обратиться к принимаемой большинством концепции строго унаследованного развития геосинклинали в течение палеозоя (с начала ордовика), то и тогда окажется, что до сих пор не выработано общей точки зрения относительно того, где точно проводить границу геосинклинали и платформы. Приводимая таблица характеризует ту неясность и путаницу, которые до сих пор существуют в этом вопросе (табл. 2). Как видно, спор идет не о том, какие термины применять (их число сравнительно невелико), а в каком объеме их понимать и какими критериями пользоваться при разделении платформ и геосинклиналей. Если вопрос о границе

Таблица 2

Сопоставление некоторых типичных схем тектонического районирования рассматриваемой территории с эмпирической схемой структурно-формационной зональности, предложенной автором

(Пучков, 1967)	Платформа		Геосинклиналь		
	Известняковая зона		Сланцевая зона	Вулканическая зона	
(Тихонович, 1946)	Субгеосинклиналь	Геосинклиналь			
(Херасков, 1955)	Платформа	Миогеосинклиналь		Эвгеосинклиналь	
(Левченко, 1958)	Платформа	Геосинклиналь			
(Огаринов, Хатьянов, 1962)	Платформа			Геосинклиналь	
(Кондяйн, 1964)	Платформа	Миогеосинклиналь		Эвгеосинклиналь	
(Перфильев, 1964, 1968)	Платформа	Миогеосинклиналь		Эвгеосинклиналь	
(Афанасьев, Яцук, 1965)	Платформа	Миогеосинклиналь	Переходная зона		Эвгеосинклиналь
(Зонненшайн, Поникаров, Уфлянд, 1966)	Платформа	Краевая (пограничная) система			Геосинклиналь
		приплатформенная зона	осевая зона	пригеосинклинальная зона	

между эв- и миогеосинклиналью решается довольно просто (по сравнительной активности вулканизма), то вопрос о границе платформы и геосинклинали решается со множеством вариаций. В 40-х годах, когда большой популярностью пользовались представления о складчатой природе современного Тимана, в работах некоторых исследователей наблюдалась тенденция рассматривать всю Тимано-Печорскую провинцию в качестве геосинклинали (Тихонович, 1941). Позже Тихонович (1946) смягчил категоричность своего утверждения, назвав Тиман и Печорскую депрессию "субгеосинклиналью". Затем уже в 50-х годах с развитием представлений о платформенном характере палеозойских структур Тимана и юго-западной части Печорской депрессии характер этих территорий перестал быть дискуссионным. По вопросу же о том, куда относить Печорскую гряду и Большеземельскую тундру, высказывались различные утверждения: М.В. Касьянов в 1955 г. включал эти территории в герцинскую парагеосинклиналь, а В.А. Левченко (1958) границу герцинской геосинклинали проводил непосредственно к юго-западу от Печорской гряды. В 60-х годах эту территорию уже никто не относил к герцинской геосинклинали, хотя В.А. Разницын высказывал предположение, что ее фундамент частично или полностью имеет каледонский возраст (Разницын, 1960, 1964).

Однако, если и отказаться от вышеуказанных точек зрения, остается еще 6 вариантов проведения границы: 1) где-то вдоль внешнего борта краевого Предуральского прогиба, включая в нее область, не претерпевшую линейной складчатости (Кондиайн, 1964); 2) по западной границе распространения линейной складчатости (Херасков, 1955; Афанасьев, Яцук, 1965); 3) где-то внутри западного склона складчатого Урала, считая, что линейная складчатость захватила краевую часть платформы (Перфильев, 1964); 4) по границе елецких и лемвинских фаций — близко к тому, как это предлагала сделать В.А. Варсанюфьева (1963а, б), которая к западу от этой границы выделяла "Предуральский краевой прогиб с платформенным основанием"; 5) еще восточнее — по Главному уральскому глубинному разлому, поскольку везде к западу от него геофизические данные указывают на существование переработанного фундамента, являющегося непосредственным продолжением Русской платформы (Огаринов, Хатьянов, 1962); 6) наконец, выделять "спорную" область в краевую, пограничную систему (Зонненшайн, Поникаров, Уфлянд, 1966). Последнее равносильно выделению области промежуточного типа, против чего в принципе столь энергично возражал Н.П. Херасков (1967, с. 270).

Можно видеть, что все возможные варианты проведения границы платформы и геосинклинали уже были предложены, и автору приходится довольствоваться выбором наиболее приемлемого из существующих вариантов, что связано с выбором основного критерия.

Выделение геосинклинали как области интенсивного прогибания на основании анализа мощностей (Кэй, 1955) представляется неудачным или по крайней мере нетрадиционным для советской школы тектонистов (Шатский, 1955; Яншин, 1965). Основываясь на анализе мощностей, пришлось бы отнести к геосинклиналям авлакогены и экзогональные впадины Русской платформы, в частности Прикаспийскую, где мощности осадков колоссальны. Применять геофизические критерии для той же цели также надо осторожно, так как нет уверенности, что фундаментом геосинклинали не могла служить переработанная, "мобилизованная" платформа. Вряд ли возможно в настоящее время проводить границу геосинклинали и по появлению линейной складчатости. Многие исследователи справедливо избегают ставить знак равенства между геосинклиналью и складчатой областью. Так, М.В. Муратов и В.Е. Хаин (1968) приводят целый ряд примеров внегеосинклинальной линейной складчатости, распространяющейся на периферические районы платформы. На тектонических картах Европы (1964) и Евразии (1966) также указываются области развития линейной складчатости, захватившей платформенный чехол (участки Китайской платформы, Таджикской депрессии и Юго-Западного Гиссара, Высокого и Сахарского Атласа, Прованса и др.). Даже в описываемом районе, рассматривая структуру северной части Предуральяского прогиба, мы встали перед дилеммой: считать ли гряды Чернышева складчатым участком платформы или Косью-Роговскую впадину — нескладчатой геосинклиналью? Остаются формационный и палеоструктурный критерий разделения геосинклиналей и платформ. Попытки применения формационного анализа для выяснения палеотектонической природы краевой зоны Уральской складчатой области делались неоднократно, но порой приводили к прямо противоположным результатам. Так, составители Атласа литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления (1960) на палеотектонических схемах девонско-каменноугольного времени все формации западного склона Урала, исключая формации Зилаирского синклинория, относили к платформенным, сопоставляя их с формациями краевой части платформы.

Противоположной точки зрения придерживался Н.П. Херасков (1967, с. 95–96), который выделял те же формации западного склона складчатого Урала (исключая сланцевые) в западноуральскую геосинклинальную карбонатную надформацию. Аргументация Н.П. Хераскова весьма примечательна и, возможно, содержит ключ к решению вопроса. Он отмечает, что одновозрастные с этой надформацией отложения Русской платформы очень схожи с ней по литологическим признакам. "Можно отметить выпадение нижних частей надформации, незначительное общее уменьшение мощностей, меньшее развитие некоторых типов отложений (например, доманиковых, гониатитовых известняков) и появление некоторых других (например,

глинисто-алевритовых). Но все эти изменения еще не позволяют говорить о важных формационных отличиях (*разрядка моя*,— В.П.). Последние устанавливаются по различиям в строении надформации". Различия эти, по Н.П. Хераскову, выражаются в наличии в пределах развития западноуральской надформации чередования разрезов определенных типов, причем последнее обстоятельство связано с тем, что "западноуральская надформация формировалась в условиях развивающейся складчатости, т.е. в условиях, существенно отличных от платформенных". В доказательство этого положения Н.П. Херасков ссылается на данные Н.С. Городецкой (1948) по Кизеловскому бассейну, которая указывала, что современные линейные складки в этом бассейне заложились и развивались уже в визейское время. Кроме того, по мнению Н.П. Хераскова, о развитии конседиментационной складчатости на западном склоне Урала говорит и анализ расположения девонских разрезов в районе Кара-Тау.

В свете современных данных оба эти примера можно считать неудачными. Так, необычная неполнота разрезов девона на хребте Кара-Тау легко объясняется тем обстоятельством, что эта территория, по данным палеоструктурных исследований, непосредственно примыкала в девоне к Башкирскому (Пермско-Башкирскому) своду, и жила с ним одной жизнью, как это показано, в частности, Ю.С. Виницким (1964). Это хорошо видно и на построенной нами схематической карте подошвы девонских отложений (рис. 27). Что же касается Кизелов-

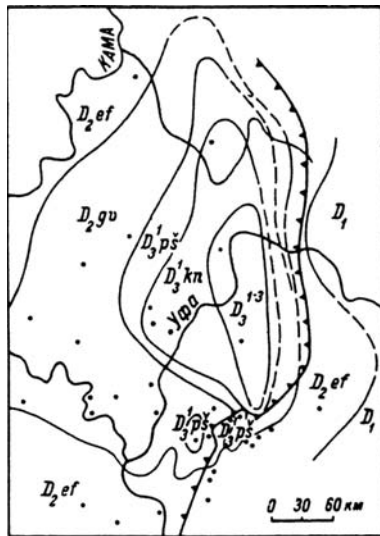


Рис. 27. Карта возраста подошвы девонских отложений Южного, Среднего Урала и Приуралья. Составил В.Н. Пучков по материалам В.Н. Тихого, С.М. Домрачева, Н.Г. Чочиа, А.П. Тяжевой, Ю.И. Кузнецова и др.

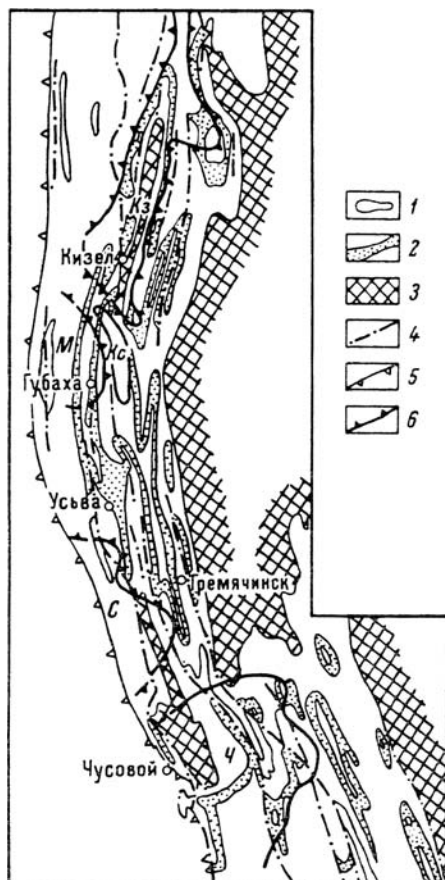


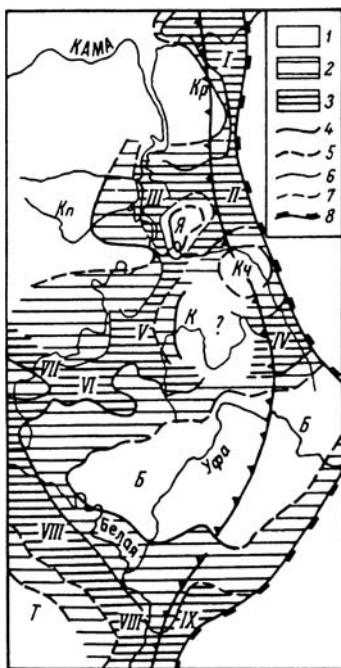
Рис. 28. Схема тектоники Кизеловского каменноугольного бассейна (по Паховому, 1966).

1 — контуры геологических структур; 2 — выходы на поверхность угленосных отложений; 3 — выходы нижедевонских и додевонских отложений; 4 — линии основных разрывных нарушений; 5 — восточная граница Предуральского краевого прогиба (по кровле артинского яруса); 6 — контуры конседиментационных поднятий. Конседиментационные поднятия: Кз — Кизеловское; М — Мальцевское; Кс — Косьвинское; С — Столбское; Ч — Чусовское.

ского бассейна, то в течение значительного времени после опубликования работы Н.С. Городецкой проводились детальные исследования с использованием материалов по большому количеству буровых скважин, которые показали, что в визейское время на территории бассейна развивались пологие, платформенного типа структуры, не совпадающие с современными линейными складками; последние за-

Рис. 29. Схематическая палеотектоническая карта западного склона Урала, Пермского и Башкирского Приуралья в позднедевонскую и раннекаменноугольную эпохи (по Щербакову и др., 1966, упрощенно).

1 — область сводов и поднятий; 2 — прибортовые зоны прогибов; 3 — приосевые зоны прогибов; границы прогибов: 4 — достоверные; 5 — предполагаемые; внутренние границы прибортовых зон: 6 — достоверные; 7 — предполагаемые; 8 — восточная граница современного распространения верхнедевонских отложений. Палеоструктурные элементы. Своды: КП — Коми-Пермяцкий; Б — Башкирский; Т — Татарский. Поднятия: Кр — Красновишерское; Я — Яренское; КЧ — Кыновско-Чусовское; К — Кунгурское; И — Ижевское. Прогибы: I — Колвинско-Шугорский; II — Кизеловский; III — Добрянский; IV — Ухтинско-Серебрянский; V — Сылвинский; VI — Шалымский; VII — Фокинский; VIII — Икбазинский (Актаныш-Чишминский); IX — Инзеро-Усольский. Зубчатой линией нами показана западная граница складчатого Урала.



нимают по отношению к ним резко секущее положение (Пахомов, 1966; рис. 28). Такие же пологие, резко не совпадающие с современным структурным планом структуры выявляются на Среднем Урале и при анализе разрезов, характеризующих более крупные тектонические эпохи, в частности позднедевонско-раннекаменноугольную, причем в последнем случае оказывается, что в пределы западного склона Среднего Урала прослеживается система Камско-Кинель-

ских впадин с разделяющими их пологими сводами (Щербаков и др., 1966; рис. 29). Таким образом, предположение Н.П. Хераскова о развитии на западном склоне Урала конседиментационной линейной складчатости не находит подтверждения не только на Приполярном Урале, как это следует из изложенного нами материала, но и в тех районах, на данные по которым этот исследователь опирался; в связи с этим отпадает основное возражение против прямого сопоставления формаций краевой части платформы и смежной части складчатой области (сам Н.П. Херасков говорит о том, что литологические различия в составе формаций этих структур пренебрежимо малы).

Приняв, таким образом, за основу палеоструктурно-формационный критерий выделения платформ и геосинклиналей, мы должны сделать выбор в пользу проведения границы герцинской геосинклинали и платформы на доорогенном этапе по зоне разломов, контролировавших границу известняковой и сланцевой зон. Как уже отмечалось выше, данные исследований на Пай-Хое показывают, что переход от первой зоны ко второй происходил в сравнительно узкой зоне — шириной 10–20 км. Установившись в ордовике, эта граница просуществовала до визе в почти неизменном состоянии.

Все вышеизложенное позволяет выделять в современной структуре складчатого Урала краевую зону, которая по характеру доорогенных формаций и конседиментационных структур гораздо ближе к платформе, чем к геосинклинали; существенным отличием этой зоны от современной платформы является лишь наличие наложенной, постседиментационной линейной складчатости. Поэтому название миогеосинклиналь (в переводе с греческого — меньшая геосинклиналь) здесь не подходит. Правильнее считать эту краевую структуру перикратоном, захваченным внегеосинклинальной линейной складчатостью.

Заканчивая рассмотрение вопроса о границе платформы и геосинклинали, подчеркнем, что в понимании многих тектонистов, например М. Кэя или Ф. Кинга, спорная краевая часть нашей известняковой зоны должна бы быть отнесена скорее всего к миогеосинклинали, вулканическая — к эвгеосинклинали, а сланцевая — рассматриваться как переходная между ними (Кэй, 1955; 1963; Кинг, 1961; Cay, Crawford, 1964, и др.) Вывод, к которому мы пришли, идет вразрез с мнением этих авторитетов и основан на рассмотрении конкретного материала по палеотектонике всего лишь одного региона. Окончательное подтверждение принятого нами варианта проведения границы геосинклинали выходит за рамки настоящей работы и опирается в отсутствие в литературе единой, общепринятой трактовки самих терминов: геосинклиналь, миогеосинклиналь и др. Это связано с тем, что за более чем вековую историю учения о геосинклиналях понимание этого термина претерпело необратимую эво-

люцию. Пересмотр содержания термина был начат еще Э. Огом, который отверг одно из основных положений теории — о том, что для геосинклинали характерны только мощные мелководные осадки. От геосинклинали в трактовке Д. Дэна и Д. Холла до геосинклинали в понимании М.В. Муратова и В.Е. Хаина — еще большая дистанция; существование этой дистанции обусловлено объективными причинами, и прежде всего совершенствованием методики палеоструктурного и формационного анализа.

В конечном счете наша цель — не участие в споре о терминах, а выработка четкого понимания того, что за выбранными терминами кроется. Как сейчас представляется, спор этот и не будет завершен, пока мы не перейдем в геотектонике на позиции актуализма — пока мы не научимся за платформами, перикратонами, мио- и эвгеосинклиналями видеть блоки с корой континентального или океанического строения, зоны перехода между первыми и вторыми, островные дуги, рифтовые пояса прошлого. Тенденция к такому переходу на Урале наметилась (Иванов и др., 1974; Пучков, 1974).

Иллюстрируя эту мысль на примере разобранных нами материала, напомним, что, по нашему мнению, известняковая зона отвечает континенту (в пределах внешнего ограничения шельфа), вулканическая — океанической впадине и островной дуге, сланцевая — области перехода между ними, т.е. древней батиали.

В визейское время началась перестройка, приведшая к полному изменению структурного плана территории к середине перми, когда на месте геосинклинали был сформирован ороген. Наиболее важными предвестниками этой перестройки были: 1) появление в визейских толщах сланцевой зоны терригенных отложений, принесенных с поднятий, возникших на востоке; развитие этих поднятий привело в дальнейшем к накоплению терригенного флиша; 2) распадение сланцевой зоны; 3) инверсия Печорского грабена; возникновение на его месте в среднем — позднем карбоне платформенного вала, возникновение Усино-Колвинского и Мичаю-Пашнинского валов.

Таким образом, в течение среднего, позднего карбона и начала ранней перми происходила перестройка перикратона, деградация собственно геосинклинальной структуры, ее инверсия и переход к орогенной стадии развития.

В течение второй половины ранней перми, в поздней перми и триасе территория переживает орогенный этап развития; в это время, в частности, сформировался Предуральский краевой прогиб. Возникнув на геосинклинальном основании, он постепенно расширялся и накатывался на платформу; вслед за прогибом, наступая на его восточное крыло и перерабатывая его, двигалась зона интенсивных складчатых деформаций, сопровождавшихся поднятиями. Волна поднятий и складчатости смещалась с востока на запад и с юга на север. В конечном итоге платформенные структуры извест-

няковой зоны подавлялись более мощной структурой Предуральского краевого прогиба и перерабатывались более интенсивной наложенной складчатостью, что можно видеть на примере Печорского вала, южная часть которого была настолько переработана линейной складчатостью, что сам факт существования ее в течение среднего и позднего карбона устанавливается лишь путем построения палеогеологической карты (рис. 12). Аналогичная картина была, по-видимому, и в Колво-Вишерском крае, где на пологие платформенные поднятия, существовавшие в пределах известняковой зоны на доорогенном этапе, наложились более интенсивные глыбовые и линейноскладчатые дислокации орогенного этапа (Чочиа, 1955). При этом, если в пределах полосы, приближенной к границе платформы и геосинклинали, наблюдается почти сплошное развитие интенсивных дислокаций, то чем дальше мы уходим от этой границы вглубь платформы, тем более поздними и более локализованными являются эти дислокации, тем в большей степени проявляется их приразломный характер, в то время как широкие пространства ими почти не затронуты. Так, например, детальные палеоструктурные карты Печоро-Ижемской платформенной впадины показывают, что основные черты современного структурного плана этой части территории сформировались уже в предкунгурское время, а более поздние дислокации подчинялись этому плану и не были интенсивными (данные Н.М. Матвиевской и др.). Наиболее же интенсивные деформации на платформе проявились относительно позднее (главным образом в триасе) и сосредоточены в таких относительно узких зонах, какими являются Тиманский мегавал, антиклинорий Чернышева и область поздних дислокаций Печоро-Кожвинского вала (главным образом Печоргородская зона), ответвляющихся от Урала и образовавшихся в пределах масштабов геологического времени синхронно с последним эпизодом складчато-надвиговых деформаций на Урале. Все эти структуры, имеющие весьма различную морфологию, выделяются нами в систему поздних краевых дислокаций.

Начиная с юрского времени вся рассматриваемая территория целиком развивается как платформа.

СТРУКТУРНЫЕ СВЯЗИ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА И СМЕЖНОЙ ЧАСТИ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Общепринятой трактовки понятия "структурные связи" не существует. В современном русском языке слово "связь" означает, в частности, отношение взаимной зависимости, обусловленности, общности между чем-нибудь. Это слово может употребляться также в значении "связующий элемент". Эта многозначность слова "связь" и вызвала терминологическую путаницу. "Связь" как философская категория имеет более узкое значение. По А.И. Уемову (1958), если отношение между А и Б является отношением связи между ними, то найдутся такие изменения в А, которые будут означать вместе с тем и некоторые изменения в Б. Таким образом, диалектические связи проявляются лишь в движении, развитии. Это подмечает и Н.Ф. Овчинников (1967), который прямо определяет структурные связи как динамический инвариант системы. Вышеупомянутые авторы, как и ряд других философов, подчеркивают, что связь далеко не всегда предполагает причинное воздействие: причинно-следственные отношения рассматриваются лишь как один из типов связей. Другим типом связей, которым также не исчерпывается их многообразие, являются связи между различными состояниями предмета (генетические).

В современной геотектонике термин "структурные связи" употреблялся в нескольких значениях (см. главу I): к сожалению, никто из авторов не дал их четкого определения. Ниже делается попытка сформулировать основные определения этого термина в различных трактовках применительно к рассматриваемой проблеме.

I. Диалектические связи структур, проявляющиеся в течение их одновременного или последовательного развития (Шатский, 1947, и др.). На связь между развитием складчатой области (кряжа) и платформы (плиты) впервые обратил внимание А.П. Карпинский (1894).

II. Специфические структуры и комплексы структур, развивающиеся на границах между структурами более низких порядков и являющиеся результатом взаимодействия последних (Пушаровский, 1959).

III. Структуры древних планов, существовавшие на месте современных структур и обуславливающие общность, "связанность" последних (Разницын, 1962б; Ярош, 1966; Огарин, Хатьянов, 1962, и др.).

Для различения указанных трактовок мы предлагаем рассматривать соответственно структурные связи I, II и III рода, имея при этом в виду, что только связи первого рода соответствуют одноименной философской категории; выявление их означает открытие закономерностей взаимного размещения структур во времени и пространстве. В то же время необходимо отметить, что выяснение структурных связей I рода невозможно без изучения связей II и III родов (т.е. конкретных структур в конкретные моменты их существования). Методика изучения диалектических структурных связей должна быть основана на последовательной реставрации и анализе древних структурных планов рассматриваемого участка земной коры. Это дает возможность при рассмотрении каждого из этапов развития территории выделить характерный для него латеральный ряд одновременно возникших структур и проанализировать его с позиций сравнительной геотектоники, стараясь выделить типичные сочетания структур, одновременное появление которых носит характер закономерности и свидетельствует о связи процессов, их формирующих. При этом один процесс может выступать как причина другого, или оба процесса могут явиться следствием какой-то общей причины.

Последовательное сравнение выявленных парагенезисов структур позволяет провести анализ закономерностей их смены во времени, наметить типичные генетические ряды структур и тем самым охарактеризовать их генетические связи.

Латеральные ряды древних одновозрастных структур и их структурные связи

В истории развития рассматриваемого региона может быть выделено несколько этапов, в течение которых структурный план территории оставался более или менее постоянным, а при переходе от одного этапа к другому менялся наиболее существенно. Рубежами таких этапов на протяжении отрезка времени от позднего рифея до ранней юры являются, по нашим данным, поздний венд или ранний кембрий, поздний кембрий, ранний карбон, ранняя пермь, поздний триас или ранняя юра. Ниже дается описание основных черт структурных планов территории, сформировавшихся к концу каждого из указанных этапов.

1. В венде – раннем кембрии рассматриваемая территория переживала орогенный этап развития; к раннему кембрию она представляла собой часть складчатой области байкалид. Внешняя зона этой

складчатой области, в которой развиты рифейские толщи, характеризующиеся полным отсутствием эффузивов, захватывает юго-западную часть региона и перекрыта палеозойским платформенным чехлом. Судя по наблюдениям в ее обнаженной части, расположенной значительно севернее (п-ов Канин и Северный Тиман), она характеризуется преимущественным развитием четко линейных складчатых структур различных порядков. Общая структура метаморфических толщ, обнажающихся в хребте Пае и в осевой части Северного Тимана, представляет собой, по нашим данным, северо-восточное крыло крупного антиклинория (юго-западное крыло синклинория), осложненное разломами, флексурами, складками различной морфологии, среди которых, в частности, широким распространением пользуются складки с укороченными юго-западными крыльями антиклиналей. Линейность структур развита четко, за исключением тех участков, где развиты гранитоидные интрузии. Последнее явление может иметь место и в фундаменте рассматриваемой территории, в районе предполагаемого (по данным бурения) развития Омра-Сойвинского гранитного массива (или группы массивов).

Характеристика структур внутренней зоны байкалитид, где широким распространением пользуются эффузивы, может быть дана на основе наблюдений в Осевой зоне герцинид Северного и Приполярного Урала. Данные, которыми мы располагаем, позволяют выделить здесь реликты следующих наиболее крупных структур байкалитид: а) линейно вытянутый Маньхамбовский антиклинорий с гранитными интрузиями в ядре, находящийся на продолжении Подчерем-Каменского относительного магнитного минимума; б) Хобеизский гранито-гнейсовый купол с гнейсовым комплексом в ядре и гранитными массивами на крыльях, находящийся на продолжении Усинской зоны региональных магнитных минимумов Русской платформы; в) Саблинский синклинорий (точнее, восточное крыло и южное периклинальное замыкание синклинория, выходящее на поверхность в Осевой структурной зоне Урала), находящийся на продолжении Денисовской положительной магнитной аномалии Русской платформы. В пределах Саблинского синклинория выделяется Вангырский межгорный прогиб северо-западного простирания. С многочисленными гранитными интрузиями, развитыми в Осевой структурной зоне, особенно с наиболее крупными из них, ассоциируют разнообразные структуры окаймления, связанные с насильственным внедрением интрузий. Латеральный ряд структур, особенно в районе Хобеизского антиклинория и его периферии, свидетельствует о широком развитии процессов гранито-гнейсового диапиризма.

2. В течение среднего – позднего кембрия наметился переход рассматриваемой территории к платформенной стадии развития. Детали структурного плана для этого этапа неизвестны.

3. К началу ордовика произошло резкое обновление парагенезиса структур. Сформировавшийся в это время латеральный ряд структур просуществовал, постепенно эволюционируя, до раннего карбона включительно и состоял из следующих наиболее важных элементов (с запада на восток): а) эпибайкальская платформа с расположенной по ее восточному краю зоной перикратонного опускания, которая была осложнена грабенообразными прогибами и флексурными уступами. Зона характеризуется развитием формаций платформенного облика (главным образом карбонатных и терригенно-олигомиктовых); б) каледоно-герцинская геосинклиналь "сквозного" развития (без перехода к орогенной стадии развития в конце каледонского этапа). В пределах этой геосинклинали выделяются: 1) сланцевая зона, характеризующаяся развитием безэффузивных формаций сланцевого типа, имеющих геосинклинальный облик, была отделена от перикратона цепочкой флексур и разломов; в современной структуре отложения этой зоны сильно надвинуты к западу, на отложения перикратона, и размыты на поднятиях Осевой структурной зоны герцинского Урала; 2) вулканическая или эффузивная зона, характеризующаяся развитием эффузивных и осадочных формаций преимущественно геосинклинального облика. Структуры, развивающиеся здесь в течение рассматриваемого периода, отвечают специфике зоны активного вулканизма (значительную роль, судя по более обнаженным участкам зеленокаменного синклинория, играют конседиментационные структуры вулканических построек). Надо также отметить, что в предсреднедевонское время в западной краевой части зоны возникла линейно вытянутая антиклинальная структура с нижнесилурийскими отложениями в размытом ядре. Позже она вновь была втянута в погружения. В течение всего периода развития вулканическая зона была ограничена с запада активно живущим Главным уральским глубинным разломом — шовной зоной сочленения блоков земной коры, отличавшихся по своему глубинному строению,

4. К началу ранней перми происходит частичное обновление структурного плана: перикратон распадается на ряд впадин, разделенных инверсионными валами и валообразными поднятиями (Печорский, Усино-Колвинский, Мичаю-Пашнинский палеовалы). Сланцевая зона геосинклинали вырождается во флишевый прогиб с накоплением терригенного флиша; в эффузивной зоне начинается устойчивый рост поднятий, сопровождающийся, вероятно, складчатостью.

5. В ранней перми восточная часть территории вступила в орогенную стадию развития, характеризующуюся возникновением участков интенсивных поднятий, сопровождавшихся складчато-глыбовыми деформациями; эти поднятия и деформации постепенно захватывали все более западные участки территории. Орогенный этап развития завершился к концу триаса — началу юры, когда закончилось формирование следующего парагенезиса структур: а) мегантиклин-

рий Приполярного Урала, возникший на месте геосинклинали и частично захвативший краевую часть перикратона; в его пределах выделяются Западная, Осевая и Восточная структурные зоны; б) краевой прогиб, возникший на большей части перикратона. В пределах прогиба выделяются две продольные зоны: внутренняя, характеризующаяся развитием линейных складок (Вуктыльская, Аранецкая антиклинали, Интинские складки) и относящаяся к складчатой области, и внешняя, по морфологии структур (Козлаюские дислокации, Сынинский вал, Кочмесское поднятие) относимая к Русской платформе. Предуральский краевой прогиб может служить примером структурной связи второго рода между платформой и складчатой областью. В его пределах находятся специфические положительные структуры: антиклинорий (гряда) Чернышева, представляющий собой продолжение линейноскладчато-надвиговых структур складчатой области во внешнюю, "платформенную" зону краевого прогиба, а также Среднепечорское поперечное поднятие, структура которого возникла в результате наложения линейных складок Уральской складчатой области, имеющих северо-северо-восточное простирание, на отрезок ранее существовавшего Печорского платформенного палео-вала, имевший северо-северо-западное простирание. Указанные положительные структуры разделяют краевой прогиб на ряд впадин; в) плита Русской платформы, состоящая из впадин (Печоро-Ижемская впадина, Денисовский прогиб и др.) и ограничивающих их поднятий (Усино-Колвинский, Печоро-Кожвинский и Мичаю-Пашнинский унаследованно развивавшиеся валы и новообразованный в триасовое время мегавал, или горст-антиклинорий Тимана). В Печорской впадине возникает Велью-Тэбукский вал.

6. С начала юры вся рассматриваемая территория может рассматриваться как платформа — эпибайкальская в западной части и эпигерцинская — в восточной.

Сравнение рассмотренных латеральных рядов структур со структурами ряда других складчатых областей показывает, что порядок, в котором структуры сочетаются между собой, не случаен. Так, сочетание структур байкалид Приполярного Урала типично для районов, претерпевших орогенез и складчатость с заметным участием процессов гранито-гнейсового диапиризма; перикратон, структура которого осложнена грабенами, обычно возникает на границе с геосинклиналью на доорогенной стадии развития; с наступлением орогенной стадии грабены испытывают инверсию, на месте перикратона, на границе с геосинклиналью, возникает краевой прогиб и т.д. Иными словами, выделенные латеральные ряды закономерно повторяются и на других территориях и характеризуют структурные связи той части сложной системы, какой является рассмотренный участок земной коры.

Генетические ряды и генетические связи структур

Прослеживая изменения и превращения той или иной структуры во времени, можно заметить, что изменения эти подчиняются определенным закономерностям, нахождение которых означает выявление генетических связей структур. При этом возможны два направления исследования.

1. Выявление типичных генетических рядов структур. Так, отмечавшийся нами ряд: шовная зона фундамента молодой платформы → грабен → инверсионный вал распространен очень широко. Более сложны генетические связи между платформой и складчатой областью. Здесь могут иметь место два пути развития: платформа → геосинклиналь → складчатая область (ороген) → платформа и платформа (перикратор) → складчатая область (ороген) → платформа.

2. Выявление закономерностей, по которым сочетаются в процессе развития унаследованность и изменчивость, проявляющиеся в диалектическом единстве. Материалы, полученные нами, позволяют, в частности, проиллюстрировать то положение, что унаследованность зависит не только от устойчивости и ориентировки тектонических напряжений, но и от анизотропии деформируемого субстрата. Влияние этого фактора отражается в особенностях морфологии самых различных структур. Так, в частности: а) герцинские складки, формирующиеся в непосредственной близости от байкальских гранитных интрузий, окаймляют эти интрузии, играющие роль жесткого упора; б) продольные ундуляции и поперечные отклонения герцинских структур Приполярного и Северного Урала обязаны своим происхождением особенностям строения байкальского фундамента (области поперечных поднятий герцинид примерно совпадают с антиклинориями байкалид); в) простирания структур складчатой области Урала следуют в общем виде простиранию Главного уральского глубинного разлома, отделявшего блоки с разным строением земной коры и возникшего значительно раньше складчатой области; г) отличия в морфологии передовых складок Урала от одновременно формировавшихся глыбовых и глыбово-складчатых структур плиты (Тиман) можно пытаться объяснить различиями механических свойств деформируемого субстрата.

Унаследованность структур позволяет говорить о наличии общих элементов в разных структурных этажах — об их связях. Дислокации, которым подвергается верхний структурных этаж, захватывают обычно и нижний, искажая его первичную структуру. В то же время структура верхнего этажа отражает в силу унаследованности некоторые элементы нижнего.

Рассмотрение структурных связей земной коры на конкретном участке сочленения Русской платформы и Уральской складчатой области показывает, что, несмотря на резкие различия в морфологии этих контрастных современных структур, они содержат много общих элементов, а процессы, приведшие к их становлению, характеризуются закономерной согласованностью.

Рассмотрение генетических связей структур показывает, что характер и последовательность их изменения подчиняются определенным закономерностям, а морфология структур разных структурных этажей, несмотря на их контрастность, характеризуется наличием общих элементов (отражение некоторых черт байкалид в структурах герцинид и искажение байкальских структур в результате герцинских деформаций).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрение проблемы "Структурные связи Приполярного Урала и смежной части Русской платформы" позволило сделать ряд выводов как теоретического, так и практического значения. Ниже перечислены наиболее важные из них.

1. Данные, полученные автором, подтверждают правильность первоначальных представлений Н.С. Шатского, развитых затем Н.П. Херасковым, В.С. Журавлевым, Р.А. Гафаровым и А.С. Перфильевым, о байкальском возрасте складчатости в фундаменте Печорской впадины и о виргации байкалит между Тиманом и Приполярным Уралом. В частности, датировка разреза метаморфических толщ Приполярного Урала органическими остатками позволила сопоставить этот разрез с хорошо изученными разрезами протерозоя миогeosинклинальной зоны байкалит. Особенно важно установление преимущественно вендского (возможно, частично, раннекембрийского) возраста верхов разреза метаморфической толщи. При этом в указанной части разреза для вулканической зоны байкалит Урала был выделен орогенный комплекс, вендско-нижекембрийский (?) возраст которого свидетельствует о завершенности байкальского цикла на Приполярном Урале. Кроме того, нам удалось выделить в Осевой структурной зоне герцинского Урала реликты байкальских структур, затушеванных наложенной герцинской складчатостью.

Доказательство структурной общности доуралид Приполярного Урала и байкалит фундамента смежной части Русской платформы можно рассматривать как решение одного из важных аспектов проблемы структурных связей Урала и Русской платформы.

2. Палеотектонический анализ ордовикско-каменноугольного этапа развития рассмотренной территории позволил сделать вывод о несовпадении современной границы платформы и складчатой области с границей платформы и геосинклинали в ордовикско-каменноугольное время. Последняя граница проводится по смене формаций платформенного облика: известняковой надформации, терригенной формации кварцевых песчаников и глин и других с формациями геосинклинального облика (известняково-глинисто-кремнисто-сланцевая, глинисто-кремнисто-сланцевая и др.). Этот вывод подтверждается также построением карт изопахит и палеогеологических карт. Выяснено, в частности, что платформенная структура Печорского грабена, располагавшаяся на месте современного Печоро-Кожвинского вала, прослеживается на некоторое расстояние в пределы Уральской складчатой области; точно так же прослеживается и возникший в конце карбона на месте этого грабена древний вал, имев-

ший морфологию платформенной структуры и неуральское простирание (впоследствии, в пермско-триасовое время, на юго-восточную часть этого вала наложились линейные складки уральского простирания). Таким образом, краевые складки Уральской складчатой области (вместе с антиклинорием Чернышева) можно рассматривать как зону внегеосинклинальной, эпиплатформенной линейной складчатости. Этот вывод дает дополнительные основания говорить о структурной общности (связях) Приполярного Урала и Русской платформы. В практическом отношении этот вывод позволяет обосновать перспективность зоны краевых складок Урала (в пределах распространения ордовикско-каменноугольных формаций платформенного облика) на нефть и особенно на газ. Большие глубины, на которые погружались указанные формации, позволяют предполагать, что здесь в достаточно широких масштабах происходило разложение органики с образованием больших объемов газа. Вместе с тем отмечавшиеся нами особенности современной структуры западного склона Урала (глубокое погружение фундамента, наличие надвигов со значительной горизонтальной амплитудой) позволяют допускать, что здесь, несмотря на сильнейшую дислоцированность толщ, иногда могли создаваться благоприятные условия для запечатывания некрупных газовых залежей. На потенциальную продуктивность территории западного склона Урала указывает и битуминозность некоторых толщ палеозойского разреза, увеличивающаяся к его верхам (Юдович, Пучков и др., 1972).

3. Рассмотрение морфологии современных структур и истории их возникновения позволяет сделать вывод, что зоны внегеосинклинальной линейной складчатости (краевые складки Приполярного Урала и антиклинорий Чернышева) формировались на заключительных этапах развития складчатой области, в триасе; тогда же образовались и некоторые структуры платформенной морфологии (Печоргородская зона дислокаций и Тиман). Последние связаны пространственно со складчатой зоной, являясь как бы ответвлениями от этой зоны; вместе с близостью возраста это заставляет предполагать генетическую общность указанных выше структур, единую причину их образования (например, действие мощного тангенциального сжатия). Морфологические различия и особенности локализации этих структур, выделенных нами в систему поздних краевых дислокаций, могут быть объяснены анизотропностью деформируемого субстрата (так, зоны внегеосинклинальной линейной складчатости образовались там, где фундамент наиболее погружен и перекрыт мощными осадочными толщами, легко сминаемыми в линейные складки).

4. Анализ особенностей современного структурного плана территории позволяет внести коррективы в характеристику развитых здесь краевых структур (по Н.С. Шатскому). К поперечным краевым структурам Н.С. Шатский относил в рассматриваемом районе

гряды (антиклинорий) Чернышева, которую он считал поперечной флексурой. Работами ряда исследователей уже давно было показано, что это не флексура, а линейноскладчатая зона. Природа ее, однако, долгое время была неясна. Многие исследователи высказывали предположение, что это горст, в котором выведен на поверхность фрагмент складчатого герцинского основания краевого прогиба. В настоящее время бурением и сейсморазведкой доказано, что по обе стороны от линейной складчатой структуры гряды располагаются зоны развития структур платформенной морфологии, сложенных (в доорогенном комплексе) формациями платформенного облика. С другой стороны, данные морфологических исследований не противоречат представлению о тектонической общности структур гряды и западного склона Урала. Это позволяет говорить о том, что мы имеем дело с уникальной структурой — ответвлением узкой линейноскладчатой зоны от основного ствола складок Урала в сторону платформы, возникшим, вероятно, над зоной разломов в фундаменте.

В то время, когда была написана работа Н.С. Шатского, не были известны детали строения Печоро-Кожвинского вала. Тот факт, что эта структура, возникшая напротив внутреннего угла платформы, образовалась на месте грабена, сближает ее до некоторой степени со структурами типа Вичита и Большого Донбасса, т.е. "поперечными системами", по терминологии Н.С. Шатского.

Приходится внести коррективы и в характеристику Предуральского краевого прогиба. Длительное время считалось, что Косью-Роговская впадина Предуральского прогиба принципиально отличается от более южных впадин тем, что она заложилась на геосинклинальном, складчатом основании и входит в систему периклиналильных прогибов. Последние данные бурения и сейсморазведки в Косью-Роговской впадине, о которых говорилось выше, противоречат этому представлению: строение ложа этой впадины к западу от Интинских дислокаций характеризуется развитием пологих структур, сложенных формациями платформенного облика.

5. Рассмотрение структурных связей земной коры на конкретном участке сочленения Русской платформы и Уральской складчатой области позволило показать, что, несмотря на резкие различия в морфологии этих контрастных современных структур, последние содержат много общих элементов. При этом процессы, приведшие к их становлению, характеризуются закономерной согласованностью. Намечается четкая этапность тектонического развития в пределах всего региона (байкальский, каледоно-герцинский, альпийский этапы и ряд подэтапов). При этом важнейшие структурные события на платформе и в геосинклинали (и в складчатой области) сопряжены во времени и, видимо, связаны общей причиной. Таковы, например, возникновение перикратонного опускания Русской платформы с Печорским грабеном и заложение геосинклинали уралид (ордовик);

инверсия Печорского и Усино-Колвинского грабенов, возникновение флишевого трога и начало устойчивых поднятий в Зауралье (карбон); становление Предуральского краевого прогиба и формирование Уральского мегантиклинория (пермь – триас); возникновение Тиманского мегавала, Печоргородской зоны дислокаций, краевых складок Приполярного Урала и антиклинория Чернышева (триас).

ЛИТЕРАТУРА

- Алешков А.Н. По северному Уралу (Предварительный отчет Северо-Уральской экспедиции АН и Уралплана за 1928 г.). – Изв. Гос. геогр. о-ва, 1928, т. 63, вып. 4.
- Алешков А.Н. Геологический очерк района Сура-из. – В кн.: Приполярный Урал. М.–Л., 1937. (Труды СОПС СССР и Петр. ин-та им. Ф.Ю. Левинсона-Лессинга. Сер. Уральская, вып. 6).
- Ананьева Е.М., Дорофеева Б.В. Элементы геологического строения восточного склона Урала и Зауралья по геофизическим данным. – Труды Свердлов. горн. ин-та им. В.В. Вахрушева, 1963, вып. 43.
- Архангельский А.Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Т. 1. Изд. 4-е. М., Госгеолиздат, 1947.
- Атлас литолого-палеогеографических карт палеозоя и мезозоя Северного Приуралья. Масштаб 1 : 2 500 000. Л., "Наука", 1972.
- Афанасьев Б.Л., Яцук В.И. Основные этапы геологического развития Печорского угольного бассейна и его современная структура. – В кн.: Материалы по геологии и полезн. ископаемым Северо-Востока Европ. части СССР, вып. 4. М., "Недра", 1965.
- Бархатова В.П., Кашеварова Н.П. Пермь юго-восточного склона Южного Тимана. – В кн.: Геология и геохимия, сб. 1 (VII). Л., Гостоптехиздат, 1957, (ВНИГРИ).
- Беккер Ю.Р. Основные типы формаций Уральской складчатой области. – Сов. геология, 1965, № 12.
- Беккер Ю.Р. Позднедокембрийская моласса Южного Урала. Л., "Недра", 1968.
- Беллавин О.В. Применение данных гравиметрии при изучении гранитных массивов на Среднем Урале. – В кн.: 2-е Уральск. петрогр. совещание. Тезисы докл. Т. 4. Свердловск, 1966.
- Белоусов А.П., Пономарев А.В., Цымбалюк А.В. Новое в стратиграфии древних толщ Ляпинского Урала. – Сов. геология, 1967, № 4.
- Белоусов В.В. Складки земной коры. – Природа, 1961, № 6.
- Бельский М.С. Новые данные о стратиграфии древних метаморфических толщ Приполярного Урала, в свете новых данных. – Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы, отд. геол., 1963, т. 38, вып. 5.

- Белякова Л.Т. Новые данные по стратиграфии древних толщ Урала. – В кн.: Геология и полезн. ископаемые Северо-Востока Европ. части СССР и севера Урала. (Труды VI геол. конф. Коми АССР). Сыктывкар, 1965.
- Белякова Л.Т. Геосинклинальный рифей севера Урала. Автореф. канд. дис. М., 1972.
- Белянкина М.Н., Долгинов Е.А. Структуры рифея в северо-западной части Енисейского кряжа. – Геотектоника, 1965, № 2.
- Богацкий В.И. Тектоническое строение и перспективы нефтегазоносности Верхне-Печорской впадины. – В кн.: Проблемы нефтегазоносности Тимано-Печорской провинции. М., 1964, (ЦНИИТЭНЕФТЕГАЗ).
- Богацкий В.И. Геологическое строение и газонефтеносность Верхне-Печорской впадины Предуральяского краевого прогиба. Автореф. канд. дис. Л., 1970.
- Богацкий В.И., Иванов А.В., Шафран Е.Б. О нефтегазоносности терригенных отложений в районе Средней Печоры. – Нефтегаз. геология и геофизика, 1965, № 7.
- Варсановьева В.А. Геологическое строение территории Печоро-Ильчского государственного заповедника. – Труды Печоро-Ильч. гос. заповедника, 1940, вып. 1.
- Варсановьева В.А. Ордовикская и силурийская системы Урала, Пай-Хоя и Тимана. – В кн.: Геология СССР. Т. II. Арханг. и Вологод. обл. и Коми АССР. Ч. 1. Геол. описание. М., 1963а.
- Варсановьева В.А. Тектоника Урала, Пай-Хоя и Печорской низменности. – Там же, 1963б.
- Варсановьева В.А. Основные результаты изучения каменноугольных отложений Северного Урала в последнем пятилетии. – В кн.: Геология и полезн. ископаемые Северо-Востока Европ. части СССР и севера Урала (Труды VI геол. конф. Коми АССР). Сыктывкар, 1965.
- Варсановьева В.А., Раузер-Черноусова Д.М. К характеристике среднекаменноугольных отложений р. Ильч. – В кн.: Сб. трудов по геологии и палеонтологии. Сыктывкар, 1960.
- Вассерман Б.Я., Журавлев В.С., Филимонов П.М., Черный В.Г. Интрузия гранитов в составе фундамента Печорской впадины. – Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы, отд. геол., 1968, т. 63, вып. 1.
- Верховцев В.А., Лучинин И.Л., Поторочина М.А. Вулканические структуры в образованиях гранит-липаритовой формации на севере Урала. – В кн.: Вулканич. образования Урала. Свердловск, 1968.

- Виницкий Ю.С. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Северной и Северо-Восточной Башкирии в связи с формированием залежей нефти в девонских отложениях. Автореф. канд. дис. М., 1964.
- Воинова Е.В. К стратиграфии пермских отложений бассейна р. Сыни, Печорский край. – Зап. Всерос. минерал. об-ва, 1935, ч. 64, № 2.
- Войновский-Кригер К.Г. Угленосная площадь среднего течения р. Печоры (каменноугольное месторождение Еджид-Кырта). – Труды Сев. геол. упр., 1944а, вып. 10.
- Войновский-Кригер К.Г. Геологическое строение нижней части бассейна р. Б. Кожвы (левый приток р. Печоры). – Труды Сев. геол. упр., 1944б, вып. 11.
- Войновский-Кригер К.Г. Два комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала. – Сов. геология, 1945, сб. 6.
- Войновский-Кригер К.Г. К характеристике нижнепермских отложений бассейна р. Щугор (Печора). – Докл. АН СССР, 1946, т. 52, № 3.
- Войновский-Кригер К.Г. Кечь-Пельская свита пермских отложений на западном склоне Полярного Урала. – В кн.: Материалы второй геол. конф. Коми АССР, Сыктывкар, 1947.
- Войновский-Кригер К.Г. Ордовик Лемвинской фациально-структурной зоны (западный склон Полярного Урала). – Бюл. Моск. о-ва испытателей природы, отд. геол., 1960, т. 35, вып. 3.
- Войновский-Кригер К.Г. Силур Лемвинской фациально-структурной зоны (западный склон Приполярного Урала). – Бюл. Моск. о-ва испытателей природы, отд. геол., 1961, т. 36, вып. 3.
- Войновский-Кригер К.Г. Девонские отложения Лемвинской фациально-структурной зоны и прилежащих районов (западный склон Приполярного Урала). – Бюл. Моск. о-ва испытателей природы, отд. геол., 1962, т. 37, вып. 2.
- Войновский-Кригер К.Г. Каменноугольные отложения Лемвинской структурно-фациальной зоны. – Бюл. Моск. о-ва испытателей природы, отд. геол., 1963, т. 38, вып. 2.
- Войновский-Кригер К.Г. Распределение фаций палеозоя на периферии Лемвинской фациально-структурной зоны (Полярный Урал). – Труды Казахстан. политехн. ин-та, 1965, вып. 25.
- Войновский-Кригер К.Г. Очерк тектоники Лемвинской фациально-структурной зоны (западный склон Полярного Урала). Статья 2. – Бюл. Моск. о-ва испытателей природы, отд. геол., 1967, т. 42, вып. 3.

- Волков С.Н. Средний палеозой северной окраины Нижнетагильского синклинория. – Труды Геол. музея им. А.П. Карпинского, вып. IV, Изд-во АН СССР, 1960.
- Вологдин А.Г. К открытию остатков протерозойских водорослей на Дальнем Востоке и Урале. – Докл. АН СССР, 1967, т. 175, № 4.
- Воложанина П.П. Стратиграфия среднего и верхнего карбона Южного Тимана. – Труды ВНИГРИ, 1959, вып. 133.
- Вялухин Г.И. Вопросы стратиграфии юрских отложений восточного склона Приполярного Урала. – В кн.: Сб. по вопросам стратиграфии, № 11. Свердловск, изд. УФАН СССР, 1968.
- Гафаров Р.А. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы по данным региональных геофизических исследований. – Труды Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 85.
- Гессе В.Н. Новые данные по стратиграфии древних толщ Лемвинской структурно-фациальной зоны. – В кн.: Материалы по геологии и полезн. ископаемым Северо-Востока Европ. части СССР, 1962, вып. 2.
- Гецен В.Г. Региональный метаморфизм рифейских отложений полуострова Канин. – В кн.: Материалы III Коми республиканской молодежной конференции. Сыктывкар, 1969.
- Гецен В.Г. Строение фундамента Северного Тимана и полуострова Канин. Автореф. канд. дис. М., 1972.
- Глушко В.В. Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилежащих прогибов. М., "Недра", 1968.
- Голдин Б.А. Основные черты стратиграфии древних свит верхний рр. Вангыра и Большого Патока (Приполярный Урал). – Труды Ин-та геологии Коми ФАН СССР, 1962, вып. 2.
- Голдин Б.А., Давыдов В.П., Мизин В.И., Пучков В.Н., Тимонин Н.И., Тимонина Р.Г., Юшкин Н.П. Трапповые формации севера Урала и Приуралья. – Труды Ин-та геологии и геохимии УНЦ. Свердловск, 1972.
- Голдин Б.А., Пучков В.Н. Магматические формации и структуры байкалит Приполярного Урала. – Геотектоника, 1970, № 6.
- Голдин Б.А., Пучков В.Н. Формация щелочных базальтоидов Приполярного Урала и ее тектоническое положение. – Докл. АН СССР, 1974, т. 216, № 6.
- Голдин Б.А., Фишман М.В. Интрузивные комплексы центральной части Ляпинского антиклинория. Л., "Наука", 1967.
- Горский В.П. О возрасте складчатости Западного склона Приполярного Урала и Печорской депрессии. – В кн.: Геология и полезн. ископаемые Урала и Тургая. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1960.

- Горский В.П. К вопросу о корреляции пермских отложений Камского Приуралья и Печорского каменноугольного бассейна. – Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., 1961, т. 67.
- Горский В.П. Стратиграфия пермских отложений правобережья Средней Печоры. – Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., 1964, т. 119.
- Горский И.И. Древнекаменноугольные тектонические движения на Урале и их значение в формировании структуры Урала и его каменноугольных месторождений. – Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 4.
- Гофман Э. Северный Урал и береговой хребет Пай-Хой. Т. II. СПб., 1856.
- Дедеев В.А. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Щучинского синклиория (восточный склон Полярного Урала). Автореф. дис., Л., 1958.
- Дедеев В.А., Наливкин В.Д., Симоненко Т.Н., Соколов В.К., Шаблинский Н.В. Строение досреднеюрского фундамента Западно-Сибирской низменности в свете новых данных. – Сов. геология, 1962, № 7.
- Дедеев В.А. и др. Геология и перспективы нефтегазоносности северной части Тимано-Печорской области. – Труды ВНИГРИ, 1965, вып. 245.
- Добролюбова Т.А., Сошкина Е.Д. Общая геологическая карта Европейской части СССР (Северный Урал). Лист. 123. – Труды Ленингр. геол.-гидро-геодез. треста, 1935, вып. 8.
- Добротворская Л.В. Девонские отложения Печорской гряды и их нефтегазоносность. – Труды Всесоюз. нефт. науч.-исслед. развед. ин-та, 1959, вып. 133.
- Дорошко С.М., Куренков Н.Г. Основные черты тектоники и газонефтеносность пермских отложений северной части Предуральяского краевого прогиба. – В кн.: Проблемы нефтегазоносности Тимано-Печор. провинции. М., изд. ЦНИИНЕФТЕГАЗ, 1964.
- Дорошко С.М., Куренков Н.Г., Туманов П.А. Основные черты геологической истории, тектоника и перспективы нефтегазоносности северной части Предуральяского краевого прогиба. – В кн.: Тектоника, развитие и современная структура нефтегаз. обл. Вост.-Европ. (Русской) платформы. М., "Наука", 1965.
- Дуркина А.В. Фораминиферы нижнекаменноугольных отложений Тимано-Печорской провинции. – Труды ВНИГРИ, 1959, вып. 136.
- Дуркина А.В., Кузнецова Н.В. Нижний карбон Верхне-Печорского района и его нефтеносность. – В кн.: Геология нефти и газа Северо-Востока Европ. части СССР, вып. 1, 1964.

- Евсеев К.П., Кондаин А.Г., Корень Т.Н. Западный склон Урала (миогесинклинальная область). – В кн.: Стратиграфия СССР. Силурийск. система. М., "Недра", 1965.
- Елисеев А.И. Стратиграфия и литология каменноугольных отложений гряды Чернышева. М.–Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Елисеев А.И. К стратиграфии карбона Лемвинской зоны Полярного Урала. – Докл. АН СССР, 1968, т. 181, № 2.
- Елисеев А.И. О фациальной зональности территории Западного склона Приполярного и Полярного Урала в раннем карбоне. – Докл. АН СССР, 1969, т. 184, № 4.
- Еловников С.И. О характере структурного сочленения Русской платформы с северной частью Урала. – В кн.: Проблемы нефтегазоносности Тимано-Печор. провинции". М., изд. ЦНИИТЭНЕФТЕГАЗ, 1964.
- Енокян Н.В., Беляков Л.Н., Черных В.А. О выделении нижневизейских отложений на западном склоне Приполярного Урала. – В кн.: Материалы по геологии Востока Рус. платформы, вып. 2. Изд-во Казан. ун-та, 1967.
- Енцова Ф.И. Триасовые отложения бассейна р. Большой Сыни (южная часть Печорского угольного бассейна). – В кн.: Материалы по геологии и полезн. ископаемым Северо-Востока Европ. части СССР. Вып. 2, М., 1962.
- Енцова Ф.И., Калантар И.З. Триасовые отложения Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. – В кн.: Материалы по геологии Северо-Востока Рус. платформы. Вып. 1. Казань, 1966.
- Енцова Ф.И., Хайцер Л.Л. О триасовых отложениях в Печорском бассейне. – Докл. АН СССР, 1959, т. 129, № 4.
- Ермилов А.В. Новые данные по стратиграфии пермских отложений юго-западной части гряды Чернышева. – Труды ИГ КФАН СССР, 1962, вып. 2.
- Журавлев В.С. Байкальские складчатые сооружения северо-востока Европейской платформы. – В кн.: Тектоника байкал. и палеозойск. складчат. образований СССР. Тезисы докл. М., 1972.
- Журавлев В.С., Гафаров Р.А. Схема тектоники северо-востока Русской платформы. – Докл. АН СССР, 1959, т. 128, № 5.
- Журавлев В.С., Зарх В.П., Кушнарёва Т.И. Стратиграфическое положение и условия формирования досилурийских отложений осадочного чехла Печорской впадины. – Бюл. Моск. о-ва испытателей природы, отд. геол., 1967, вып. 6.
- Журавлев В.С., Осадчук С.И. Структурно-фациальная зональность рифейского складчатого фундамента Тимана. – Бюл. Моск. о-ва испытателей природы, отд. геол., 1960, т. 35, № 3.

- Журавлев В.С., Перфильев А.С., Херасков Н.П. Пространственные и временные соотношения между уралоидами и доуралоидами на восточном ограничении Русской платформы. – Бюл. Моск. о-ва испытателей природы, отд. геол., 1965, т. 40, вып. 5.
- Забродин В.Е. О расчленении миньярско-укских отложений Урала по микрофитолитам. – Докл. АН СССР, 1968а, т. 182, № 2.
- Забродин В.Е. Катаграфии группы *Vesicularites Reitlinger*, их диагностические признаки и методика изучения. – Труды ГИН, 1968б, вып. 188.
- Загороднов А.М. Тектоническое строение Урало-Пайхойской провинции (по аэромагнитным данным). – В кн.: Аэромагнит. съемка в геологии. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Зайцев Н.С. Области ранней каледонской складчатости. – В кн.: Тектоника Евразии. М., "Наука", 1966.
- Зайцев Н.С. Докембрийские складчатые комплексы палеозойд Казахстана. – В кн.: Тезисы докл. к совещ. по тектонике байкал. и палеозойск. складчат. систем. М., 1972.
- Залипухин М.И. Новые данные по геотектоническому районированию Тимано-Печорской депрессии (по аэромагнитным данным). – В кн.: Аэромагнит. съемка в геологии. М., 1963.
- Зоненшайн Л.П., Поликаров В.П., Уфлянд А.К. О структурах пограничных между платформами и геосинклинальными областями. – Геотектоника, 1966, № 5.
- Иванов С.Н., Перфильев А.С., Нечеухин В.М. и др. Палеозойская история Урала. – В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геол. истории Урала (Материалы к III Урал. петрогр. совещ.). Свердловск, 1974.
- Иванов А.В., Фотиева Н.Н., Осипова Р.П., Коновалова М.В. Стратиграфия и нефтегазоносность пермских отложений юго-восточной части Печорской депрессии и бассейна Верхней Печоры. – Труды ВНИГРИ, 1959, вып. 133.
- Ивенсен Ю.П. О возрасте магматических образований п-ва Канин и Северного Тимана. – Труды КФАН СССР, 1960, № 10.
- Ивенсен Ю.П. Магматизм Тимана и п-ва Канин. М.–Л., "Наука", 1964.
- Иорданский Н.Н. Новые данные по распространению нижнего силура в бассейне Верхней Печоры. – Изв. Ассоц. научн. исследований Ин-та при физ-мат. фак. 1-го Моск. гос. ун-та, 1928.

- Иорданский Н.Н. Девонские отложения бассейна Верхней Печоры. – Труды ВГРО, 1933, вып. 158.
- Калинин Е.П. Сравнительная петрохимическая и геохимическая характеристика гранитов и липаритовых порфиров западного склона Приполярного Урала. – В кн.: Труды VII геол. конф. Коми АССР. Т. II. Сыктывкар, 1972.
- Калинин Е.П., Пучков В.Н. Новые данные о геологии и редкометальной металлогении горных пород Урала в бассейне Верхней Печоры. – Труды ИГ КФАН СССР, 1968, вып. 9.
- Калинин Е.П., Пучков В.Н. Формационный анализ полихронного гранито-гнейсового комплекса (бассейн р. Хальмер-ю, Приполярный Урал). – В кн.: Материалы 3-й Урал. конф. молодых геологов и геофизиков. Свердловск, 1971.
- Калюжный В.А. Характеристика отложений ижма-омринского комплекса и связанные с ними проявления нефтегазоносности. – Труды ВНИГРИ, 1959, вып. 133.
- Камалетдинов М.А. Основные особенности тектоники западного склона Южного Урала. Автореф. докт. дис. М., 1972.
- Каретин Ю.С. Условия формирования и структурная позиция эффузивных формаций Тагильского погружения. – Сов. геология, 1969, № 2.
- Карпинский А.П. Очерк физико-географических условий Европейской России в минувшие геологические периоды. – Зап. Акад. наук, 1887, т. 55, прил. 8. (Собр. соч. Т. II. М.–Л., Изд-во АН СССР, 1939).
- Карпинский А.П. Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России. – Изв. Акад. наук, 1894, № 1 и сб. "Классики естествознания", 1919 (А.П. Карпинский, Собр. соч. Т. II. М.–Л., Изд-во АН СССР, 1939).
- Карпинский А.П. О происхождении накоплений плавикового шпата в отложениях московского яруса каменноугольной системы и о некоторых других геологических явлениях. – Изв. Акад. наук, 1915, сер. 6, т. 9, № 15. (Собр. соч. Т. II, М.–Л., Изд-во АН СССР, 1939).
- Карпинский А.П. Очерки геологического прошлого Европейской России (статьи 1883–1894 гг.). Пгр., изд-во "Природа", 1919а. (А.П. Карпинский, Собр. соч. Т. II. М.–Л., Изд-во АН СССР, 1939).
- Карпинский А.П. К тектонике Европейской России. – Изв. АН СССР, 1919б, сер. 6, т. 13, № 12–15. (А.П. Карпинский, Собр. соч. Т. II, М.–Л., Изд-во АН СССР, 1939).
- Келлер Б.М. Вендский комплекс Урала. – Сов. геология, 1966, № 5.
- Келлер Б.М. Верхний протерозой Русской платформы (рифей и венд). – В кн.: Очерки по регион. геологии, вып. 2. Изд-во МГУ, 1968.

- Келлер Б.М. и др. Стратиграфия. Палеонтология. 1967. – В кн.: Итоги науки, сер. геол. М., 1968.
- Кинг Ф. Геологическое развитие Северной Америки. М., Изд-во иностр. лит., 1961.
- Книппер А.Л. Особенности образования антиклиналей с серпентинитовыми ядрами (Севано-Акеринская зона Малого Кавказа). – Бюл. Моск. о-ва испытателей природы, отд. геол., 1965, т. 40, вып. 2.
- Князев С.А., Тарбаев Б.И. Новые данные по геологии гряды Чернышева. – В кн.: Материалы по геологии и полезн. ископаемым Северо-Востока Европ. части СССР, вып. 1. М., 1961.
- Кожина Т.К. Кефталыкская интрузия микропегматитового гранита и особенности ее металлогении (Приполярный Урал). – Труды ИГЕМ АН СССР, 1959, вып. 32.
- Кондаин А.Г. Силур южной части Печорского Урала. – В кн.: Материалы годич. сессии учен. совета по результатам работ 1959 г. Аннотир. докл. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1960.
- Кондаин А.Г. Структурно-фациальные особенности силурийско-раннедевонского этапа тектонического развития Севера Урала. – Труды ВСЕГЕИ, 1963, вып. 92.
- Кондаин А.Г. Предсреднедевонский разрыв на западном склоне Приполярного и Северного Урала. – В кн.: Материалы по геологии Урала. Л., 1964. (Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 119).
- Кондаин А.Г. Силурийские и нижнедевонские отложения Бельско-Елецкой фациальной зоны Урала. – Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., 1967, т. 114.
- Кондаин О.А. Рельеф поверхности и структура консолидированного фундамента севера Урала и прилежащих территорий. – Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., 1967, т. 114.
- Кондаин О.А., Кондаин А.Г. Стратиграфия и фации девонских отложений южной части Печорского Урала. – Материалы ВСЕГЕИ, нов. сер., 1960, вып. 28.
- Коновалова М.В., Сливкова Р.П. Новые данные по стратиграфии пермских отложений Тимано-Печорской провинции. – В кн.: Геология нефти и газа Северо-Востока Европ. части СССР. М., "Недра", 1964.
- Корень Т.Н. Силурийские граптолиты Полярного Урала и их стратиграфическое значение. Автореф. канд. дис. Л., 1964.
- Кремс А.Я. Природа и происхождение структур Южного Тимана и условия формирования залежей нефти. – В кн.: Материалы 3-й геол. конф. Коми АССР. Сыктывкар, 1948.
- Кремс А.Я., Вассерман Б.Я., Литвиненко Н.И. Вуктыльское газоконденсатное месторождение Коми АССР. – Геология нефти и газа, 1967, № 5.

- Кремс А.Я., Чернявский Г.В. Геологическое строение и нефтегазоносность северной части Предуральяского краевого прогиба. – Геология нефти и газа, 1963, № 2.
- Кропоткин П.Н. Явления сжатия и растяжения в земной коре и возможности их изучения. – В кн.: Проблемы тектонофизики. Труды I Всесоюз. тектонофиз. совещ. М., 1960.
- Кропоткин П.Н. От редактора. – В кн.: Строение и развитие земн. коры. М., "Наука", 1964.
- Кротов П.И. Артинский ярус. Геолого-палеонтологическая монография артинского песчаника. – Труды О-ва естествоиспытателей при Казан. ун-те, 1885, т. 1, вып. 5.
- Крылов И.Н. О значении строматолитов *Collenia buriatica* Masl. для стратиграфии позднедокембрийских отложений окраин Русской платформы. – В кн.: Стратиграфия позднего докембрия. Докл. сов. геологов на XXI сессии МГК. М., 1960.
- Кузнецов Ю.А., Яншин А.Л. Гранитоидный магматизм и тектоника. – Геология и геофизика, 1967, № 10.
- Кузнецова Н.В. История формирования структур краевой зоны Печорской впадины в связи с их нефтегазоносностью. – Нефтегаз. геология и геофизика, 1965, № 11.
- Кузькокова Н.Н. Стратиграфия нижнепермских отложений Средней Печоры. – Труды КФАН СССР, 1960, № 10.
- Кузькокова Н.Н. Фации и палеогеография нижней перми Средней Печоры. – Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, 1962, вып. 3.
- Кузькокова Н.Н. Нижнепермские отложения Северного Приуралья. – Труды VI геол. конф. Коми АССР. Сыктывкар, 1965.
- Кузькокова Н.Н., Михайлова З.П., Чермных В.А. К стратиграфии сакмарского яруса правобережья Средней Печоры. – В кн.: Фауна и флора палеозоя северо-востока Европ. части СССР. Л., "Наука", 1973.
- Куликов П.К. Фундамент Приуральской окраины Западно-Сибирского бассейна. – Сов. геология, 1969, № 2.
- Куликов П.К., Ростовцев И.И., Рудкевич М.Я., Туезов И.К. Схема тектонического районирования фундамента Западно-Сибирской плиты. Уральская позднегерцинская зона. – В кн.: Геология СССР. Т. 44, ч. 1. М., "Недра", 1964.
- Кушнарева Т.И. О нефтегазоносности Печорской гряды. – Докл. АН СССР, 1960, т. 135, № 1.
- Кушнарева Т.И. Доманиковые фации среднефранского бассейна Тимано-Печорской провинции. – Изв. вузов, Геология и разведка, 1963, № 3.

- Кушнарeвa Т.И. Особенности геологического развития Печорской впадины в девоне. – Геотектоника, 1967, № 1.
- Кушнарeвa Т.И., Журавлев В.С., Зарх В.П., Саар Д.А. К стратиграфии и тектонике фундамента Юго-Западного Притиманья. – Докл. АН СССР, 1965, т. 162, № 3.
- Кушнарeвa Т.И., Радыгин В.Р., Солопекина Г.В. Отложения нижнего силура Тимано-Печорской провинции. – Докл. АН СССР, 1966, т. 166, № 2.
- Кушнарeвa Т.И., Россин Я.Д. Новые данные о геологическом строении Печорской депрессии. – Докл. АН СССР, 1960, т. 133, № 4.
- Кэй М. Геосинклинали Северной Америки. М., Изд-во иностр. лит., 1955.
- Кэй М. Край континента в палеозое в центральных частях штата Невада, запад США. – В кн.: Труды МГК, XXI сессия, вып. 1. М., изд-во иностр. лит. 1963,
- Левченко В.А. О границе герцинской платформы в Тимано-Печорском нефтегазоносном бассейне. – Новости нефт. техники, сер. геол., 1958, № 11.
- Лидер В.А. Геология Северососьвинского бурогольного бассейна. М., "Недра", 1964. (Урал. геол. упр. Материалы по геологии и полезн. ископаемым, вып. 11).
- Лупанова Н.П., Маркин В.В. Зеленокаменные толщи Собско-Войкарского синклиория (Восточный склон Полярного Урала). – Труды Геол. музея АН СССР, 1964, вып. 12.
- Лучинин И.Л. Позднебайкальская гранит-липаритовая формация в северной части Центрально-Уральского поднятия. – В кн.: Вулкан. образования Урала. Свердловск, 1968.
- Львов К.А. О древних отложениях Урала, их возрасте и стратиграфии. – Сов. геология, 1957, № 55.
- Львов К.А. Стратиграфия протерозоя и нижнего палеозоя Приполярного и Полярного Урала. – Труды НИИГА, 1959, т. 105.
- Львов К.А. Урал и Пай-Хой. – В кн.: Кембрийск. система. М., "Недра", 1965.
- Люткевич Е.М. К тектонике Урало-Тиманского стыка. – Докл. АН СССР, 1948, т. XI, № 3.
- Македонов А.В. и др. История угленакопления в Печорском бассейне. М.–Л., "Наука", 1965.
- Македонов А.В., Погоревич В.В. Северная часть Предуральского краевого прогиба и хребет Пай-Хой. – В кн.: Стратиграфия СССР. Т. 9. Пермская система. М., "Недра", 1966.
- Малахов А.А. Геология Среднего Тимана и Западного Притиманья. – Труды Сев. геол. упр., 1940, вып. 6.

- Малашевский В.Н. Стратиграфия доордовикских метаморфических образований Приполярного Урала. – Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., 1967, т. 144.
- Малашевский В.Н., Попович Н.И. Структурно-фациальные зоны Приполярного и Полярного Урала в кембрийском периоде. – Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., 1961, т. 67.
- Мальков Б.А. Новые данные о возрасте досилурийских интрузивных комплексов Тимана и Канина. – Докл. АН СССР, 1966, т. 170, № 3.
- Мальков Б.А. Особенности базальтоидного магматизма Канино-Тиманского пояса. – Труды VII геол. конф. Коми АССР. Сыктывкар, 1972.
- Мальков Б.А., Пучков В.Н. Стратиграфия и структура метаморфических толщ полуострова Канин и Северного Тимана. – Труды ИГ КФАН СССР, вып. 4, Сыктывкар, 1963.
- Маркин В.В. Ордовик и силур западного склона Приполярного Урала. – Труды Геол. музея им. А.П. Карпинского, 1960, вып. 3.
- Матвиевская Н.Д. Основные черты строения южной и центральной частей Печорской впадины. – В кн.: Проблемы нефтегазоносности Тимано-Печор. провинции. М., изд. ЦНИИТЭНЕФТЕГАЗ, 1964.
- Матвиевская Н.Д. Тектоника Печорской впадины в связи с нефтегазоносностью. Автореф. канд. дис. М., 1966.
- Матвиевская Н.Д., Журавлев В.С. Печоро-Кожвинский вал. – Докл. АН СССР, 1965, т. 161, № 4.
- Мельников А.С. Вулканогенные и осадочные ордовик-нижнедевонские формации восточного склона Урала на примере Тагильского погружения. – В кн.: Второе Уральск. петрогр. совещ. Тезисы докл. Свердловск, 1966.
- Миклухо-Маклай А.Д., Пахло Я.Р. К вопросу о кембрийских отложениях Полярного и Приполярного Урала. – Докл. АН СССР, 1965, т. 162, № 4.
- Моисеенко Ф.С. О геологической природе гравитационных аномалий Улу-Тау, Бет-Пак-Далы и Ермень-тау (Восточный Казахстан). – Вестн. МГУ, сер. геол. и геофиз., 1960, вып. 1, № 6.
- Молдаванцев Ю.Е., Перфильев А.С., Херасков Н.П. Закономерности размещения магматизма и метаморфизма Севера Урала и связи с тектоническими структурами. – В кн.: Петрогр. провинции, изверж. и метаморф. горн. породы. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Монахов М.П. Схема развития структур платформенного чехла центральной части Печорской провинции. – Геология нефти и газа, 1965, № 9.

- Морковкина В.Ф. Явления гибридности и ассимиляции в породах габбро-перидотитовой формации Приполярного Урала. – Труды ИГ АН СССР, 1955, вып. 159.
- Морковкина В.Ф. Габбро-перидотитовая формация Урала. М., "Наука", 1967.
- Моссаковский А.А. Орогенный этап развития геосинклинальных областей и некоторые проблемы субсеквентного магматизма. – В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., "Наука", 1969.
- Муравьев И.С. Стратиграфия и фациальное строение верхнепермских отложений в бассейне среднего течения р. Печоры. – Докл. АН СССР, 1961, т. 136, № 2.
- Муравьев И.С. Об Усинском ярусе Печорского Приуралья. – Учен. зап. КГУ им. В.И. Ульянова-Ленина, 1963, т. 129, кн. 5.
- Муравьев И.С. Триас Печорского Приуралья (стратиграфия, фашии и корреляции с разрезами триаса некоторых районов СССР). – В кн.: Материалы по геологии Востока Рус. платформы, Вып. 1. Казань, 1966.
- Муравьев И.С. Карбон Печорского Приуралья. Изд-во Казан. ун-та, 1968.
- Муравьев И.С., Коновалова М.В., Сливкова Р.П., Музафаров К.Х., Шафран Е.Б. Пермские отложения Печоргородской зоны поднятий. – В кн.: Материалы по геологии Востока Рус. платформы, 1967, вып. 2.
- Муратов М.В., Хаин В.Е. Геосинклинальные пояса, орогенные и складчатые пояса их соотношение во времени и пространстве. – В кн.: Ороген. пояса. М., "Наука", 1968.
- Нейбург М.Ф. Палеоботаническое обоснование триасовых угленосных отложений Печорского бассейна. – Докл. АН СССР, 1959, т. 127, № 3.
- Обручев С.В. Некоторые замечания об определении абсолютного возраста геологических объектов. – В кн.: Абс. возраст докембрийск. пород СССР. М.–Л., "Наука", 1965. (XXII МГК, докл. сов. геологов).
- Овчинников Л.Н., Дунаев В.А., Краснобаев А.А. Материалы к абсолютной геохронологии Урала. – В кн.: Абс. возраст геол. формаций. М., "Наука", 1964. (XXII МГК, докл. сов. геологов).
- Овчинников Н.Ф. Категория структуры в науках о природе. – В кн.: Структура и формы материи. М., "Наука", 1967.
- Огаринов И.С., Хатьянов Ф.И. К вопросу о восточной границе складчатого основания Русской платформы и ее тектонической связи с уральской герцинской складчатой областью. – Докл. АН СССР, 1962, т. 143, № 3.

- Оффман П.Е. Происхождение Тимана. – Труды ГИН АН СССР, 1961, вып. 58.
- Павлова Т.Г. К вопросу о генезисе гранито-гнейсовых куполов. – Геотектоника, 1967, № 3.
- Павловский Е.В. Зоны перикратонных опусканий – платформенные структуры первого порядка. – Изв. АН СССР, сер. геол., 1959, № 12.
- Пахомов И.В. К истории угленакопления на западном склоне Северного Урала. – Науч. труды Перм. политехн. ин-та, 1966, сб. XXIII.
- Пейве А.В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. – Изв. АН СССР, сер. геол., 1945, № 5.
- Перфильев А.С. Особенности тектоники севера Урала. – Труды Геол. ин-та АН СССР, 1968, вып. 182.
- Перфильев А.С., Херасков Н.П. Урал. – В кн.: Тектоника Европы. (Объяснит. зап. к междунар. тектон. карте Европы масштаба 1 : 2 500 000). М., 1963.
- Першина А.И. Стратиграфия и палеогеография девонских отложений правобережья Средней Печоры и южной части гряды Чернышева. М.–Л., Изд-во АН СССР, 1960.
- Першина А.И. Силурийские и девонские отложения гряды Чернышева. М.–Л., Изд-во АН СССР, 1962а.
- Першина А.И. Пограничные слои ордовика и силура на Печорском Урале. – Труды ИГ Коми ФАН СССР, 1962б. вып. 3.
- Першина А.И. Силурийские и девонские отложения западного склона Севера Урала. – В кн.: Палеозойск. отложения Сев. Приуралья. М.–Л., "Наука", 1966.
- Першина А.И., Филиппова Л.И. Силур и нижний девон Тимано-Печорской провинции. – Докл. АН СССР, 1971, т. 119, № 5.
- Першина А.И., Цыганко В.С. Биостратиграфия и корреляция отложений верхнего силура, нижнего и среднего девона Севера Урала. Реф. докл. к III Междунар. симпозиуму по границе силура и девона и стратиграфии нижн. и средн. девона. Л., 1968.
- Першина А.И., Цыганко В.С., Щербаков Э.С., Боринцева Н.А. Биостратиграфия силурийских и девонских отложений Печорского Урала. Л., "Наука", 1972.
- Полетаев Б.Д., Курбатова Н.С., Розенберг В.Н., Шатерникова Т.А. Геологическое строение Печорского угольного бассейна по геофизическим данным. – Изв. вузов, Геология и разведка, 1966, № 12.
- Полетаев Б.Д., Розенберг В.Н., Яцук В.И. Новые данные о структуре северо-восточного окончания Русской платформы. – Геотектоника, 1968, № 5.

- Пронин А.А. Основные черты тектонического развития Урала. Герцинский цикл. М., "Наука", 1965.
- Пронин А.А. Основные черты тектонического развития Урала. Каледонский цикл. Л., "Наука", 1971.
- Пучков В.Н. Происхождение рифтовых морей. – Изв. АН СССР, сер. геол., 1964, № 3.
- Пучков В.Н. О характере контактов гранитоидного массива Мань-Хамбо с окружающими метаморфическими породами. – Труды ИГ КФАН СССР, 1968а, вып. 8.
- Пучков В.Н. Рифтогенез и геосинклинали. – Труды VI совещ. по проблемам планетологии. Л., 1968б.
- Пучков В.Н. Морфология краевых складчатых структур Приполярного Урала. – Труды ИГ Коми филиала АН СССР, вып. 14, 1971.
- Пучков В.Н. Основные черты стратиграфии и тектоники палеозоя лемвинского типа в бассейне Верхней Печоры. – В кн.: Ежегодник–1972 Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, Сыктывкар, 1973а.
- Пучков В.Н. О палеотектонической природе Лемвинской зоны Приполярного Урала. – Геотектоника, 1973б, № 6.
- Пучков В.Н. Рифтогенные окраины континентов и их реликты в палеозоидах Лавразии. – В кн.: Науч. докл., вып. 9. Сыктывкар, 1974. (Коми филиал АН СССР).
- Пучков В.Н., Раабен М.Е. Байкальская моласса на севере Урала. – Докл. АН СССР, 1972, т. 254, № 3.
- Пучков В.Н., Тимонин Н.И. Некоторые черты тектоники Приполярного Урала и гряды Чернышева, отражающиеся на аэрофотоснимках. – Труды ИГ КФ АН СССР, 1968, вып. 8.
- Пучков В.Н., Тимонин Н.И. Особенности тектоники Косью-Роговской впадины Предуральяского краевого прогиба. – В кн.: Материалы III Коми республ. молодежн. конф. Сыктывкар, 1969.
- Пучков В.Н., Тимонин Н.И. К истории тектонического развития севера Урала и Приуралья в пермский период. – В кн.: Вопр. геологии и магматизма Урала. Свердловск, 1970.
- Пушаровский Ю.М. Краевые прогибы, их тектоническое значение и развитие. – Труды ИГ АН СССР, 1959, вып. 28.
- Пушаровский Ю.М. Резонансно-тектонические структуры. – Геотектоника, 1970, № 1.
- Раабен М.Е. Стратиграфия древних свит Полярного Урала и тектоническое строение северной оконечности Приполярного Урала. – Труды ИГ АН СССР, 1959, вып. 35.
- Разницын В.А. Каменноугольные отложения Тимано-Печорской провинции. – В кн.: Материалы по геологии газоносн. р-нов СССР. М., Госгеолтехиздат, 1958.

- Разницын В.А. О тектонике Тимана. – Труды КФАН СССР, 1960, № 10.
- Разницын В.А. Ижма-омринский комплекс Тимана. – Геология нефти и газа, 1962а, № 8.
- Разницын В.А. Древние этапы развития и структурные связи Тимана. – Изв. вузов, Геология и разведка, 1962б, № 11.
- Разницын В.А. Тектоника Южного Тимана. М., "Наука", 1964.
- Разницын В.А. Тектоника и перспективы нефтегазоносности северо-востока Европейской части СССР. – Труды VI геол. конф. Коми АССР. Сыктывкар, 1965.
- Разницын В.А. О некоторых особенностях мезозойских отложений Тимана и Пригиманья. – В кн.: Палеозойск. отложения Сев. Приуралья. М.–Л., "Наука", 1966.
- Разницын В.А. Тектоника Среднего Тимана. Л., "Наука", 1968.
- Разницын В.А. О связи Урала с Русской платформой в Тимано-Печорской области. – Геология и разведка, 1969, № 8.
- Ротай А.П. Некоторые итоги работ по правобережью р. Косью. – Материалы I геол. конф. Коми АССР. Сыктывкар, 1944.
- Сердюченко Д.П. Граниты Южного Тимана и их акцессорные минералы. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Симаков Г.В. Интрузивные породы района верхнего течения р. Печоры (Северный Урал). – Труды VII геол. конф. Коми АССР, Сыктывкар, 1972.
- Симоненко Т.Н., Толстихина М.М. К вопросу о сочленении Урала и Русской платформы. – Труды ВСЕГЕИ, 1963, т. 85.
- Сирин Н.А. Геолого-петрографическое исследование Приполярного Урала. – Труды ИГН АН СССР, 1945, вып. 12, петрогр. сер. (№ 22).
- Сирин Н.А., Львов К.А., Волков С.Н., Дик Н.Е. Мелкомасштабная геологическая карта СССР. Объяснит. зап. к листу Q-41 (Усть-Воркута). Урал. геол. упр., 1945.
- Сирин Н.И. Магматизм и металлогения Приполярного и Полярного Урала. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Соболев И.Д. Основные черты глубинного строения Урала. – В кн.: Глубин. строение Урала. М., "Наука", 1968. (Труды I Урал. сессии науч. совета по комплексн. исследованиям коры и верхн. мантии).
- Солнцев О.А., Кушнарёва Т.И. Тимано-Печорская провинция. – В кн.: Очерки по геологии СССР, Т. 2. Л., изд. ВНИГРИ, 1957.
- Солнцев О.А., Литвиненко Н.И. Печоргородская зона – новый перспективный газоносный район Тимано-Печорской провинции. – В кн.: Геология нефти и газа Северо-Востока Европ. части СССР. Вып. 1. М., "Недра", 1964.

- Сорокин В.А. Тектоника и перспективы нефтегазоносности бассейна среднего течения р. Печоры. – Труды ВНИГРИ, 1964, вып. 237.
- Сорокин В.А., Храмова С.Н. Новые данные по геологии Средней Печоры. – Бюл. Моск. о-ва испытателей природы, отд. геол., 1967, т. 42, вып. 1.
- Сошкина Е.Д. Геологическое строение левобережья Печоры в районе рр. Большой и Малой Кожвы и точильной горы на р. Соплясе. – Труды Ассоц. науч.-исслед. ин-та, отд. геол., 1930, т. 3, вып. 1.
- Страхов Н.М. Доманиковая фация Южного Урала. – Труды Ин-та геол. наук, 1939, вып. 16, геол. сер., № 6.
- Страхов Н.М. Основы исторической геологии. Ч. 1–2. М.–Л., Госгеолиздат, 1948.
- Султанаев А.А. Особенности развития Западно-Уральского пекрикатона в раннекаменноугольную эпоху. – В кн.: Совещ. по проблеме "Прогибы". Л., 1966.
- Султанаев А.А. Зона простирания Среднепечорской флексуры – одно из важнейших направлений для поисков нефти и газа в Тимано-Печорской области. – Геология нефти и газа, 1967, № 1.
- Тетяев М.М. К тектонике Арктики. – В кн.: Геология и полезн. ископаемые севера СССР. Л., 1935. Труды I геол.-разведочн. конф. ГСМП. Т. 1. Геология.
- Тетяев М.М. Геотектоника СССР, М.–Л., ГОНТИ НКТП СССР, 1938.
- Тимонин Н.И. Тектоника гряды Чернышева. Автореф. канд. дис. Сыктывкар. 1971.
- Тихий В.Н. и др. Волго-Уральская нефтеносная область. Девонские отложения. – Труды ВНИГРИ, 1957, вып. 106.
- Трипольский Н.Д. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Войской площади. – В кн.: Тезисы пятой Коми республ. молодежн. конф. Сыктывкар, 1972.
- Тужикова В.И. Стратиграфическое положение базальтов гряды Чернышева. – В кн.: Триас межгорных впадин Урала. Свердловск, 1968.
- Туманов П.А. Древнейшие отложения осадочного чехла Тимано-Печорской газонефтеносной области. – Труды МИНХ и ГП им. И.М. Губкина, 1959, вып. 25.
- Туманов П.А. Тектоника Печорской синеклизы и некоторые вопросы размещения в ней залежей нефти и газа. – В кн.: Тектоника и размещение нефтегаз. месторождений востока Рус. платформы. М., "Наука", 1968.
- Туманов П.А. Тектоника и нефтегазоносность северной части Предуральяского краевого прогиба. М., "Наука", 1969.

- Уемов А.И. О диалектико-материалистическом понимании связей между явлениями. – Науч. докл. высш. школы. Философские науки, 1958, № 1.
- Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала. Отв. ред. Ходалевиц Л., изд. ВСЕГЕИ, 1968.
- Устрицкий В.И. О фациальной зональности среднепалеозойских отложений Пай-Хоя и северной части Полярного Урала. – Труды НИИГА, 1961, т. 123.
- Федоров Е.С. Геологические исследования в Северном Урале в 1887–1889 гг. – Горн. журн., 1896, 1897, 1898.
- Фишман М.В. Геологическое строение хребта Сабли (Приполярный Урал). Сыктывкар, 1956.
- Фишман М.В. Стратиграфия метаморфической толщи южной части Приполярного Урала. – В кн.: Сб. трудов по геологии и палеонтологии. Сыктывкар, 1960.
- Фишман М.В. Новые данные о возрасте гранитоидной формации Урала. – Докл. АН СССР, 1962, т. 145, № 2.
- Фишман М.В. Гранитоиды Приосевой зоны Приполярного Урала в связи с проблемой эволюции магматизма подвижных поясов земной коры. Сыктывкар, 1971.
- Фишман М.В., Голдин Б.А. Альбитизированные и грейзенизированные гранитоиды Центральной части Приполярного Урала. – Труды ИГ КФАН СССР, 1962, вып. 3.
- Фишман М.В., Голдин Б.А. Гранитоиды Центральной части Приполярного Урала. М.–Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Хаин В.Е. Общая геотектоника. М., "Недра", 1964.
- Хайцер Л.Л. Новые данные о возрасте базальтов гряды Чернышева и северо-восточных районов Печорского бассейна. – Изв. АН СССР, сер. геол., 1959, № 12.
- Халевин Н.И. Строение Урала в свете геофизических данных. – Сов. геология, 1960, № 12.
- Халевин Н.И., Дружинин В.С., Рыбалко В.М., Незаленова Э.А., Чудакова Л.Н. О результатах глубинного сейсмологического зондирования земной коры на Среднем Урале. – Изв. АН СССР, сер. "Физика Земли", 1966, № 4.
- Хатьянов Ф.И. Расчленение Уральской складчатой области на платформенную и геосинклинальную зоны в свете геофизических данных. – Докл. АН СССР, 1963, т. 150, № 5.
- Херасков Н.П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. – Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 91.
- Херасков Н.П. Тектоника и формации. Изб. труды. М., "Наука", 1967.
- Херасков Н.П., Перфильев А.С. Основные особенности геосинклинальных структур Урала. – Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 92.

- Хурсик В.З. О возможности обнаружения нефтеносных рифовых массивов в Пермском Приуралье. – Докл. АН СССР, 1965, т. 164, № 4.
- Цзю З.И. Основные черты тектонического развития Тимано-Печорской провинции. – В кн.: Геология нефти и газа северо-востока Европ. части СССР. Вып. 1. М., "Недра", 1964.
- Чалышев В.И., Варюхина Л.М. Татарские и триасовые отложения Печорского бассейна и возраст складчатости севера Предуральяского прогиба. – Труды НИИГА, 1960, т. 114.
- Чалышев В.И., Варюхина Л.М. Биостратиграфия триаса Печорской области. М.–Л., "Недра", 1966.
- Чалышев В.И., Варюхина Л.М. Биостратиграфия верхней перми северо-востока Европейской части СССР. Л., "Наука", 1968.
- Чалышев В.И., Варюхина Л.М., Молин В.А. Граница перми и триаса в красноцветных отложениях Северного Приуралья. М.–Л., "Наука", 1965.
- Чалышев В.И., Данилов А.И. Конгломераты верхней перми и нижнего триаса р. Большой Сыни в Северном Приуралье. – Труды ИГ КФАН СССР, 1964, вып. 4.
- Чермных В.А. Детальная стратиграфия отложений визейского яруса бассейна р. Б. Шайтановки на Северном Урале. – Докл. АН СССР, 1960, т. 132, № 6.
- Чермных В.А. Сопоставление разрезов каменноугольных отложений Тимано-Уральской области. – Труды НИИГА, 1962, т. 130, вып. 19.
- Чермных В.А. К палеогеографии раннекаменноугольной эпохи севера Урала. – В кн.: Палеозойск. отложения Сев. Приуралья. М.–Л., "Наука", 1966.
- Чермных В.А. Выделение нортнической свиты на Приполярном Урале. – Изв. КФ ВГО, 1967, т. 2, № 11.
- Чермных В.А., Есева В.И., Михайлова З.П. К стратиграфии среднего карбона западного склона Северного Урала. – Докл. АН СССР, 1966, т. 170, № 4.
- Чермных В.А., Кузькокова Н.Н. О предассельском размыве в северном Приуралье. – Докл. АН СССР, 1965, т. 165, № 4.
- Чермных В.А., Кузькокова Н.Н., Михайлова З.П. О следах размыва отложений швагеринового горизонта на р. Б. Патоке. – Труды ИГ КФАН, 1965, вып. 5.
- Чернов А.А. Угленосные районы бассейна р. Косью в Печорском крае по исследованиям 1924 г. – В кн.: Материалы по общ. и прикл. геологии. Вып. 119. Изд-во Геол. ком., 1925.
- Чернов А.А. Стратиграфия и тектоника угленосного района р. Адзвы в Печорском крае по исследованиям 1929 г. –

- Изв. Всесоюз. геол.-развед. объединения, 1932, т. 51, вып. 70.
- Чернов А.А., Варсановьева В.А. и др. Производительные силы Коми АССР. Т. 1. Геологическое строение и полезные ископаемые. Изд-во АН СССР, 1953.
- Чернов А.А., Чернов Г.А. Геологическое строение бассейна р. Косью в Печорском крае. М., Изд-во АН СССР, 1940.
- Чернов Г.А. Нижний карбон Печорской гряды. – В кн.: Сб. трудов по геологии и палеонтологии. Сыктывкар, 1960.
- Чернов Г.А. Взаимоотношения ордовика с рифеем в Вангырском районе Приполярного Урала. – Труды ИГ КФАН СССР, 1962, вып. 3.
- Чернов Г.А. О тектонике Вангырского района Западного склона Приполярного Урала. – Бюл. Моск. о-ва испытателей природы, отд. геол., 1964, т. 39, вып. 6.
- Чернов Г.А. Из истории открытия Печорского угольного бассейна. Сыктывкар, 1968.
- Чернышев Ф.Н. Орографический очерк Тимана. – Труды Геол. ком., 1915, т. 12, № 1.
- Чехович В.Д. Биостратиграфическое расчленение силура Приполярного Урала по табулятам. – В кн.: Табулятоморфн. кораллы ордовика и силура СССР. М., "Наука", 1965. (Труды I Всесоюз. симпозиума по изучению ископаем. кораллов, вып. 1).
- Чочиа Н.Г. Геологическое строение Колво-Вишерского края. – Труды ВНИГРИ, нов. сер., 1955, вып. 91.
- Чочиа Н.Г. Тектоника северной половины Западно-Сибирской низменности. – В кн.: Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М., "Наука", 1965.
- Чурилин Н.С. Базальт-трахитовая формация Тагильского погружения на Урале. – В кн.: Второе Урал. петрогр. совещ. Тезисы докл. Свердловск, 1966.
- Шальных В.С. Стратиграфия доордовикских толщ бассейна р. Хобю на восточном склоне Приполярного Урала. – В кн.: Сб. по вопросам стратиграфии, № 12. Свердловск, 1969. (Труды Ин-та геологии и геофизики Урал. филиала АН СССР).
- Шатский Н.С. К вопросу о возрасте складчатого основания Русской платформы». – Сов. геология, 1940, № 10.
- Шатский Н.С. О сравнительной тектонике Северной Америки и Восточной Европы. – Изв. АН СССР, сер. геол., 1945, № 4.
- Шатский Н.С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. – Изв. АН СССР, 1946а, № 1.
- Шатский Н.С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. –

- В кн.: Материалы к познанию геол. строения СССР, нов. сер., вып. 2. Изд-во МОИП, 1946б.
- Шатский Н.С. Большой Донбасс и система Вичита. Сравнительная тектоника древних платформ. Ст. 2. – Изв. АН СССР, сер. геол., 1946в, № 6.
- Шатский Н.С. О структурных связях платформ со складчатыми областями. – Изв. АН СССР, сер. геол., 1947, № 5.
- Шатский Н.С. Предисл. к пер. кн. М. Кей. Геосинклинали Северной Америки. М., Изд-во иностр. лит., 1955.
- Шатский Н.С. Об отношении кембрия к протерозою и о байкальской складчатости. – В кн.: Изб. труды. Т. 1, 1963а.
- Шатский Н.С. Принципы стратиграфии позднего докембрия и объем рифейской группы. – В кн.: Изб. труды. Т. 1, 1963б.
- Шатский Н.С. О прогибах донецкого типа. – В кн.: Н.С. Шатский. Избр. труды. М., "Наука", 1964.
- Шейнман Ю.М. Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли. – Труды ВНИИ, геология, вып. 49. Магадан, 1959.
- Шмелев Н.В. Новые данные по стратиграфии угленосных отложений северо-восточной части Печорского бассейна. – Материалы 2 геол. конф. Коми АССР. Сыктывкар, 1947.
- Шоmysов Н.М. Стратиграфия и условия образования верхнепермских отложений территории Печоро-Илычского государственного заповедника. – Труды МОИП, отд. геол., 1951, т. 1.
- Шоу Е.В. Канадские Скалистые горы, их положение во времени и в пространстве. – В кн.: Кордильеры Америки. М., "Мир", 1967.
- Штейнберг Д.С. О специфике магматизма западного склона Урала. – В кн.: Вулкан. образования Урала. Свердловск, 1968.
- Штейнберг Д.С., Булыкин Л.Д., Ефимов А.А., Малыхов И.А., Фоминых В.Г. Проблемы генезиса ультраабзитов Урала. – В кн.: Глубин. строение Урала. М., "Наука", 1968.
- Штейнберг Д.С., Соболев И.Д. Типы магматических ассоциаций как показатели глубинного строения отдельных зон Урала. – В кн.: Глубин. строение Урала. М., "Наука", 1968.
- Штилле Г. Современные деформации земной коры в свете изучения деформаций, происходивших в более ранние эпохи. – В кн.: Земная кора. М., Изд-во иностр. лит., 1957.
- Штилле Г. Распределение ассинтской складчатости. – В кн.: Г. Штилле. Избр. труды. М., "Мир", 1964.
- Щербаков О.А., Пахомов И.В., Шаронов Л.В., Юнусов М.А., Чувашов В.И., Софроницкий П.А. Палеотектоника и фации позднего девона и раннего карбона Западного склона Среднего и Южного Урала и Приуралья. – Литология и полезн. ископаемые, 1966, № 2.

- Эйно́р О.Л. Тектоника Печорского угленосного бассейна. – Сов. геология, 1945, № 7.
- Эйно́р О.Л. К стратиграфии карбона гряды Чернышева. – Докл. АН СССР, сер. геол., 1948, т. 61, № 1.
- Эйно́р О.Л. Корреляция и возраст основных разрезов палеозоя Печоро-Кузнецкой угленосной области. – Сов. геология, 1958, № 1.
- Эйриш Л.В. Куполовидные структуры в Монголо-Охотской складчатой области. – Геотектоника, 1968, № 2.
- Юдин В.С., Буров Б.В. О новых выходах изверженных горных пород в пределах Тимаизского поднятия. – Учен. зап. Казан. гос. ун-та. 1964, т. 124, кн. 10.
- Юдович Я.Э., Пучков В.Н., Галкин А.И., Щербаков Э.С., Кетрис М.И., Корычева А.А., Фефилова Л.В. Предварительные результаты изучения геохимии палеозойских отложений бассейна р. Щугор (Приполярный Урал). – Труды VII геол. конф. Коми АССР. Сыктывкар, 1972.
- Юдович Я.Э., Чермных В.А., Пучков В.Н. Геохимические особенности нижнекаменноугольных отложений Усть-Войского месторождения точильного камня. – Труды ИГ КФАН СССР, вып. 12. Сыктывкар, 1974.
- Яншин А.Л. О распространении триасовых отложений на Урале и возрасте уральских надвигов. – Изв. АН СССР, 1936, № 4.
- Яншин А.Л. Общие особенности строения и развития молодых платформ. – В кн.: Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М., "Наука", 1965.
- Ярош А.Я. Граница складчатого основания Русской платформы и его структурные связи с Уральской геосинклиналью и Тиманом. – Труды Свердлов. горн. ин-та, 1966, вып. 47.
- Ярош А.Я. Строение кристаллического фундамента восточных районов Русской платформы и его структурные связи с Уралом. – В кн.: Глубин. строение Урала. М., "Наука", 1968.
- Bateman P.C. Geology and tungsten mineralisation of the Bishop District, California. – Geol. Surv. Prof. Pap., vol. 470. Washington, 1965.
- Bateman P.C., Hebert N.K., Moore J.G., Rinehart C.D. The Sierra Nevada batholith – a synthesis of recent work across the central part. – U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1963, vol. 414-D.
- Compton R.R. Trondjemite batholith near Bidwell Bar, California. – Geol. Soc. Amer. Bull., 1955, vol. 66, N 1.

- Dietz R.S., Holden J.C. Miogeoclines (miogeosynclines) in space and time. – Journ. Geol., 1966, vol. 74, N 5, pt. 1.
- Duparc L., Pearce F. Communication preliminaire sur les résultats de l'expédition géologique faite en 1905 dans le bassin supérieur de la Wiche-ra. Genève, 1906. Extr. des Archives des Sciences physiques et naturelles, 4-me période, 1906, t. 21.
- Eskola P.E. The problem of mantled gneiss domes. – Quart. Journ. Geol. Soc. Lond., 1949, vol. 104, pt. 4, N 116.
- Hamilton W., Myers W.B. The nature of batholiths. – U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1967, vol. 554-C.
- Härme M. Structure and stratigraphy of the Mustio area, southern Finland. – Bull. Comm. geol. Finlande, 1964, N 166.
- Kay M. On geosynclinal nomenclature. – Geol. Mag., 1967, vol. 104, N 4.
- Kay M., Grawford J.P. Paleozoic facies from the myogeosynclinal to the eugeosynclinal belt in thrust slices, central Nevada. – Geol. Soc. Amer. Bull., 1964, vol. 75, p. 425–454.
- Keyserling A., Krusenstern R. Wissenschaftliche Beobachtungen auf einer Reise in das Petchoraland im Jahre 1843. St. Petersburg, 1846.
- Kranck E.H. On the folding movements in the zone of the basement. – Geol. Rdsch., 1959, vol. 46.
- Milovanovič E.B., Karamata S. Über den Diapirismus serpentinischer Massen (Jugoslavia). – Rep. XXI sess. IGC, 1960, pt. 18.
- Murchison R., Verneuil E., Keyserling A. The geology of Russia and Ural Mountains. V. I. Geology, London, Paris, 1845.
- Noble J.A. Evaluation of criteria for the forcible intrusion of magma. – Journ. Geol., 1952, vol. 60, N 1.
- Reesor J.E. Structural evolution and plutonism in Valhalla gneiss complex, British Columbia. – Bull. Geol. Surv. Canada, 1965, N 129.
- Roever W.P. Sind die alpinotypen Peridotmassen vielleicht tektonisch verfrachtete Bruchstücke der Peridotchale. – Geol. Rdsch., 1957, vol. 46/1.

- Rost F. Probleme ultrabasisches Gesteine und ihrer Lagerstätten. Freiberg. Forschungshefte, 1959, Bd. C-58.
- Simonen A. Pre-quaternary rocks in Finland. – Bull. Com. geol. Finlande, N 191, 1960.
- Suess E. – La face de la Terre, vol. 3, pt. 1. Paris, 1912.
- Wegmann C.E. Über Diapirismus (besonders im Grundgebirge). – Bull. Com. geol. Finlande, N 92, III, S. 58–76. Helsinki, 1930.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие	3
Глава I. История изучения структурных связей складчатой области севера Урала и смежной части Русской платформы	5
Глава II. Современный структурный план региона	14
Глава III. Стратиграфия	20
Протерозой	20
Приполярный и Северный Урал в пределах вулканической зоны байкалид (20) – Рифей Сланцевой зоны байкалид (33)	
Палеозой и нижний мезозой	35
Ордовикская система (36) – Силурийская система (40) – Девонская система (41) – Каменноугольная система (45) – Пермская система (51) – Триасовая система (56)	
Глава IV. Интрузивные комплексы	57
Байкальский тектоно-магматический цикл	57
Каледоно-герцинский тектоно-магматический цикл развития Уральской геосинклинали	63
Глава V. Морфология структур	69
Байкалиды	71
Урал (71) – Западная структурная зона Урала и смежная часть Русской платформы (77) – Соотношение байкальского и каледоно-герцинского структурных этажей (87)	
Герциниды и их платформенные аналоги	90
Русская платформа	90
Восточная часть Печорско-Ижемской впадины (90) – Печоро-Кожвинский вал и Среднепечорское поднятие (92) – Денисовская впадина (96)	

Предуральский краевой прогиб	97
Верхнепечорская впадина (100) – Большо- сыннинская впадина (103) – Косью-Рогов- ская впадина (105)	
Мегантиклинорий Приполярного и Северного Урала	109
Западная структурная зона Урала и анти- клинорий Чернышева (110) – Осевая зона Урала (115) – Главный уральский глубин- ный разлом (121) – Восточная структурная зона Урала (124)	
Соотношение байкальского и герцинского струк- турных планов	127
Глава VI. История геологического развития региона	131
Байкальский цикл развития	131
Каледоно-герцинский цикл развития	134
Глава VII. Структурные связи Приполярного Урала и смежной части Русской платформы	167
Латеральные ряды древних разновозрастных структур и их структурные связи	168
Генетические ряды и генетические связи струк- тур	172
Заключение	174
Литература	178