

ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ /ВСЕГЕИ/

МАТЕРИАЛЫ
ПО ГЕОЛОГИИ
ЕВРОПЕЙСКОЙ
ТЕРРИТОРИИ
СССР

ГОСГЕОЛТЕХИЗДАТ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Статьи, помещаемые в сборнике, касаются большого круга вопросов стратиграфии, тектоники и истории развития отдельных районов Европейской территории СССР, в том числе таких важных в научном и народнохозяйственном отношении, как Донецкий бассейн, Днепровско-Донецкая впадина, Центральное Предкавказье и др.

Большинство статей является результатом многолетних работ и обобщает данные не только научных исследований, но также опорного и разведочного бурения. В них содержится много нового и важного фактического материала.

Некоторые статьи затрагивают вопросы, которые уже многократно освещались в литературе, например вопрос о происхождении Донецкого бассейна, о возрасте эффузивов Центрального Кавказа и гранитов Главного Кавказского хребта и др. Однако поскольку авторами статей излагаются новые точки зрения, а вопросы сами по себе являются дискуссионными, статьи представляют интерес.

Значительное количество статей посвящено вопросам истории развития отдельных районов Европейской территории и является результатом работ по теме «История развития Русской платформы и сопредельных впадин», которая проводится во ВСЕГЕИ в последние годы.

**НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ЭФФУЗИВОВ
ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА (ЭЛЬБРУС, ЧЕГЕМ-НАЛЬЧИК,
КАЗБЕК), ЛАККОЛИТОВ ПЯТИГОРЬЯ И
«ГРАНИТОВ ГЛАВНОГО ХРЕБТА»**

Вопрос о возрасте комплексов магматических пород указанных районов имеет большое научное и практическое (в отношении металлогении) значение. Свыше 40 лет тому назад на основании работ В. П. Ренгартена в Нальчикском районе для эффузивов был установлен верхнетретичный — четвертичный возраст (акчагыл — апшерон и моложе), никем из геологов, петрографов и геоморфологов до сих пор не оспаривавшийся. На основании главным образом этих данных обосновывали нижнечетвертичную металлогению Центрального Кавказа, а также вюрмский возраст современного рельефа Большого Кавказа.

Закончив сводку по геологии Малого Кавказа и выполняя по поручению ВСЕГЕИ сводку по геологии всего Кавказа, автор статьи обратил внимание на резкое несоответствие при таком толковании истории геологического развития указанных родственных горных сооружений. Детальный же анализ всех первоисточников по геологии Центрального Кавказа и проверка в поле показали, что большинство эффузивов и лакколлитов должны быть отнесены к майкопскому времени; лишь незначительная часть лав Эльбруса и Казбека и туфов-пеплов Нальчика является четвертичной.

Одновременно с этим выяснилось, что гранодиориты Чегемо-Баксанского водораздела, считавшиеся докембрийскими, бесспорно, прорывают эффузивы, считавшиеся вюрмскими; по новым данным, последние являются олигоценовыми, а граниты — нижнемиоценовыми.

1. Нальчикский район. Впервые возраст вулканогенных отложений этого района обосновывает В. П. Ренгартен.

В своем отчете «О геологических исследованиях в бассейне рек Нальчика и Шалушки летом 1909 г.» (1910) он указывает на открытые им на юго-западном подножье горы Нартьяна (930 м) вулканические пеплы (линза $60 \times 20 \times 0,5-1$ м) «на границе среднеолигоценовых фораминиферовых мергелей и верхнеолигоценовых глин баталинского горизонта» (стр. 79). На основании этих данных, А. П. Герасимов (1910) начало извержений Эльбруса отнес к олигоценовому времени, что ныне подтверждается.

Представлены пеплы, по А. П. Герасимову, пемзовым стеклом, лабрадором, базальтической роговой обманкой, гиперстеном, биотитом; по составу они близки к гиперстено-амфиболовым андезитам или к таким же дацитам.

Однако в 1912 г. В. П. Ренгартен (1912), разведавший в 1910—1911 гг. указанные пеплы, пришел к выводу о «значительно более юном их возрасте»; он считал их четвертичными делювиальными (древними) образованиями, так как горные выработки (мелкие буровые и шурфы)

в коренном залегании на контакте эоцена и олигоцена пеплов не встретили. Поэтому соответствующие извержения Эльбруса (?) должны были происходить, по его мнению, в плейстоценовую эпоху (стр. 425).

Теперь выясняется, что выработки прошли, видимо, в месте естественного выклинивания залежи, так как далее к юго-востоку вулканогенной фации в отложениях майкопа Б. А. Алферовым (1932) не отмечается. К северо-западу же от Нальчика эта фация выклинивается в верховье р. Куркужин, в междуречьи рр. Баксан и Малка, где лавы и туфы залегают между эоценом и олигоценом.

В дальнейшем В. П. Ренгартен (1914) при продолжении своих геологических исследований в указанном районе констатировал, кроме пеплов, также и разнообразные туфы; он выделяет отдельно серые и красноватые вулканические туфы, которые «... залегают на размытой поверхности уже дислоцированной серии осадочных отложений, покрывая последовательно все описанные горизонты меловой и третичной систем, причем в контактах местами наблюдаются линзы галечников и конгломератов». Он относит их к концу плиоцена и выше, причем указывает, что липаритовые туфы занимают громадную площадь также между верхними течениями Чегема и Кестанты (вершины: Иире, Лакарги, Кум, Кюген-кая), достигая мощности 1 км (стр. 55). Эту концепцию В. П. Ренгартена спустя 20 лет принял С. П. Соловьев (1938).

Наконец, все свои многолетние наблюдения над вулканическими туфами описываемого района В. П. Ренгартен суммировал в работе 1930 г. Он отмечает выходы туфов от края равнины (600 м) далее к юго-западу вглубь предгорий, причем они повышаются до 2645 м (г. Шаухна); мощность туфов на водоразделах достигает 400 м. Выделяются три разновидности туфов: 1) твердые, каменные липаритовые туфы, 2) мелкие пемзовые липаритовые туфы, 3) редкие скопления рыхлых вулканических пеплов андезитового типа. Кроме того, в основании толщи района г. Шаухна он указывает потоки базальтов.

Указанные разновидности отличаются и морфологически: первые, являющиеся древнейшими, слагают водоразделы, вторые — высокие террасы, а третьи представляют делювиальные и элювиальные накопления.

Наиболее древние туфы В. П. Ренгартен отнес к акчагылу, указывая в основании туфовой толщи совершенно согласную свиту (30—40 м) пресноводных (древнеречных?) конгломератов с прослойками песчаных суглинков (1930, стр. 72).

По данным других исследователей (И. Г. Кузнецов), под липаритовыми туфами г. Шаухна залегают отложения апшерона (в пресноводной фации, фаунистически также не охарактеризованные).

Тщательный морфолого-тектонический анализ крупномасштабного графического материала районов развития описываемых туфов привел нас к выводу о значительно более древнем их возрасте. Этот анализ показал, что туфы являются отчетливо дислоцированными, совместно и согласно с отложениями майкопа, что коренные их выходы не перекрывают породы миоцена и плиоцена, а уходят под них.

Далее анализ показал, что возраст эффузивных пород можно определить по р. Баксан у выхода ее на равнину и в верховье Чегемского ущелья, где породы лучше всего обнажены.

Произведенная нами в начале августа 1953 г. проверка в поле условий залегания липаритовых туфов по р. Баксан у выхода ее на равнину показала следующее.

Липаритовые туфы левобережья р. Баксан в районе нижней части сел. Заюково залегают без видимого углового несогласия на майкопских глинах, падающих полого на ВСВ (вниз по реке); в силу этого падения они в районе гидростанции снижаются к руслу реки, пересекая его несколько выше развалин древнего моста. Дальше, после незначительного

перерыва обнажаются с тем же падением темные и серые сланцеватые глины верхов майкопа. Ниже по реке, т. е. стратиграфически выше, констатированы отложения среднего миоцена. Таким образом, возраст липаритовых туфов решается здесь однозначно как олигоценовый.

Следует подчеркнуть, что далее к югу от Баксана вплоть до района Нальчика, где обнаженность плохая, коренные выходы туфов нигде не распространяются за восточные пределы развития майкопской толщи.

Любопытно отметить, что на протяжении от сел. Заюково до гидростанции литологический состав туфовой толщи несколько меняется: по направлению к востоку она постепенно обогащается терригенным материалом; очевидно, здесь происходит фациальная связь вулканогенных и морских отложений, никем ранее не отмечавшаяся. К западу же пеплы и туфы фациально сменяются типичными туфобрекчиями и липаритами с туфогенным материалом. Эти породы слагают по левобережью Баксана плато с группой живописных вершин Хара-Кара (1882 м), о которых впервые упоминает Г. Абих (1875), а затем В. В. Дубянский (1912).

Последний автор описывает в указанном районе свиту (15 м) вулканических туфов, залегающих несогласно на меловых породах и перекрывающихся конгломератами, сменяющимися довольно мощной свитой темных песчано-глинистых отложений, которые он по стратиграфическим соотношениям склонен был считать среднеолигоценовыми.

Некоторые исследователи (Д. С. Кизевальтер и др.) предполагают, что «коренные» туфы вложены в древнюю плиоценовую долину, прорезающую миоценовые отложения; такая гипотеза не выдерживает никакой критики по морфологическим данным. В таком случае плиоценовые отложения должны были быть ингрессивными, чего в действительности не наблюдается. Туфы слагают к юго-западу водоразделы с относительными превышениями до 2 км (Кюген-кая), а в предгорьях пересекают долины рек, слагая их пойму (р. Баксан). В случае их ингрессивного залегания такого соотношения степени эродированности разных участков не могло бы быть.

Указанный состав туфов левобережья Баксана и их стратиграфическое положение отрицают предположение о принадлежности туфов к «молодым экстрезивным образованиям».

2. Ущелье р. Чегем. Липаритовые туфы, липариты и их туфобрекчии, падающие в районе предгорий согласно с майкопом полого на СВ и уходящие там под отложения нижнего (?) миоцена по направлению к юго-западу вверх по ущельям, в силу того же падения поднимаются высоко вверх по склонам, слагая затем водоразделы между рр. Баксан, Чегем, Черек, а также в виде останцев отдельные изолированные вершины гребней.

Большую изолированную площадь слагает вулканогенная толща указанного типа в верховье р. Чегем, где она развита по ее левобережью, в районе вершин Кюген-кая (3829 м) и Кум-тюбе (3779 м).

Впервые эти эффузивы описывает в 1874 г. Г. Абих (1875), отнесший их к кварцевым трахитам; он пишет, что «лавы разлились до образования речной долины» и что «вулканическая деятельность в этом районе предшествовала окончательному формированию Эльбруса и Казбека». Таким образом, Абих эффузивы Чегема не считал четвертичными; процесс извержения он представлял себе в виде излияния «мягких, как бы грязевых лав в морской или пресноводный бассейн».

В 1897 г. Л. Аммон дает петрографическое описание нескольких образцов с вершины Кум-тюбе, которые передал ему Мерцбахер (1901). Эти породы он относит к андезитам и фельзодацитам.

В 1913 г. этот район был исследован В. Г. Орловским, составившим схематическую геологическую карту; последняя приложена к работе

Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1913). Там же приведено описание некоторых образцов эффузивных пород из коллекции В. Г. Орловского.

Наконец, этот район был детально закартирован и изучен в 1933 г. С. П. Соловьевым (1938). Он отмечает, что породы, описываемые Ф. Ю. Левинсон-Лессингом как смоляно-каменные порфиры с Кюген-кая, были взяты, очевидно, в другом месте или же произошло недоразумение с этикетками, так как вершина и гребень Кюген-кая состоят из андезитов. Наши исследования в 1953 г. подтвердили это замечание.

Эффузивная толща этого района слагает целиком бассейн р. Джилгы-су, значительную часть верховий р. Джунгу-су, наблюдается на правом склоне верховья р. Кестанты и в значительной мере образует левый склон долины р. Чегем на участке между сел. Булунгу и р. Сырын-су.

По данным И. Г. Кузнецова и В. Г. Орловского, небольшие останцы подобных эффузивов встречаются и по гребням правобережья долины р. Чегем на этом же участке (вершина Гихи, 3302 м и др.), а также восточнее Чегема, между верховьями рр. Чайнашки и Кючме-су.

В строении описываемой эффузивной толщи наблюдается определенная закономерность: главными типами пород являются, по С. П. Соловьеву (1938), серые липаритовые лавы с туфогенным материалом, дациты и темносерые андезиты, последовательно сменяющие друг друга (снизу вверх). Помимо наиболее распространенных серых липаритовых лав встречаются черные смоляноподобные разности, залегающие в основании толщи, либо прослаивающие нижние ее части. Местами встречаются агломератовые лавы.

С. П. Соловьев правильно подчеркивает последовательность излияний лав Чегемского района от кислых к основным членам, констатируемую также на Эльбрусе и Казбеке. Однако, по данным В. П. Ренгартена и И. Г. Кузнецова, по правобережью р. Чегема в районе вершины Шаухна в основании подобной кислой толщи наблюдается поток базальтов хотя и местного значения; базальты подстилаются измененными туфами палагонитового типа (С. П. Соловьев). Сравнительно небольшой островок оливинсодержащих андезито-базальтов встречен С. П. Соловьевым в балке Донгай в долине р. Тызыл (бассейн среднего течения р. Баксан). Небольшие два поля (на вершинах Сурха и Крандух) пород, близких к андезито-базальтам, встречены на водоразделе рр. Нальчика и Хуламского Кара-су. Указанная последовательность идентична таковой Малого Кавказа, где в основании вулканогенной толщи олигоцене обычно залегают долеритовые базальты. Исключением является Памбакский район Армении, где олигоценый эффузивный цикл начинается липаритами и обсидианами.

Мощность эффузивной толщи левобережья Чегема достигает свыше 1 км; залегающая она здесь на различных интенсивно дислоцированных породах докембрия, палеозоя и юры (верхней). С. П. Соловьев склонен относить эффузивную толщу к вюрмскому времени, а И. Г. Кузнецов — к апшерону, причем оба они ссылаются на данные В. П. Ренгартена по Нальчикскому району.

Однако С. П. Соловьев в своей работе неоднократно указывает, что упомянутый возраст является, по его мнению, еще недоказанным. Если же учесть отмеченные И. Г. Кузнецовым и В. Г. Орловским останцы липаритов по правобережью р. Чегем и произвести морфолого-тектонический анализ всей толщи (от р. Иире далее к юго-западу), то приходим к бесспорному выводу о том, что мы имеем дело с отчетливо дислоцированной вулканогенной толщей. Это подтвердилось наблюдениями в поле в 1953 и 1954 гг. Толща слагает ясно выраженную синклиналию северо-восточного (антикавказского) направления с шарниром, погружающимся на северо-восток, и осложненную местами дизъюнктивными нарушениями. Р. Чегем пропилила свое ущелье на юго-восточном крыле этой синклинали. Если бы эффузивные породы являлись четвертичными,

то дали бы потоки — языки, располагающиеся по ущелью р. Чегем на соответствующих террасовых отложениях, чего никто не отмечает. Если бы вершина Кюген-кая представляла центр извержения четвертичных лав, как это предполагает В. Г. Орловский, то «поток» лав должен был бы наблюдаться и по ущелью р. Кестанты, чего в действительности нет. Соображения Г. Абиха по этому вопросу были приведены выше.

Поскольку нет никаких сомнений в том, что вулканогенные толщи р. Чегем, р. Баксан и Нальчикского района соответствуют друг другу, возраст первой также необходимо считать олигоценным.

Исходя из неправильной предпосылки о позднечетвертичном возрасте указанной эффузивной толщи, С. П. Соловьев трактовал выходы

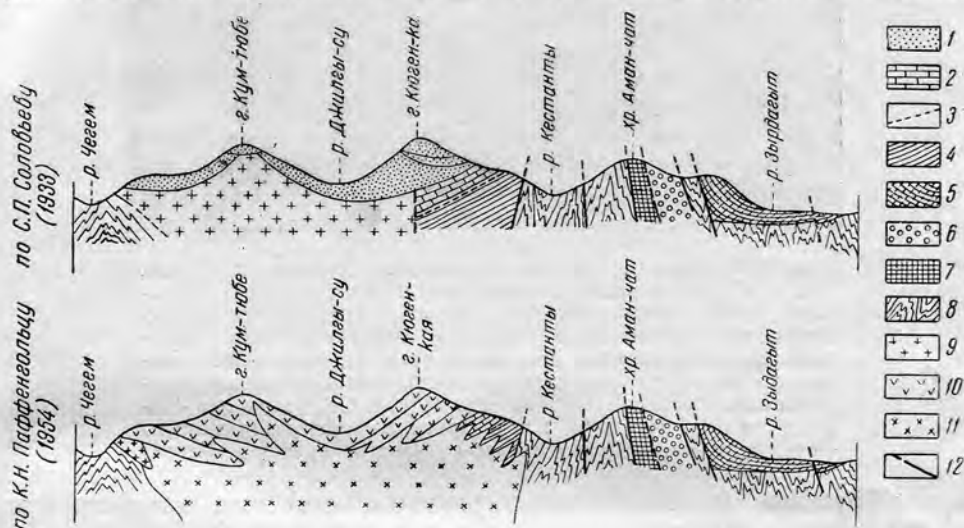


Рис. 1. Схематический геологический профиль Чегемо-Баксанского водораздела (по С. П. Соловьеву и К. Н. Паффенгольцу).

1 — кислые эффузивы — четвертичные; 2 — верхняя юра; 3 — келловей; 4 — средняя юра; 5 — нижняя юра; 6 — верхний карбон — пермь; 7 — нижний палеозой; 8 — докембрий; 9 — гранодиориты и др. — докембрий; 10 — олигоцен-вулканогенная фация; 11 — гранодиориты нижнемиоценовые; 12 — разломы

гранодиоритов * среди эффузивов в районе вершин Кюген-кая — Кум-Тюбе, как «окна», и в соответствии с таким толкованием построил свой профиль (А—В) через указанные вершины. Однако морфолого-тектонический анализ района развития этих толщ по карте С. П. Соловьева показал, что гранодиориты не могут быть древними (т. е. выступать на водоразделах в форме «окон»), а являются более молодыми интрузиями, прорывающими эффузивную толщу (см. рис. 1).

Это вытекает из следующего. По указанной карте ясно видно, что эффузивная толща залегает в северной части района — к северу от широты вершины Кюген-кая — на выровненной поверхности отложений юры, палеозоя и докембрия, включающего и ортогнейсы. На подобной же нивелированной поверхности пород докембрия располагаются останцы эффузивной толщи и по правобережью ущелья р. Чегем (И. Г. Кузнецов).

Реконструкция этих поверхностей показывает, что эффузивная толща залегает в ядре синклинали, почему невероятным являлось бы нахождение здесь «эрозионных пиков» древних же гранитоидов с относительной высотой до 1 км (на бывшей нивелированной поверхности).

Проверка в поле полностью подтвердила это предположение. На перевале из ущелья р. Сырын-су в р. Джилгы-су были констатированы

* Входят в зону «гранитов Главного хребта»; они же известны еще под названиями «серых гранитов» и «центральных гранитов». И. Г. Кузнецов (1951) относил их к концу протерозоя.

серые и красные мелко- и среднезернистые двуслюдяные микроклиновые гранодиориты, отчетливо прорывающие породы эффузивной толщи. Отмечены роговики, ксенолиты эффузивов среди гранодиоритов, паде-

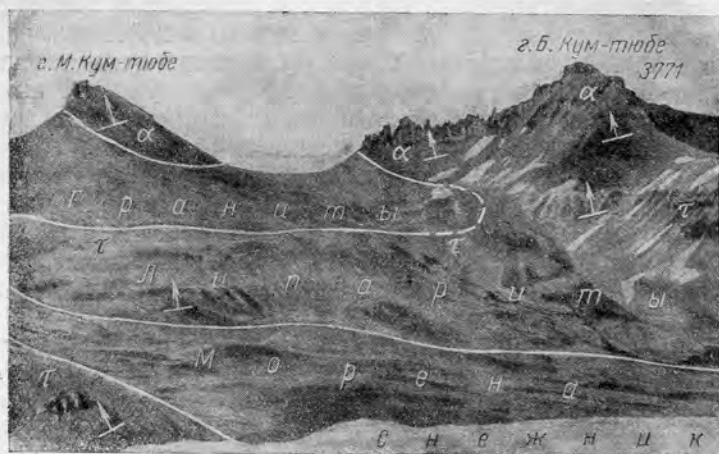


Рис. 2. Гребень и вершины Кум-тубе (Большая и Малая). Вид с ЮЗ. Вершины сложены андезитами („позднеюрскими“), ниже обнажаются гранодиориты (считавшиеся докембрийскими), слагающие мощное пластовое тело (юго-западное продолжение его см. на рис. 3); под ними обнажаются липариты („позднеюрские“), отчетливо стратифицированные, падающие полого (до 10°) на СВ, уходя под гранитоиды. На переднем плане древние морены ледникового цирка верховья ущелья Баулар-су (левый приток р. Чегем)

ние эффузивов (отчетливо стратифицированных) под гранодиориты с образованием последних пластовых тел и др. (рис. 2 и 3). Никаких следов перерыва между гранодиоритами и эффузивами не наблюдается,



Рис. 3. Южный отрог массива г. Кюген-кая. Гребень сложен гранитоидами, карниз и склоны ниже его—липаритами. Падение пологое (до $10-15^\circ$ на СВ), поэтому контакт по боковому ущелью снижается. Снято из ущелья р. Сырын-су)

в непосредственном контакте гранодиориты имеют совершенно свежий облик, ксенолиты туфов в контактовой зоне сильно обогащены биотитом. Следует остановиться на дайке липарита среди гранодиоритов,

слагающих гребень между ущельями Джайлык-су и Сырын-су (левые притоки р. Чегем). С. П. Соловьев (1938, стр. 34) считает ее короткой дайкой или некком (размеры $20 \times 8-10$ м) и параллелизует породу с липаритами главного поля эффузивов.

По нашим наблюдениям 1954 г. этот выход липаритов оказался останцем липаритовой толщи, перекрывавшей в данном пункте древние граниты. В породе основания констатированы гальки и брекчии гранитоидов; следовательно, этот выход отвечает вышеуказанным подобным останцам правобережья р. Чегем. Выходы липаритов по левому берегу р. Чегем ниже устья р. Сырын-су оказались древним обвалом, в который врезана вюрмская терраса.

По юго-западной оконечности гребня Кюген-кая констатирован сброс северо-западного простирания, обусловивший, видимо, наличие в районе главного перевала кристаллических сланцев докембрия. На продолжении этого сброса к северо-западу находится показанная С. П. Соловьевым к югу от вершины Сакашиль более молодая интрузия, рвущая гранодиориты главной интрузии. Возраст последней определяется ныне, на основании изложенного, как нижнемиоценовый; Сакашильская же интрузия представляет, видимо, фацию первой, так как подобные породы встречены и в районе перевала в Джилгы-су.

Далее к юго-востоку этот разрыв (взброс ?) отвечает, видимо, по ущелью р. Черек так называемому Саугамскому взбросу И. Г. Кузнецова, амплитуда которого там достигает около 400 м; опущено южное крыло.

Наличие предполагавшегося С. П. Соловьевым (1938) древнего (?) сброса, проходящего под вершиной Кюген-кая (3889 м), не подтвердилось. Северо-западный конец этого сброса упомянутый автор показал неестественно изогнутым к северу, считая контакт между гранитами (докембрийскими, по прежним данным) и среднеюрскими породами тектоническим.

Таким образом, в данном районе впервые констатируются гранитоиды, несомненно, третичного (нижнемиоценового ?) возраста. Эти породы являются непосредственным продолжением совершенно идентичных гранитоидов района сел. Эльджурту по левобережью ущелья р. Баксан, где для них С. П. Соловьев и В. Н. Робинсон установили, по геологическим условиям, лишь посленижнеюрский возраст. По внешнему виду и минералогическому составу указанные породы весьма сходны, что подчеркивалось уже разными авторами.

Указанные гранитоиды Чегемо-Баксанского водораздела входят в обширную зону развития так называемых гранитов Главного хребта («серых» гранитов), считавшихся докембрийскими. Кроме них на Северном Кавказе выделялись еще так называемые «красные» граниты (или «северные»). Их относили к среднему палеозою и связывали с позднекаледонской или с ранневарисской складчатостью. Но А. П. Герасимов допускал возможным увязывать их с первыми фазами каледонской складчатости (таконской).

По минералогическому составу оба типа гранитоидов весьма сходны, почему их и пытались различать по цвету, хотя многие исследователи отмечали, что и в тех и других гранитоидах встречаются разности разных оттенков. Это создавало путаницу и значительные трудности в их расчленении; в последние годы гранитоиды неоднократно относили то к молодым, то к древним образованиям.

К юго-востоку от описываемого района в бассейне верхнего течения р. Черек И. Г. Кузнецов описывает подобные же «серые» двуслюдяные микроклиновые граниты, перекрывающиеся трансгрессивно отложениями нижнего лейаса.

В районе Дигории также развиты древние гранитоиды, перекрывающиеся трансгрессивно нижнеюрскими отложениями. М. И. Ицксон

(1940) выделяет среди них несколько разновидностей, но подчеркивает, что уловить разницу между отдельными комагматами трудно, так как «с точки зрения химизма и минералогического состава они очень мало отличаются друг от друга». К северо-западу же по ущельям рр. Тызыл, Малка и Мушт С. П. Соловьевым и А. П. Герасимовым (1936) констатированы «красные» граниты того же минералогического состава, также перекрывающиеся трансгрессивно породами нижней юры. Очевидно, еще не определен критерий, по которому можно различать эти сходные минералогически, но разновозрастные граниты; видимо, в разных районах Кавказа возраст их определялся неправильно, в основном по цвету.

Наиболее древним среди комплексов палеозойских интрузивных пород Г. Д. Афанасьев (1950) считает так называемый Уруштенский интрузивный комплекс, выделенный им на Северо-Западном Кавказе. По последним данным упомянутого автора (1955), возраст этого комплекса определяется как посленижнепалеозойский — докарбонный. Этот комплекс слагает жесткое основание Передового высокогорного хребта и представлен ассоциацией пород от ультраосновных до кислых натровых аплитов.

«Красные» (северные) граниты приурочены к узкой полосе северного склона, изолированной от широкого поля выходов «гранитов Главного хребта» и совпадающей, повидимому, с отдельной тектонической подзоной.

«Красные» граниты по количественно-минералогическому составу относятся к гранодиоритам; плагиоклаз преобладает над калиевым полевым шпатом, который большей частью представлен микроклином; нередко присутствует анортотоклаз. По содержанию слюды они относятся к мусковитовым или двуслюдяным гранитоидам; роговообманковые разности редки.

Главная масса гранитоидов Главного хребта, несмотря на их кажущееся разнообразие, также представлена двуслюдяными гранодиоритами; кали-натровый полевой шпат представлен микроклином, более кислые разности определяются как микроклиновые граниты, а более основные — слюдяные кварцевые диориты.

С. П. Соловьев (1931), давший детальную петрографическую характеристику гранитоидных интрузий верховья р. Ирик (левый приток р. Баксан), подчеркивает большое однообразие их минералогического состава; по количественно-минералогическому составу это микроклиновые гранодиориты: преобладают двуслюдяные разности (биотит все же преобладает), но часты и биотитовые. Среди плагиоклаза и микроклина в местах их соприкосновения часто наблюдаются мирмекиновые прорастания.

Попытка расчленить эти гранитоиды по возрасту на основе структурных признаков, минералогического состава и окраски пород на несколько разновозрастных разновидностей является необоснованной, так как рассматриваемые породы представляют собой сложное образование, полифазное, а отдельные разности — различные фации его.

В докембрийском возрасте гранитов Главного хребта сомневались уже многие исследователи. (С. П. Соловьев, Л. А. Варданянц, М. И. Ицксон, Г. Д. Афанасьев, П. С. Саакян, А. Д. Ершов и др.).

Комплексы интрузий Главного хребта, малых интрузий и Промежуточной зоны являются, по Г. Д. Афанасьеву, видимо, интрузивными сериями, близкими по времени, т. е. относящимися к единому интрузивному циклу серии пород, но образовавшимися в различных геологических условиях. Они представляют собой различные фации магмы, синхронно интродуцированной из общего источника. Возможно, что эти интрузии образовались одновременно из самостоятельных магматических очагов, чем и обусловлены известные различия в составе интрузивных фаз отдельных комплексов.

Ныне, на основании данных более детального полевого картирования, а также определений абсолютного возраста, «красные» граниты должны быть отнесены к верхнему девону, а «серые» — к нижнему карбону (Г. М. Ефремов, В. А. Мельников, Г. Д. Афанасьев и др.). Эльджуртинским (третичным) гранитам по возрасту должны отвечать и так называемые «малые интрузии» теплинского типа, которые, как отмечает Г. Д. Афанасьев, по химизму в общем сходны с гранитоидами Главного хребта.

Необходимо отметить, что Г. Д. Афанасьев (1946) уже ранее подчеркивал, что в отличие от нижнепалеозойских скарнов, в скарнах, связанных с Тырнаузскими гранитами, нет накопления фосфора, титана и, наоборот, концентрируются элементы, характерные для производных малых интрузий и двуслюдяных гранитов комплекса Главного хребта. С. П. Соловьев же высказывал соображения о синхронности интрузий Баксана (Тырнауза) с экстрюзиями Пятигорья.

Таким образом, в связи с миоценовым возрастом некоторой части «серых» гранитов вопрос о металлогении этого района должен быть пересмотрен. Встает также вопрос о возможности нахождения подобных нижнемиоценовых гранитоидов в западной части Большого Кавказа.

При сравнении с одновозрастными (нижнемиоценовыми) гранодиоритами Малого Кавказа интрузивные породы Чегемо-Баксанского водораздела ближе всего подходят к таковым Далидагской интрузии (верховья рр. Тертер, Акяра и Воротан) в Зангезуре (Армения). В них нами еще в 1922 г. был впервые констатирован в существенном количестве калиевый полевой шпат; подобные же породы описывает В. Г. Грушевой (1941) в Мегринском плутоне (Армения).

3. Район Эльбруса. Этот район издавна привлекал исследователей, по нему имеется обширная литература, эффузивы Эльбруса прекрасно описаны, но вопрос о возрасте их решен неправильно в связи с тем же ошибочным определением возраста Нальчикской и Чегемской вулканогенных толщ.

Первые обстоятельные сведения о лавах Эльбруса находим у Г. Аби́ха (1853); чисто петрографическими исследованиями этого вулкана занимался В. В. Дубянский (1910, 1914); детально же геологию и петрографию всего района изучали А. П. Герасимов (1911, 1936), а затем С. П. Соловьев (1931) и др. В последние годы обобщающие работы по этому району дали М. В. Муратов (1948) и М. В. Гзовский (1948).

Двуглавый великан (5629 и 5593 м), выступающий несколько севернее Главного хребта, представляет на его фоне сравнительно небольшое вулканическое сооружение; расположено оно на высоком пьедестале (цоколе), сложенном докембрийскими кристаллическими сланцами, прорванными древними (?) гранитоидами; на севере развиты частично отложения палеозоя. Размеры Эльбруса (района вулканических пород) всего 13×20 км при высоте (мощности) конуса около 2 км.

Сложен он, по данным В. В. Дубянского, А. П. Герасимова и С. П. Соловьева, тремя комплексами лавовых покровов и потоков. Наиболее древними являются липариты и их туфы, констатированные в разных пунктах на периферии вулканического массива. Этой свите подчинены также деллениты (дацито-липариты), констатированные С. П. Соловьевым (1931) в районе р. Кыртык на восточной периферии Эльбруса. Следует указать, что по левому берегу р. Кыртык указанный автор встретил также гипабиссальные деллениты, слагающие несогласное тело; видимо, это один из корней излияний.

Выше следуют андезито-дациты и андезиты, сменяющиеся затем более кислыми эффузивами — разнообразными дацитами; вероятно, последние являются уже четвертичными.

Восточная вершина сложена, по В. В. Дубянскому (1910), пантелерит-дацитами, а западная — гиалопилитовым пироксен-амфиболовым дацитом.

Морфологической особенностью Эльбрусского массива является весьма ограниченное количество спускающихся с него долинных потоков лав; они констатированы лишь по долине р. Малки на северо-западе и в районе ледника Азау на юго-юго-западе.

На западе и востоке основание вулканогенной толщи находится на больших относительных высотах над дном ущелий, слагая обрывы высотой в несколько сот метров (Кокуртлы, Терскол, Битюк-тюбе-кол и др.).

Деллениты (дацито-липариты), слагающие, по С. П. Соловьеву, водораздельный гребень правобережья р. Кыртык, залегают на относительной высоте свыше 1 км.

Вышеупомянутые гипабиссальные деллениты левого берега р. Кыртык С. П. Соловьев правильно параллелизует с пемзами ущелья Чамарткол к западу от Эльбруса, липаритовой дайкой в Безинги (по И. Г. Кузнецову), дацитами Калько и Тепли и, наконец, санидиновыми гранитами (кавказитами) и гранитами Суатис-дона (по Д. С. Белянкину).

К этой же группе надо отнести, по И. Г. Кузнецову (1951), андезитовые дайки (интродациты) с кристобалитом и другие урочища Штулу в Балкарии и других пунктах (ледники Фыт-наргы и Айлама в районе вершин Дых-тау и Нахашбита-хох). Указанный автор правильно считает их комагматами гранодиоритовой интрузии района ледника Танадон и Кароби (на юге).

Далее, И. Г. Кузнецов (стр. 66), говоря о неинтрузиях теплинского типа, отмечает, что «... там могут быть и палеогеновые и более древние, до верхнеюрских включительно».

Интересно указание А. П. Герасимова (1928, стр. 352) на сходство минералогического состава гранитов неинтрузий Тепли и Дых-су с трахилипаритами Пятигорья.

Следует особо отметить останцы эффузивов, подобных основанию Эльбрусской толщи, далеко за пределами периферии массива: останец 0,25 км² биотит-липаритового (делленитового) туфа на вершине Тузлук (2586 м, по левобережью р. Малки), а также в верховье р. Шаукам (правобережье р. Малки), на вершине Чат, на водоразделе с Кубанью, по р. Ислам-чат (на гребне Ташлы-сырт, 2486 м) и, наконец, по правобережью р. Тызыл на вершинах водораздела между рр. Гунделен, Урду и Баксан (гг. Джамбай, Кара-тюбе, Есюзлеручу и др.).

Эти останцы являются связующими звеньями между древними эффузивами массива Эльбруса и вулканогенной толщей Чегемо-Нальчикского района.

На водоразделе рр. Даута и Теберды на Джалпакском плато констатирован (Г. П. Агалин и П. И. Лебедев) покров оливиновых базальтов мощностью до 100 м. У горы Гильян на Кубано-Худесском водоразделе известен небольшой покров андезитов, а в верховьях Худеса — андезито-дацитовый покров мощностью 30—40 м общей площадью около 60 км².

Лавовый поток по р. Малке протягивается от периферии Эльбруса примерно на 24 км; в верховье ширина потока около 1 км, а у конца — около 200 м. Сложен поток, по А. П. Герасимову, гиперстеновыми андезитами и андезито-дацитами; мощность их в урочище Бабугей (у моста через Малку) около 85—90 м.

Анализируя разрезы, построенные через Эльбрусский массив в меридиональном и широтном направлениях, приходим к бесспорному выводу об отчетливой дислоцированности слагающей его более древней вулканогенной толщи. В тектоническом отношении массив представляет пологую синклираль субширотного направления.

Переходя к выяснению возраста Эльбрусских эффузивов, надо указать следующее. Все исследователи относили начало вулканической деятельности Эльбруса в соответствии с данными для туфов Нальчикского района (по В. П. Ренгартену) к акчагыл-апшерону, а конец ее к вюрму.

В то же время все исследователи единодушно подчеркивают, что под лавами, в том числе малкинскими, нигде не констатировано ледниковых отложений. Наоборот, малкинские и другие лавы перекрываются моренами, откуда следует, что излияние лав предшествовало оледенению.

Морену же, перекрывающую малкинские лавы, т. е. наиболее молодые, многие исследователи отнесли к вюрму; спрашивается, где же следы предыдущих трех оледенений, неужели они полностью уничтожены или их здесь не было?! Такого явления быть не могло, так как несколько севернее по склонам Передового хребта констатируются отчетливые следы миндельского и рисского оледенений.

Вывод из вышеизложенного может быть лишь один: «вюрмская» морена, перекрывающая малкинский поток лав, не только вюрмская, а «суммарная», перекрывающая и наиболее древнюю — гюнцскую морену. Поэтому лавы Эльбруса являются третичными.

Наиболее древнюю свиту эффузивов Эльбруса, отчетливо дислоцированную и хорошо сопоставляющуюся с эффузивной толщей Чегемско-Баксанского района, логично отнести к олигоценовому времени. Малкинский же поток, вероятно, отвечает акчагылскому времени, судя по глубине вреза (от 234 до 277 м) в них ущелья р. Малки ниже водопадов Джилы-су и отсутствию под ними аллювиальных или моренных накоплений.

В то время, когда настоящая работа уже была принята к печати, вышли в свет в одном издании резко противоречащие друг другу статьи Г. Д. Афанасьева (1955) и В. П. Ренгартена (1955), имеющие непосредственное отношение к нашей теме.

Г. Д. Афанасьев вопреки своим прежним воззрениям (1950 и 1954) ныне доказывает третичный возраст Эльджуртинских гранитов, делленитов и трахилипаритов, не упоминая, однако, уже опубликованную нашу статью (1954).

Указанный автор приводит цифры определения абсолютного возраста для трахилипарита из массива Золотой курган (12 млн. лет) и Эльджуртинских гранитов (6—10 млн. лет). Весьма интересно и показательно соотношение указанных цифр, подтверждающее наши полевые наблюдения о более молодом возрасте Эльджуртинских гранитов по отношению к трахилипаритам района Кюген-кая — Кум-тюбе, так как последние всеми исследователями, бесспорно, параллелизуются с лакколитами Пятигорья.

В. П. Ренгартен пытается в своей последней статье (1955) попрежнему отстаивать четвертичный (апшерон) возраст трахилипаритов Баксан-Чегемского водораздела, в том числе и района Кюген-кая — Кум-тюбе.

Против такого заключения говорят как вышеприведенный мною фактический материал, так и указываемый Г. Д. Афанасьевым (1955) возраст (12 млн. лет) трахилипаритов; возраст же верхнего плиоцена (апшерона) определяется, как известно, всего в 1 млн. лет.

Трактуя о сложности рельефа субстрата, на котором располагался липаритовый покров, В. П. Ренгартен считает возможным отложение лав на водоразделах, в то время как долины выполнялись лишь аллювиальными отложениями. Такое заключение действительно является сенсационным и комментарию к нему излишни.

4. Район Казбек а. Район этого вулкана (5013 м), сравнительно более доступного, чем Эльбрус, считается хорошо исследованным, но стратиграфия его лав требует еще значительных уточнений.

Петрографически эффузивы этого района изучались Ф. Ю. Левинсон-Лессингом, В. В. Дубянским, Д. С. Белянкиным, С. П. Соловьевым, Н. С. Симоновым, Е. К. Устиевым и др., давшими подробные их описания.

Эффузивы Казбекского района представлены в основном андезитодацитами, дацитами и андезитами и лишь местами андезито-базальтами (Гудаурский участок — вулканы Садзели и Сакохе); реже встречаются липарито-дациты. Излияния явно разновременные.

Лучшая характеристика главных типов пород дана Ф. Ю. Левинсон-Лессингом; им же отмечены морфологические особенности многих вулканических образований этого района.

Стратиграфии лав касается в своей сводной работе по району Военно-Грузинской дороги В. П. Ренгартен (1932), отнесший начало вулканической деятельности в районе к акчагылу и апшерону, в то время как часть эффузивов, бесспорно, является более древними излияниями.

Несомненно, четвертичными являются лишь лавы вулканов Хурисар, Сырхи-сар, потока Чхери, района сс. Арша и Паншети, р. Нарвандон и некоторые другие, подстилающиеся моренными отложениями разного возраста.

В. П. Ренгартен склонен считать послевюрмскими также два узких потока лав, слагающих гребни водоразделов склонов Гвилетского ущелья, полагая, что последнее перед излиянием лав было заполнено разнообразными рыхлыми обломочными отложениями, впоследствии снесенными. Такое объяснение является слишком искусственным; вероятнее, что это значительно более древние излияния. За это говорят большая глубина эрозии и залегание лав непосредственно на юрских сланцах. Аллювиальные или моренные отложения под ними отсутствуют.

Особо внимательного изучения заслуживают вулканы (?) Садзели (3179 м) и Кабарджин, где также могут быть разновозрастные излияния.

Уже Н. С. Симонов (1934) отмечал, что г. Кабарджин представляет собой «наиболее древнее вулканическое образование»; В. И. Влодавец и Н. И. Шаврова (1953), считая его сложным вулканическим сооружением, отмечают (стр. 147), что «глинистые сланцы являются подстилающей и частично покрывающей вулканические образования горы породой». По нашим пока еще отрывочным наблюдениям в этом районе, не исключено, что эта вулканогенная толща (массив г. Кабарджин) принадлежит к юре, т. е. соответствует так называемой Чимгис-Чаохинской формации; породы последней Д. С. Белянкин (1914) считал дериватами Казбекской магмы, ныне грузинские геологи считают их юрскими эффузивами.

Кислые лавы верховья Арагвы (хребет с вершинами Непискало, Сырх и др.), представленные, по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу (1913), андезитодацитами, дацитами и липарито-дацитами, В. П. Ренгартен (1932) соединяет с более основными лавами (андезито-базальтами) района Крестового перевала (включая и Байдарский поток), что явно неверно. Если бы поток лав двигался по ущелью р. Арагвы с вершины Непискало, то он распространился бы и ниже по ущелью; спрашивается, каким образом мог он повернуть к северу, ведь «плотины», которая бы его задержала в ущелье, нет!

В действительности же здесь, по нашим данным 1953 г., картина иная. Лавы, слагающие вершины Непискало и Сырх, отчетливо дислоцированы; к северу и югу от г. Непискало лавы поднимаются от ущелья Арагвы на водоразделы (хребет Арх и др.), обладая отчетливым падением; под ними аллювиальных или моренных отложений не имеется. В тектоническом отношении плато представляет собой синклиналь широтного направления. Параллелизуя эти лавы с Эльбрусскими, их также можно отнести к верхам палеогена (?).

Лавы же района Крестового перевала подстилаются моренными и другими отложениями. Они имеют отчетливо выраженный центр излияния в виде щитовидного вулкана в районе самого перевала (к восточного-востоку), который и дал потоки в обе стороны. Примеры таких «переметных» вулканов довольно часты в Армении.

Таким образом, лавы вершин Непис-кало и Сырх являются значительно более древними, чем лавы района перевала и Млетского (Квишетского) потока.

Из всего изложенного вытекает, что лавы Казбекского района требуют детального стратиграфического расчленения.

5. Район Пятигорья. Лакколиты Пятигорья, эффектно выступающие на южной окраине Ставропольской платформы, изучались с давних времен. Всесторонне они были исследованы А. П. Герасимовым (1937), давшим прекрасное петрографическое описание слагающих их гипабиссальных пород (разнообразных трахилипаритов); несколько иное толкование морфологии этих тел предложил в последние годы В. Н. Павлинов (1948).

Лакколиты слагают 18 отдельных возвышенностей, сложенных своеобразными кислыми породами, характеризующимися широким распространением в их составе кали-натровых полевых шпатов, щелочных амфиболов и пироксенов, иногда содержащих заметные количества сфена и ортита.

В тектоническом отношении район развития лакколитов представляет собой обширную антиклиналь антикавказского (северо-восточного) направления, шарнир которой погружается полого к северо-востоку. Антиклиналь эта осложнена второстепенной складчатостью и разрывами, вдоль которых, видимо, и располагаются лакколиты. Наиболее крупные из них приурочены, вероятно, к местам пересечения разрывов разных направлений, что обусловлено положением этого района в месте сопряжения края геосинклинальной области с платформой.

Вопрос о возрасте указанных лакколитов ранее решался следующим образом.

В районе Пятигорья гипабиссальные породы прорывают отложения сенона, эоцена и майкопа; поэтому А. П. Герасимов мог говорить только об их послемайкопском возрасте. В. Н. Лодочников (1930), производивший детальную геологическую съемку в районе горы Лысой, встретил незначительный выход трахилипаритов среди майкопских (баталинских) глин к северу от указанной вершины по левобережью р. Подкумок; к востоку же от указанного выхода в отложениях чокрака вдоль границы с майкопом он констатировал сброс (впоследствии опровергнутый другими исследователями), который, по его мнению, обусловлен внедрением интрузии. Поэтому возраст этой интрузии (а вместе и лакколитов) он стал считать послечокрацким; ввиду же большого сходства этих гипабиссальных пород с подобными эффузивами Нальчикского района, для которых В. П. Ренгартен (1930) доказывал верхнетретичный — нижнечетвертичный возраст, к нему же отнесли и лакколиты Пятигорья, связывая их с послееакчагыльскими складкообразовательными движениями*.

Однако в последние годы Н. И. Николаевым (1948) были встречены гальки Пятигорских липаритов в акчагыльских отложениях. Это дало основание В. Н. Павлинову (1948) отнести возраст их к интервалу караган-акчагыл.

Здесь следует, однако, упомянуть о всеми забытой небольшой статье П. И. Кротова (1905), еще в 1904 г. отметившего на юго-восточных склонах г. Бештау на интервале 1150—1170 м исполинские котлы вымывания; указанный автор пришел к выводу, что это «волноприбойные знаки на скалистых островах какого-то морского бассейна, в сравнительно недавнее время занимавшего собою северное Предкавказье».

* Предапшеронскими (ронскими или роданскими).

Из этого весьма ценного указания вытекает, что уже во время акчагыльской трансгрессии массив г. Бештау (1399 м) возвышался в виде острова высотой свыше 200 м, т. е. получается несоответствие между возрастом лакколлитов (караган—акчагыл) и нижнечетвертичным (по В. П. Ренгартену) возрастом Нальчикских и Чегемских эффузивов.

Теперь же, исходя из того, что липаритовые лавы и туфы Нальчикско-Чегемского района являются олигоценовыми, можно считать лакколлиты Пятигорья верхнеолигоценовыми или даже несколько более молодыми (нижнемиоценовыми).

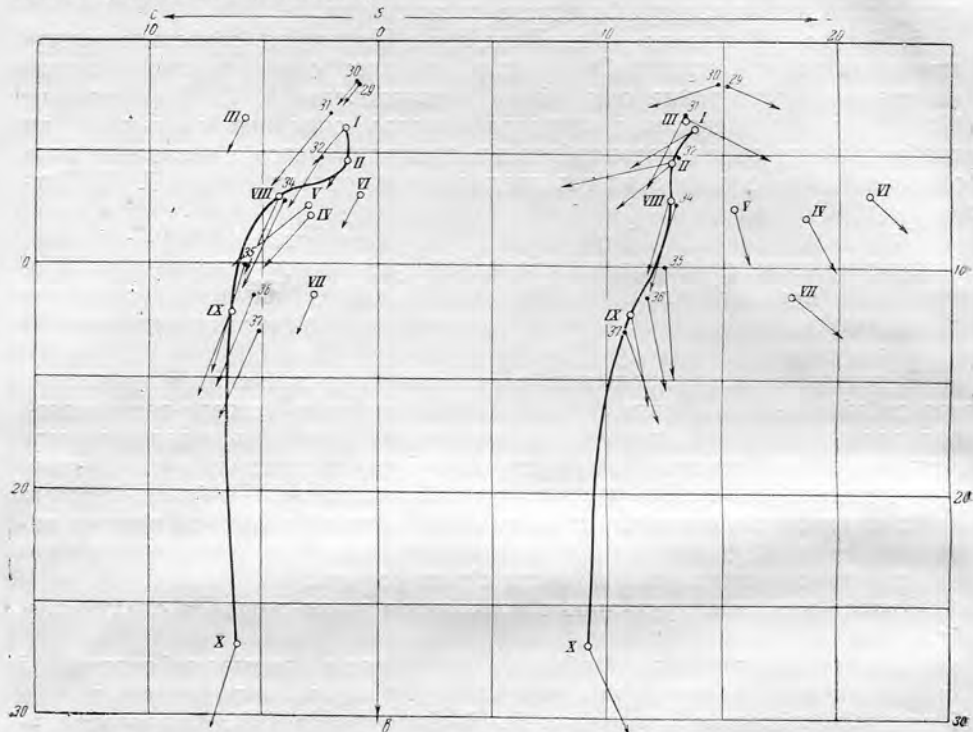


Рис. 4. Диаграмма химизма эффузивных пород района Чегемского ущелья.
I—риолит; II—липарит; III—пантеллерит; IV—трахит; V—щелочноземельный трахит; VI—щелочной трахит; VII—трахиандезит; VIII—дацит; IX—андезит; X—базальт

Остается еще только попытаться уточнить, в какую фазу вулканизма указанного времени произошло внедрение упомянутых гипабиссальных пород. В этом вопросе нам могут помочь лишь диаграммы химических составов гипабиссальных и эффузивных пород, составленных по методу А. Н. Заварицкого; диаграммы эти являются прекрасным методом исследования.

Из характеристики стратиграфического положения липаритовых туфов района Баксана видно было, что они залегают под верхним майкопом; липаритовая же толща верховья Чегемского ущелья, достигающая значительной мощности (свыше 1 км), залегают на дислоцированных породах докембрия, палеозоя и юры. Весьма вероятно, что эта толща отвечает по возрасту всей средней и нижней части майкопа, фациально с ней смыкаясь; начало излияний связано, вне сомнения, с орогенической фазой на границе эоцена и олигоцена.

Несомненно, что магматический резервуар, питавший эффузии и интрузии указанного времени, был общий; можно утверждать, что интрузивный цикл следовал за эффузивным, т. е. несколько запаздывал. Поэтому в связи с общей эволюцией магмы интрузивного магматического цикла должны в химическом отношении несколько отличаться

от пород предшествовавшего эффузивного цикла. И действительно, сопоставляя диаграммы химических составов пород всех вышеописанных районов, констатируем следующее (рис. 4—8): ареалы фигуративных точек химических анализов пород эффузивов районов Чегема, Эльбруса и Казбека, примерно, совпадают*; ареал же фигуративных точек химических анализов гипабиссальных пород Пятигорья располагается в крайней правой верхней части диаграммы, непосредственно примыкая к первым. Это говорит о протекшей эволюции магмы в сторону большей щелочности, что является, как известно, обычным направлением эволюции состава лав.

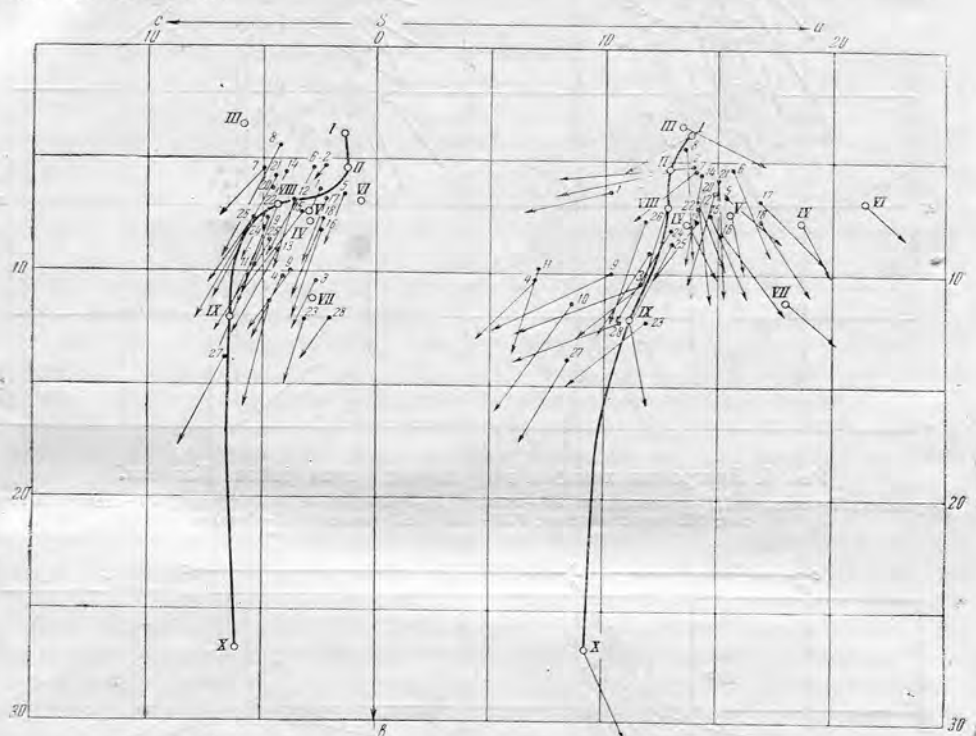


Рис. 5. Диаграмма химизма эффузивных пород района Эльбруса.

I—риолит; II—липарит; III—пантеллерит; IV—трахит; V—щелочноземельный трахит; VI—щелочной трахит; VII—трахиандезит; VIII—дацит; IX—андезит; X—базальт

Таким образом, лакколиты Пятигорья образовались, вне сомнения, в последнюю фазу олигоценового магматического цикла, давшего в первые фазы эффузивы районов Нальчика, Чегема и др. Весьма интересно, что эти лакколиты оказываются в таком случае одновозрастными с лакколитами Нахичеванского района (1940), породы которых представлены, однако, более глубинными фациями.

К этому же времени должны быть отнесены, на том же основании, параллелизовавшиеся с ними многочисленные мелкие интрузии так называемого теплинского типа, хорошо охарактеризованные Л. А. Вardanянцем (1939). Представлены они чаще гранодиоритами и реже гранитами и кварцевыми диоритами. Петрографической особенностью их является то, что кали-натровый полевой шпат выражен в них почти исключительно анортоклазом. Для «гранитов Главного хребта», которые оказались в районе Чегема нижнемиоценовыми, считалось характерным отсутствие анортоклаза и на этом пытались разграничить их в возраст-

* Фигуративные точки эффузиев Чегема укладываются точно вдоль кривой риолит-базальт, потому что С. П. Соловьев отбирал для анализа наиболее характерные образцы уже после изучения их под микроскопом.

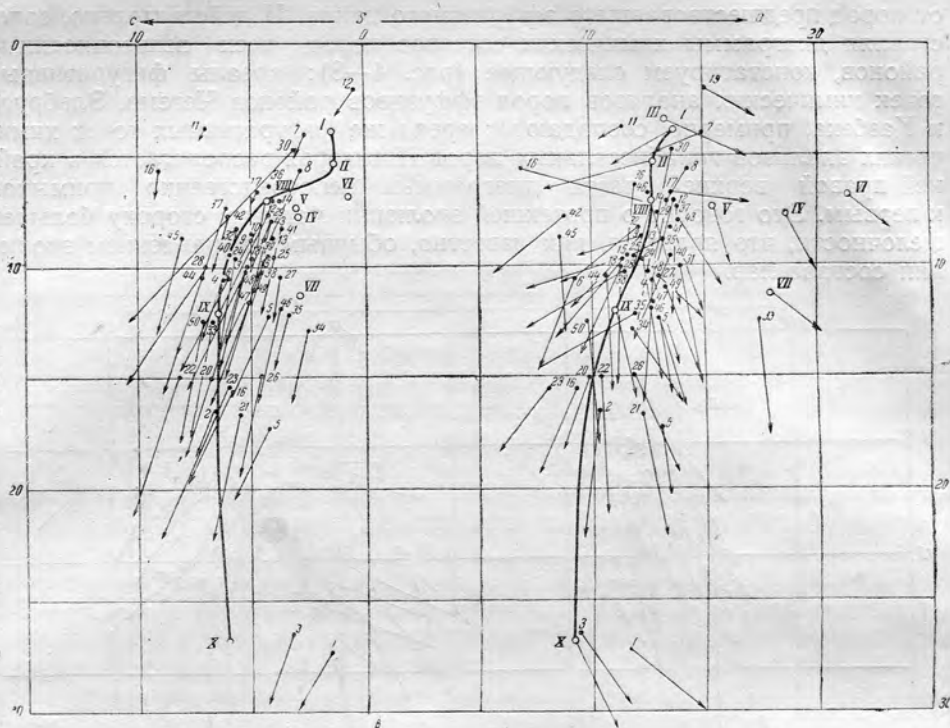


Рис. 6. Диаграмма химизма эффузивных пород района Казбека.

I—риолит; II—липарит; III—пантеллерит; IV—трахит; V—щелочноземельный трахит; VI—щелочной трахит; VII—трахиандезит; VIII—дацит; IX—андезит; X—базальт

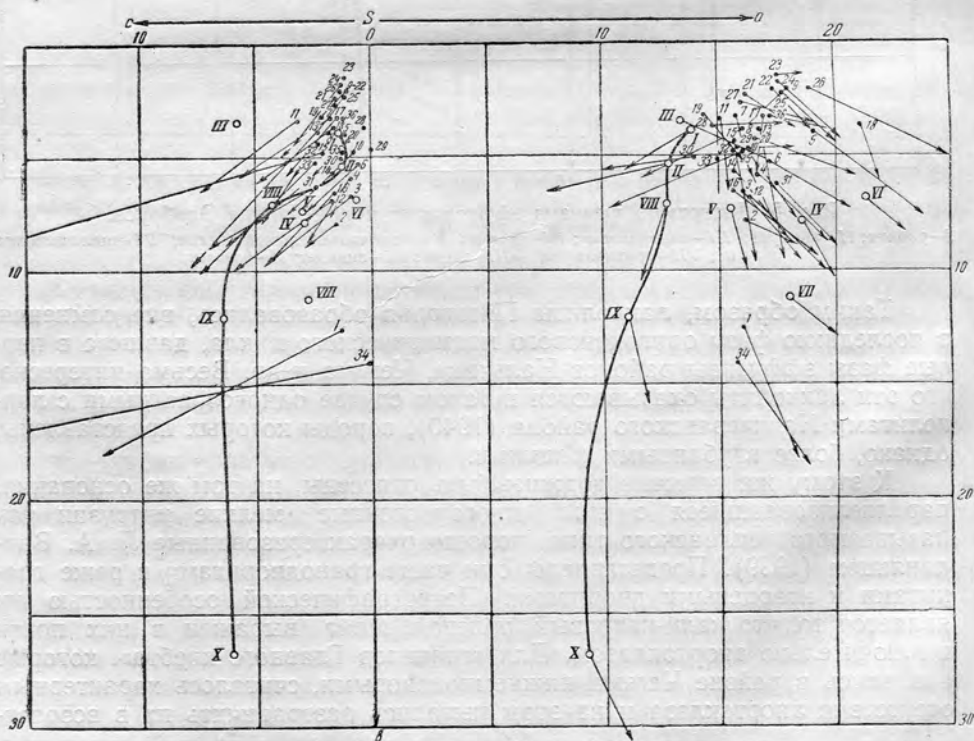


Рис. 7. Диаграмма химизма гипабиссальных пород района Пятигорья.

I—риолит; II—липарит; III—пантеллерит; IV—трахит; V—щелочноземельный трахит; VI—щелочной трахит; VII—трахиандезит; VIII—дацит; IX—андезит; X—базальт

ном отношении. Но Л. А. Варданянц (1938) пришел к выводу, что «санидиновая, анортоклазовая и микроклиновая формы кали-натрового полевого шпата являются в значительной степени функцией условий кристаллизации магмы, независимо от абсолютного возраста самого вулканического образования».

Данные Г. Д. Афанасьева в пользу синхронности указанных интрузий были приведены выше.

Раньше предполагали, что породы Тырнауза представляют собой «молодой интрузивный комплекс, проявившийся на чрезвычайно ограниченной площади» (Л. А. Варданянц), хотя это противоречило общей

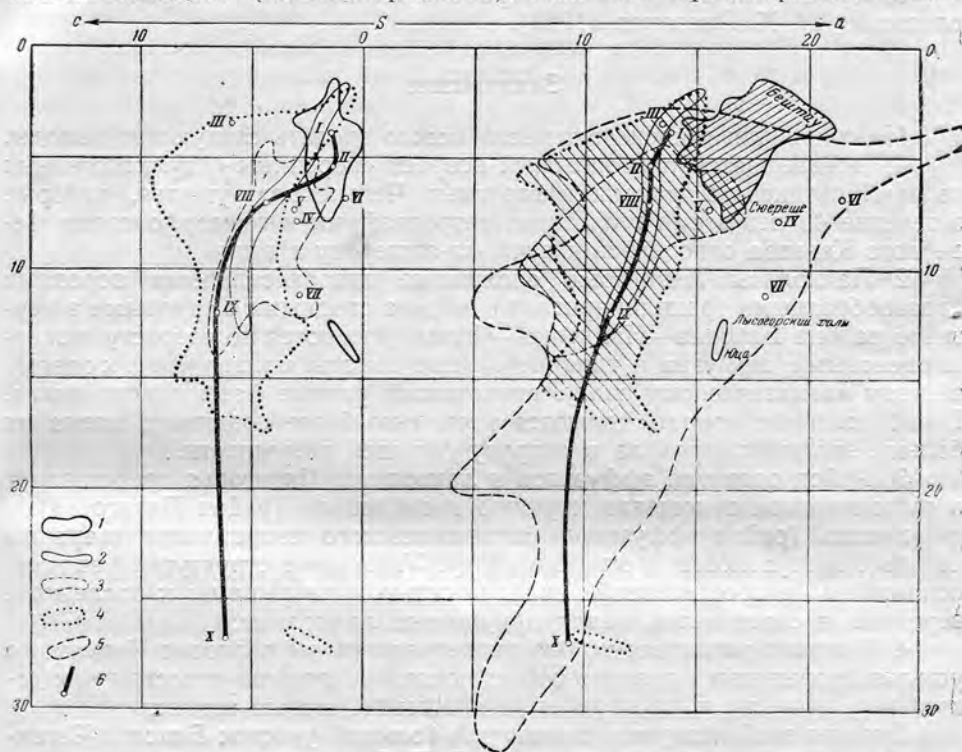


Рис. 8. Взаимосвязь эффузивов Центрального Кавказа и гипабиссальных пород Пятигорья и схема эволюции их магмы.

Ареалы фигуративных точек: 1—Пятигорья; 2—Чегема; 3—Эльбруса; 4—Казбека; 5—третичных интрузивных пород Малого Кавказа; 6—вариационная кривая базальт—риолит. I—риолит; II—липарит; III—пантеллерит; IV—трахит; V—щелочноземельный трахит; VI—щелочной трахит; VII—трахиандезит; VIII—дацит; IX—андезит; X—базальт

истории геологического развития региона. Теперь же оказывается, что подобные породы должны иметь чрезвычайно обширное развитие, в связи с чем меняется взгляд и на металлогению области их распространения.

Дело в том, что магма кислых интрузий теплинского типа (т. е. ныне нижнемiocеновые, они же Эльжуртинские и др.) отличалась высокой активностью, игравшей большую роль в генезисе оруденения Большого Кавказа.

Громадное большинство магматогенных рудопроявлений Центрального и Восточного Кавказа связано генетически именно с интрузиями «теплинского» типа. Поскольку площадь их развития ныне сильно расширяется, соответственно увеличиваются и возможности нахождения новых месторождений.

В связи с отнесением интрузий Чегемо-Баксанского района к разному возрасту, здесь предполагали наличие четырех металлогенических циклов: 1 — докембрийского с Си и Ац, 2 — более молодого с Мо. (крас-

ные граниты), 3 — палеозойского с Ni и 4 — послеюрского с As, Fe и др. В связи с новыми данными логичнее считать здесь наличие одного металлогенического цикла (нижнемиоценового), но расчленяющегося на ряд фаз, налагающихся местами друг на друга.

Пока еще неясно, почему проявления наземного вулканизма олигоценового * времени приурочены лишь к сравнительно незначительной области Большого Кавказа. Может быть, в других районах в это время происходили лишь выбросы пеплов, послуживших затем материалом для образования флоридиновых глин (путем гальмиролиза).

Подобные глины из майкопа района Кавказских Минеральных Вод описывает Н. Х. Платонов (1928).

Заключение

На основании вышеизложенного можно сделать следующие выводы.

1. Доказывается олигоценовый возраст «коренных» вулканогенных толщ Нальчикского района и верховья Чегемского ущелья, которые в течение 40 лет всеми геологами, петрографами и геоморфологами Северного Кавказа относились к акчагыл-апшерону и выше.

2. Лакколиты Пятигорья, сложенные гипабиссальными породами (разнообразными трахилипаритами), весьма сходными с таковыми эффузивов района Баксана—Нальчика—Чегема, являются по возрасту нижнемиоценовыми; эффузии и гипабиссальные породы принадлежат к одному общему магматическому очагу, представляя разные фазы одного цикла. Гипабиссальные породы являются несколько более поздними, магма их больше эволюционировала в сторону большей щелочности.

3. Район развития эффузивов и лакколлитов Пятигорья представляет в тектоническом отношении крупную антиклиналь (район Пятигорья) и синклиналь (район эффузивов) антикавказского направления, шарниры которых погружаются к северо-востоку. Указанные структуры, видимо, осложнены второстепенной складчатостью и разрывами; к последним, вероятно, в свде антиклинали приурочены лакколиты.

4. Впервые установлено, что кислые эффузивы верховья Чегемского ущелья прорываются гранитоидами; последние раньше относились к докембрию, ныне же доказывается их нижнемиоценовый возраст.

Породы этой интрузии, слагающей большой участок Баксано-Чегемского водораздела, представлены, по С. П. Соловьеву, в основном гранодиоритами (адамеллитами), что сближает их с подобными нижнемиоценовыми же гранодиоритами Зангезурского района Армении.

Гранодиориты части Баксано-Чегемского водораздела отвечают так называемым Эльджуртинским гранитоидам района Тырнауза, где с ними связано оруденение района; в этом свете необходим пересмотр многих соседних районов. Вероятнее всего здесь имеется один металлогенический цикл (нижнемиоценовый), расчленяющийся на ряд фаз.

Для «красных», или так называемых «северных», гранитов наиболее вероятен верхнедевонский возраст, т. е. они связаны с верхнекаледонской складчатостью.

5. Поскольку эффузивы Чегемо-Нальчикского района хорошо сопоставляются с более древними эффузиями района Эльбруса и Казбека, стратиграфия последних должна быть пересмотрена потому, что там, кроме четвертичных лав, несомненно, имеются и третичные (олигоценовые?) излияния.

6. На морфологии и возрасте (апшерон) эффузивов Нальчикского и других районов строились в основном выводы Л. А. Варданянца (1948) о весьма молодом возрасте рельефа Большого Кавказа. Новые данные

* О вулканизме эоценового времени на Северном Кавказе пока еще данных не имеется. Вулканические выбросы могут представлять продукты вулканических извержений в Главном хребте или лишь отзвук извержений вулканов Малого Кавказа.

полностью опровергают эти построения и подтверждают вывод Н. И. Николаева (1948) о том, что «... возраст рельефа Бокового хребта и вместе с тем Центрального Кавказа более древний, чем время образования поверхности выравнивания (с начала или середины третичного периода)».

Это сходится и с данными по истории развития рельефа для Малого Кавказа, где, по нашим материалам, рельеф начал определяться с начала миоцена (Зангезур), а местами несколько раньше (конец палеогена в Ахалкалакском нагорье).

Вышеприведенные факты позволяют внести значительные коррективы и в палеогеографические построения В. В. Белоусова (1940) для палеогенового времени.

Наличие олигоценовой континентальной вулканогенной толщи, сохранившаяся от размыва часть которой по объему превышает тысячи кубических километров, бесспорно, говорит о том, что в это время в центральной части Кавказа уже существовала горная возвышенность. Размывались при этом в основном глинисто-песчаниковые и мергельные толщи юры и мела, давшие обильный, довольно однообразный материал для накопления мощной литологически однообразной майкопской толщи.

В. В. Белоусов же (стр. 69 и др.) полагал, что основная область размыва в майкопское время располагалась к северу от современного Кавказского хребта.

7. Необходимо обоснованное расчленение гранитов Главного хребта путем детальной петрографической съемки на самостоятельные фазы и уточнение возраста каждой из них, без чего невозможно изучать металлогенические особенности каждой разновидности. Интересно также поставить работы по определению абсолютного возраста различных интрузий с учетом всех геологических условий их проявления и генезиса.

ЛИТЕРАТУРА

- Алферов Б. А. Рекогносцировочные исследования полосы третичных отложений между реками Урух и Нальчик (Северный Кавказ). Тр. ИГРИ, сер. А, вып. 13, 1932.
- Афанасьев Г. Д. Гранитоиды древних интрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа. Тр. ИГН АН СССР, вып. 69, петрограф. сер. (№ 38), 1950.
- Афанасьев Г. Д. Некоторые очередные проблемы магматизма Северного Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1954.
- Афанасьев Г. Д. Проблема возраста магматических пород Северного Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, стр. 57—79, 1955.
- Варданянц Л. А. Об эволюции санидинов и анортоклазов Центрального Кавказа. Советская геология, № 11, 1938.
- Варданянц Л. А. Неинтрузии, их оруденение и связь с тектоникой в Главном Кавказе. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, стр. 83—91, 1939.
- Варданянц Л. А. Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. АН Арм. ССР, 1948.
- Влодавец В. И. и Шаврова Н. Н. Гора Кабарджин. Тр. лаборатории вулканологии АН СССР, вып. 7, стр. 137—163, 1953.
- Герасимов А. П. К вопросу о вероятном возрасте извержений Эльбруса. Изв. АН СССР, стр. 633—638, 1910.
- Герасимов А. П. Обзор современных данных по геологии Северного Кавказа. Изв. Геол. ком., т. XLVII, № 4, стр. 327—360, 1928.
- Герасимов А. П. Геологический очерк бассейна верхней Малки (Северный Кавказ). Отчет о работах 1927—1929 гг. Тр. ЦНИГРИ, вып. 62, стр. 1—25, 1936.
- Герасимов А. П. Геологическое строение Минераловодского района. Т. П. Кристаллические породы северных лакколитов Пятигорья. Тр. ЦНИГРИ, вып. 93, стр. 1—84, 1937.
- Грушевой В. Г. Интрузивные породы юго-восточной части Армянской ССР и восточной части Нахичеванской АССР (Мегринский, Кафанский и Ордубадский районы). «Интрузивы Закавказья». Тр. Грузинск. геол. управл., вып. II, 1941.
- Дубянский В. В. К вопросу о горных породах с высших пунктов восточной и западной вершин Эльбруса. Изв. Варш. политехн. инст., 1910.
- Дубянский В. В. Заметка о новой вулканической области в долине Баксана. Изв. Варш. политехн. инст., вып. III, 1912.
- Дубянский В. В. К петрографии Эльбруса. (Породы южных склонов в области фирновых полей). Изв. Варш. политехн. инст., вып. III, 1914.
- Ицксон М. И. К вопросу о древних гранитоидах Дигории (Северный Кавказ). Записки Вс. минерал. общ., ч. LXIX, вып. 2—3, стр. 260—275, 1940.

- Кротов П. И. Гигантские котлы на Бештау. Ежег. по геол. и минерал. России, т. VII, вып. 6, 1905.
- Кузнецов И. Г. Краткий геологический очерк Балкарии. (Предварительный отчет о работах 1923 г. на Северном Кавказе). Изв. Геол. ком., т. XIII, № 9, стр. 987—1009, 1924.
- Кузнецов И. Г., Тектоника, вулканизм и этапы формирования структуры Центрального Кавказа. Тр. ИГН АН СССР, вып. 131, геол. серия (№ 52), 1951.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Вулканы и лавы Центрального Кавказа. Изв. СПб. политехн. инст., т. XX, вып. 1, стр. 193—288; вып. 2, стр. 491—522, 1913. В этой работе помещена также статья В. Орловского о лавах Чегемского ущелья (с картой).
- Лодочников В. Н. Одновременная геологическая съемка в районе Кавказских Минеральных Вод. Юго-восточная четверть Александрийского, восточная половина Лысогорского и северо-восточная четверть Зольского листов одноверстной карты Кавказа. Тр. ГГРУ, вып. 5, 1930.
- Муратов М. В. Очерк геологического строения северного склона Кавказа (в районе к югу от Кавказских Минеральных Вод). Тр. МГРИ, т. XXIII, стр. 12—56, 1948.
- Муратов М. В. и Гзовский М. В. Основные этапы развития Эльбруса как вулкана. Тр. МГРИ, т. XXIII, стр. 75—82, 1948.
- Николаев Н. И. О возрасте рельефа Центрального Кавказа и Предкавказья. Тр. МГРИ, т. XXIII, стр. 3—11, 1948.
- Павлинов В. Н. Общие черты строения лакколитов района Кавказских Минеральных Вод. Тр. МГРИ, т. XXIII, стр. 83—96, 1948.
- Паффенгольц К. Н. Стратиграфия четвертичных лав Восточной Армении. Записки Российск. минерал. общ., ч. LX, вып. 2, стр. 237—259, 1931.
- Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Нахичеванской АССР. Азерб. филиал АН СССР. Тр. Геол. инст. им. акад. И. М. Губкина, вып. XXVIII, 1940.
- Паффенгольц К. Н. К вопросу о возрасте эффузивов Центрального Кавказа, лакколитов Пятигорья и «гранитов Главного хребта». ДАН СССР, т. 96, № 6, стр. 1221—1224, 1954.
- Платонов Н. Х. Флоридиновые глины из района Кавказских Минеральных Вод. Тр. Бальнеол. инст. на Кавказских Минеральных Водах, 1928.
- Ренгартен В. П. О геологических исследованиях в бассейне рек Нальчика и Шалушки летом 1909 г. Отчет о сост. и деят. Геол. ком. в 1909 г. Изв. Геол. ком., т. XXIX, № 2, стр. 75—82, 1910.
- Ренгартен В. П. Вулканический пепел в окрестностях слободы Нальчик в связи с геологическим очерком прилегающей местности. Изв. Геол. ком., т. XXXI, № 6, стр. 385—427, 1912.
- Ренгартен В. П. Отчет о полевых работах по Чегему и Баксану в 1913 г. Изв. Геол. ком., т. XXXIII, № 2, стр. 52—55, 1914.
- Ренгартен В. П. Вулканические туфы в окрестностях Нальчика на Северном Кавказе. Изв. ГГРУ, XLIX, № 2, стр. 213—232, 1930.
- Ренгартен В. П. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. Тр. Вс. геол.-разв. объедин., вып. 148, 1932.
- Ренгартен В. П. О третичных эффузивах Северного Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, стр. 88—91, 1955.
- Симонов Н. С. Лавы Казбекского района как кислотоупорный строительный материал. Тр. Вс. геол.-разв. объедин., вып. 341, 1934.
- Соловьев С. П. Геолого-петрографический очерк верховья р. Ирик (юго-восточное подножье Эльбруса). Изв. ГГРУ, 50, вып. 18, стр. 231, 259, 1931.
- Соловьев С. П. Деллениты (дациты-шпариты) в районе р. Кыртыка (приток р. Баксана, Северный Кавказ). Записки Российск. минерал. общ., ч. LX, № 2, стр. 260—272, 1931.
- Соловьев С. П. Чегемская вулканическая область и район бассейнов рек Кестанты и Сакашиль (Северный Кавказ). Тр. ЦНИГРИ, вып. 103, 1938.
- Abich H. Erläuterungen zu einem Profile durch den nördlichen Abhang des Kaukasus vom Elbrus bis zum Beschtai. Zeitschr. für allgem. Erdkunde, Bd. I, S. 247—254 und Taf. V. Berlin. 1853. (Перевод в «Кавказском календаре» на 1853 г.).
- Abich H. Geologische Beobachtungen auf Reisen im Kaukasus im Jahre 1873 (mit 1 Karte). III. Die Quarztrachitformation von Tschegem. Bulletin, Soc. Imperiale de Naturalistes de Moscou, 1874, XLVIII, N 3, ss. 63—89. Moscou, 1875.
- Merzbacher G. Aus den Hochregionen des Kaukasus. Ammon L. Petrographische Bemerkungen der einige kaukasische Gesteine (Gesteine von Kum-tübe). Leipzig, S. 791—803. 1901.

К ВОПРОСУ О ПРОИСХОЖДЕНИИ ДОНЕЦКОГО БАСЕЙНА

Происхождение Донецкого бассейна уже давно является одним из интереснейших вопросов геологии южной части Европейской территории СССР, привлекавшим к себе внимание многих геологов. Среди них имена А. П. Карпинского, А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского, М. М. Тетяева, А. Н. Мазаровича, П. И. Степанова, Д. Н. Соболева и многих других.

Донецкий бассейн рассматривался как пример внутриплатформенной геосинклинали (Архангельский, 1934), передового или краевого прогиба (Тетяев, 1938; Шатский, 1946), краевого поперечного прогиба (Шатский, 1937).

Столь различное толкование природы Донбасса в значительной мере объясняется тем, что его огромные площади в результате пермских и последующих тектонических движений, а также сопутствовавших им трансгрессий, оказались ныне погребенными под осадочным чехлом надпалеозойских отложений различной мощности (до 2000—3000 м). Из общей площади Большого Донбасса, превышающей 500 тыс. км², только 25 тыс. км², или 5%, приходится на обнаженную часть, называемую открытым Донбассом. Естественно поэтому, что многие черты геологии палеозоя оказались скрытыми от непосредственных наблюдений исследователей, порождая порою взгляды, далекие от правильного понимания истинной природы бассейна.

Н. С. Шатский (1946) по этому поводу писал: «Вне обнаженной части Донецкого бассейна, в Большом Донбассе, палеозойские образования скрыты под мощной толщей мезо-кайнозоя, прорезанной лишь очень немногими глубокими скважинами, расположенными преимущественно на небольшом расстоянии от обнаженных угленосных площадей.

Соотношение между Донецким бассейном и окружающими тектоническими структурами нельзя выяснить непосредственными геологическими наблюдениями. Поэтому для решения вопроса о природе Донбасса наиболее правильным было бы применить сравнительно-тектонический метод».

За последнее десятилетие на территории Большого Донбасса и Предкавказья были проведены огромные по своим масштабам геологические и геофизические исследования, коснувшиеся как пород древнего комплекса, так и покрывающих их мезо-кайнозойских отложений. Эти же исследования, особенно глубокое опорное и разведочное бурение, были проведены и в примыкающих к Донбассу территориях, осветив строение складчатого основания на не известных до этого площадях. Тем самым был сделан следующий шаг в познании природы Донбасса и его геологического строения.

СУЩЕСТВУЮЩИЕ ВЗГЛЯДЫ НА ПРИРОДУ ДОНЕЦКОГО БАССЕЙНА

Начало изучению природы Донбасса положил в 1883 г. А. П. Карпинский, ограничивший своими замечательными линиями, получившими от Э. Зюссе его имя, контуры значительной Польско-Донецко-Мангышлакской складчатой системы (Карпинский, 1894), развитой на юге Европейской части СССР. Расположив южную из этих линий в пределах Северного Предкавказья, он тем самым оконтурил южную границу системы и первый установил палеозойский возраст складчатого фундамента этой части Предкавказья.

А. П. Карпинский (1883) правильно определил и геотектоническую природу Донбасса, назвав его «зачаточным кряжем», что по современной терминологии можно понимать как передовой (краевой) прогиб или парагеосинклиналь.

М. М. Тетяев (1938) еще в 1912 г. указал на антиклинальное положение Украинского кристаллического массива относительно Донецкого синклиория (складчатого Донбасса), полагая, что и южнее массива располагается синклиорий. Украинский массив он рассматривает как крупный и сложный антиклинорий, юго-западное крыло которого находится в области Черноморской депрессии. Складчатую структуру Донбасса М. М. Тетяев рассматривал не как самостоятельную, а как периферическую часть «большой зоны складчатости».

Н. С. Шатский (1937) на основании анализа фациальных особенностей каменноугольных отложений Донбасса и закономерностей в изменении их мощностей пришел к выводу, что Донбасс представляет собой крупный передовой прогиб или внешнюю предгорную впадину Крымско-Кавказской ветви герцинской складчатой зоны. Он писал: «Донецкий каменноугольный бассейн представляет не полный синклиорий, а лишь некоторую северную часть его; южная же часть ранее располагалась на восточном окончании Украинского кристаллического массива, где она размыта, и в прилегающих частях Приазовской депрессии, где она могла быть погружена на огромную глубину. В полном соответствии с этим выводом стоит и современная складчатая структура южной окраины бассейна, представляющая не естественное ограничение геосинклинальной впадины, подобно северной его части, а сильно поднятую и размытую глубокую область синклиория». Однако в отличие от взглядов М. М. Тетяева, принимавшего Украинский массив за антиклинальную герцинскую зону, разделявшую герцинские сложные мульды (синклиории, впадины), Н. С. Шатский полагает, что этот массив в юго-восточной части вместе с Донецким бассейном образует крупный свод альпийского возраста между Украинской мульдой и Причерноморской впадиной, разбившийся на сложном герцинском основании, а не первичное герцинское поднятие. В северо-западной части этот свод, по его мнению, представляет поперечный перегиб синклинальной зоны, поэтому Донецкий бассейн и польские герциниды надо сопоставлять по простиранию, как сходные по своему положению структуры.

А. Д. Архангельский в одной из своих последних работ (1947) допускал возможность перекрытия Азовской части Украинского кристаллического массива каменноугольными породами, но считал, что они не были дислоцированными и что в каменноугольное время Азовская часть считалась таким же устойчивым массивом, как и его западная часть.

Азово-Подольский массив он считал «совершенно отрезанным от остальной части Русской платформы геосинклинальным прогибом и превратившимся в течение каменноугольного периода в своеобразный срединный докембрийский массив в пределах обширной геосинклинальной области. Область эта подразделялась Азово-Подольским массивом на две ветви, из которых северная была представлена Донецким геосинклинальным прогибом, а южная располагалась на месте современного Крыма и

Черного моря. Таким образом, мы видим здесь разрастание геосинклинальной области за счет прилегающего древнего платформенного массива» (1948, стр. 282)

Очевидно, что в последние годы А. Д. Архангельский пришел к мысли о происхождении Донбасса из передового («геосинклинального») прогиба (северная ветвь), продолжая считать Азово-Подольский массив фактическим южным ограничением Донецкого прогиба.

Положение А. Д. Архангельского о каледонском возрасте горной страны, расположенной к югу от Донбасса и поставившей огромный терригенный материал в развивавшийся Донецкий прогиб, предполагает длительное состояние тектонического покоя после каледонского тектонического цикла и до середины герцинского цикла, который переживала средиземноморская геосинклинальная область, хотя история геологического развития Большого Кавказа показывает наличие тектонических движений, отвечающих нижнегерцинскому орогеническому комплексу (Ренгартен, 1947).

В 1946 г. Н. С. Шатским была предложена новая трактовка природы Большого Донбасса; из ее рассмотрения явствует, что в отличие от прежних взглядов (1937) Большой Донбасс рассматривается им как типичная краевая поперечная система, как платформенная структура, возникшая в девоне и развившаяся в карбоне.

Принимая Большой Донбасс как платформенную структуру, Н. С. Шатский полагает, что это «целиком исключает представление о нем, как о краевой зоне герцинской складчатости» (стр. 89).

Согласно его построениям (см. фиг. 7 из его работы 1946 г., стр. 87), Украинский массив генетически ограничивал на юге Донецкий поперечный краевой прогиб недалеко от его нынешней денудационной границы в районе Новочеркасска.

Почти вся территория Центрального и Западного Предкавказья имеет, по Н. С. Шатскому, докембрийский фундамент, являющийся продолжением погруженной части Украинского массива, составлявшего узкую платформенную полосу «параллельно которой и, следовательно, Донбассу протягиваются герциниды Крымско-Кавказской зоны» (стр. 89).

Вся остальная южная часть Центрального и Западного Предкавказья, а также все Восточное Предкавказье представляют, по Н. С. Шатскому, герцинскую складчатую зону, развившуюся в верхнем палеозое из древней геосинклинальной полосы, существовавшей еще в древнем палеозое и ранее. Этот верхнепалеозойский складчатый комплекс одновозрастен с герцинидами Крымско-Кавказской зоны и с Мангышлакской системой. При этом последняя обособлена от Донецкой системы еще на западном берегу Каспийского моря, будучи как-то связанной с Уралом и Кавказом. А. П. Ротай (1941) определенно высказался относительно полного перекрытия морскими осадками Украинского кристаллического массива в течение турнейского века и большей части визейского, исключая сравнительно небольшую западную часть этого массива.

Последний, по А. П. Ротаю, представлял антиклиналь. Однако в отличие от вышеизложенных взглядов М. М. Тетяева и Н. С. Шатского (1937) А. П. Ротай считает, что с верхних свит визейского яруса, начиная со свиты С, I, произошло обособление геотектонических условий в южной части Русской платформы и именно с этого времени начинается развитие донецкой верхнепалеозойской геосинклинали. При этом южная граница последней на западном продолжении Донбасса почти совпадала с выступавшим из-под уровня моря Украинским массивом, поставившим огромные количества обломочного материала в прогибавшуюся геосинклинали.

В. Е. Хаин (1953) предполагает, что Донбасс, ограничиваясь на юге Азово-Подольским поднятием, со среднего карбона получал обломочный материал от поднятия, образовавшегося из крупного геосинклинального

прогиба, возникшего в девоне — нижнем карбоне в северном Предкавказье. Тем самым он отрицает существование южной ветви Донецкой складчатой системы.

Е. О. Новик (1950) на основании идентичности сообществ каменноугольной флоры Донецкого бассейна и Северного Кавказа, пришла к выводу об общности геологической обстановки, в которой происходило накопление отложений донецкого и кавказского карбона.

Примерно о том же пишет и С. Е. Верболюз (1952), исходя из анализа мощностей карбона в открытой части Донбасса и Северного Кавказа. Он полагает, что современные выходы карбона на Северном Кавказе соответствуют южному борту выделенной им Донецко-Причерноморской геосинклинали. Последовательно увеличиваясь в мощности в северном направлении, осадки карбона достигают максимальных значений в районе г. Сальска, откуда далее на север снова начинается уменьшение мощности карбона. Северное крыло грандиозной Донецко-Причерноморской геосинклинальной впадины С. Е. Верболюз видит в восточном продолжении Донецкого бассейна.

Значительная часть Украинского массива западнее Азовского моря была свободна от каменноугольных осадков, в связи с чем последний мог рассматриваться в каменноугольном периоде как область денудации. Таким образом, западнее Азовского моря Донецко-Причерноморская геосинклинальная впадина, по С. Е. Верболюзу, разветвляется, образуя Донецкую и Причерноморскую впадины.

Нет необходимости в приведении высказываний других исследователей о происхождении Донецкого бассейна, поскольку они в какой-то мере повторяют вышеизложенные положения. Существующие представления о природе Донбасса можно суммировать в виде трех главных точек зрения.

1. Донецкий бассейн является геосинклиналью, развивавшейся в течение среднего девона — нижней перми между Русской платформой на севере и Украинским массивом на юге.

В этом понимании Донецкий бассейн является новообразованием внутри южного края Русской платформы — внутриплатформенной геосинклинали, развивавшейся в восток-юго-восточном направлении и «выклинивавшейся» в запад-северо-западном направлении (Архангельский, 1934).

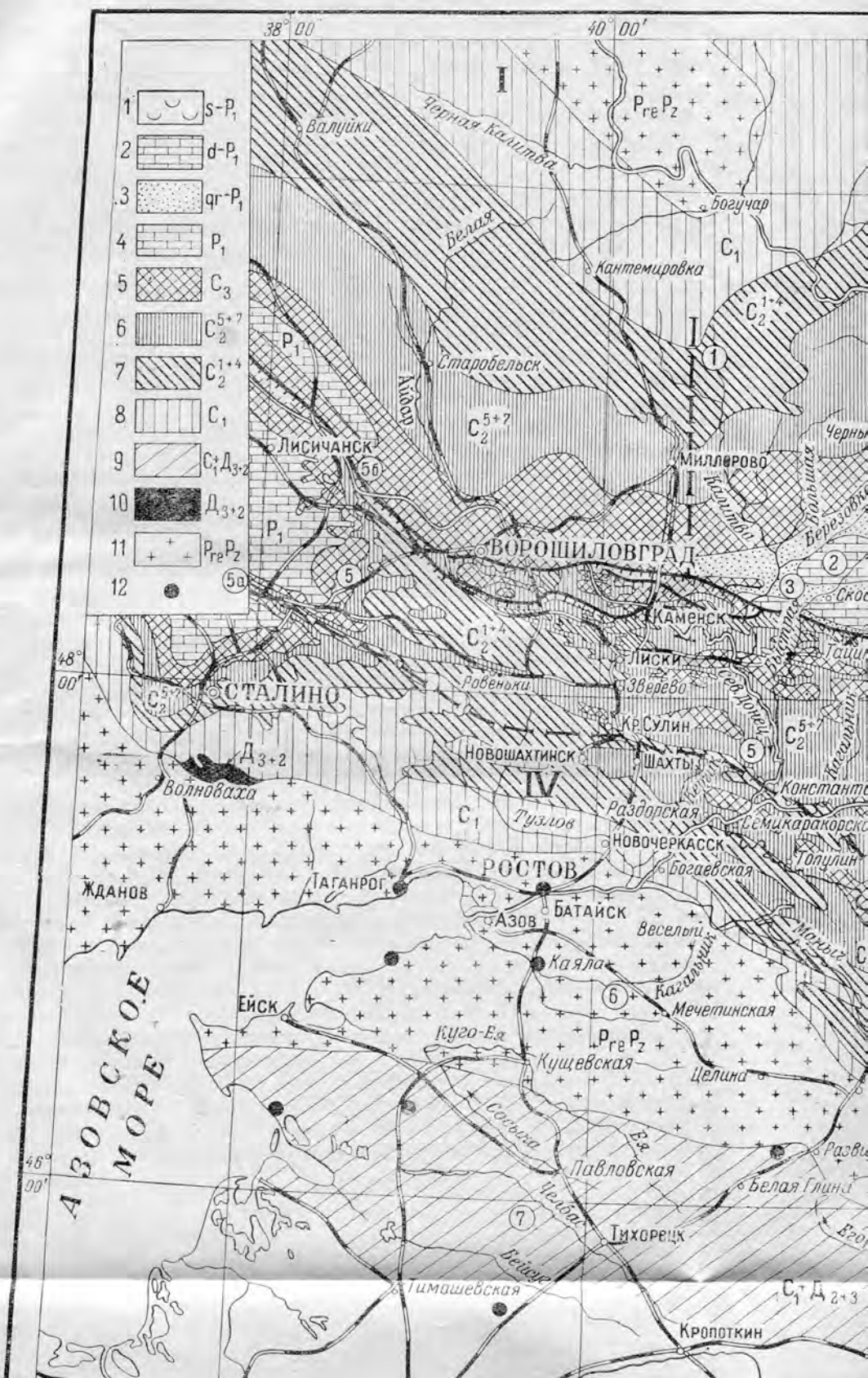
2. Донецкий бассейн представляет собой верхнепалеозойскую платформенную структуру — поперечную краевую систему, ограниченную на юге узкой платформенной полосой Украинского массива. Система эта выклинивается в запад-северо-западном направлении и тупо заканчивается в восток-юго-восточном направлении на западном побережье Каспийского моря (Шатский, 1946).

3. Донецкий бассейн представляет собой передовой прогиб (внешнюю передовую впадину), развившийся в верхнем палеозое впереди складчатой зоны Крымско-Кавказской ветви средиземноморской геосинклинальной области.

При этом различаются три варианта:

а) Украинский массив — это срединный массив внутри геосинклинальной области, впереди которого между ними и Русской платформой образовался Донецкий геосинклинальный прогиб. К югу от массива сохранились возвышенные складчатые области каледонского цикла, представлявшие терригенный материал в развивавшийся Донецкий передовой прогиб; последний в этом случае имел более узкие границы в поперечном разрезе (Архангельский, 1948).

б) Украинский массив, по крайней мере Приазовская его часть, является послескладчатым мезозойским поднятием — антиклиналом (антиклинорием), относительного которого собственно Донбасс представляет северную ветвь (синклинорий) Донецкого передового прогиба;







44 00'

46 00'

48 00'

Медведица

Камышин

Фролово

Солодча

Серафимович

Иловлинская

оз. Горькое

Дон

Дубовка

Эльтон

Калач

СТАЛИНГРАД

Волга

оз. Сарпа

s-P₁

Нижне-Чирская

Верх. Баскунчак

оз. Баскунчак

Аксмен

Кругляков

III

Аксаи-Есауловский

Котельниковский

оз. Сарпа

Красный

Ахтуба

Волга

Зимовники

Заветное

Киберле

Хуторский

Ремонтное

Манч

Степной

Лесчаное

Ипатово

Валуга

Рагули

Айгурка

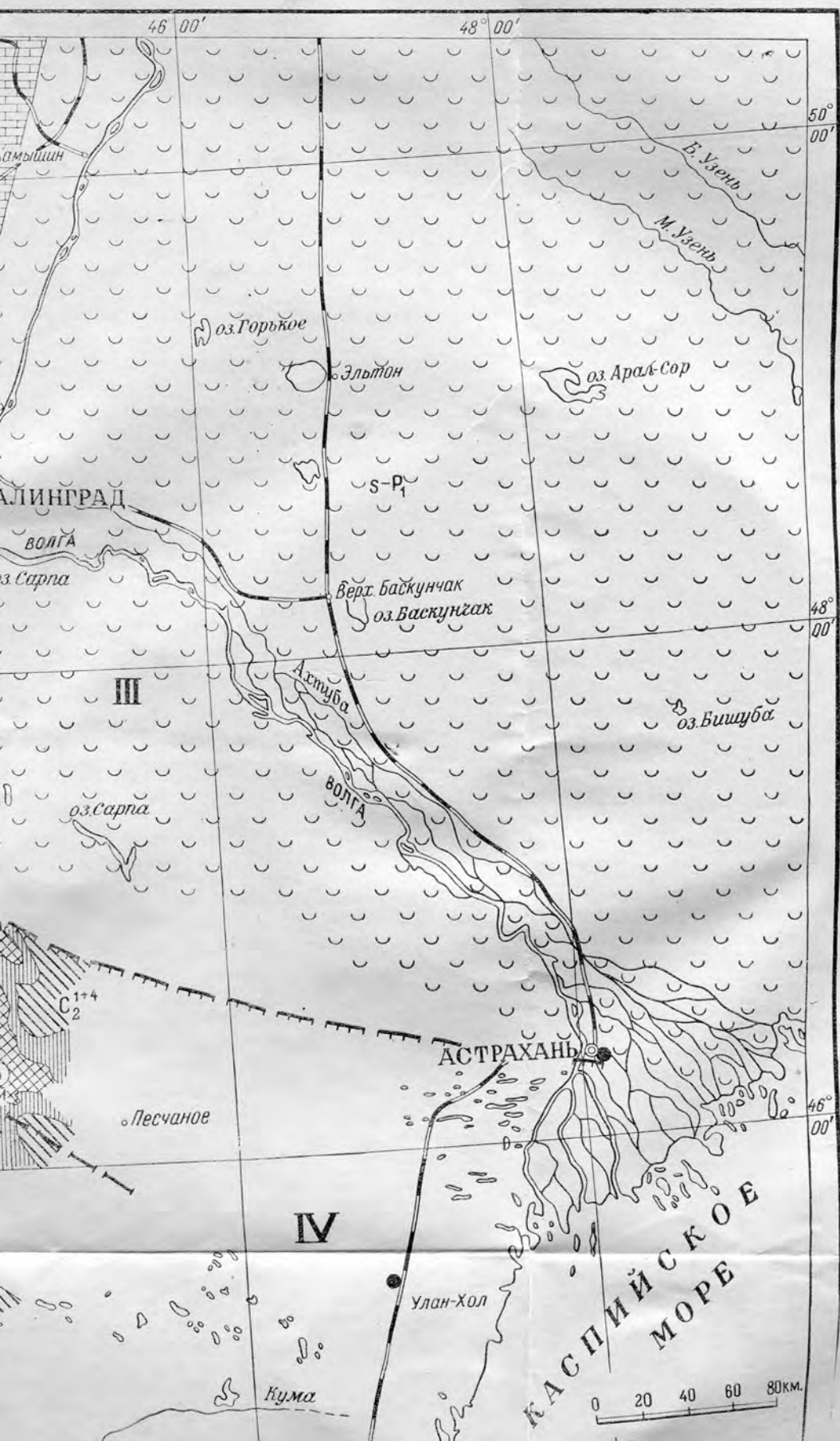
IV

Улан-Хол

Кума

СТАВРОПОЛЬ

АСТРАХАНЬ



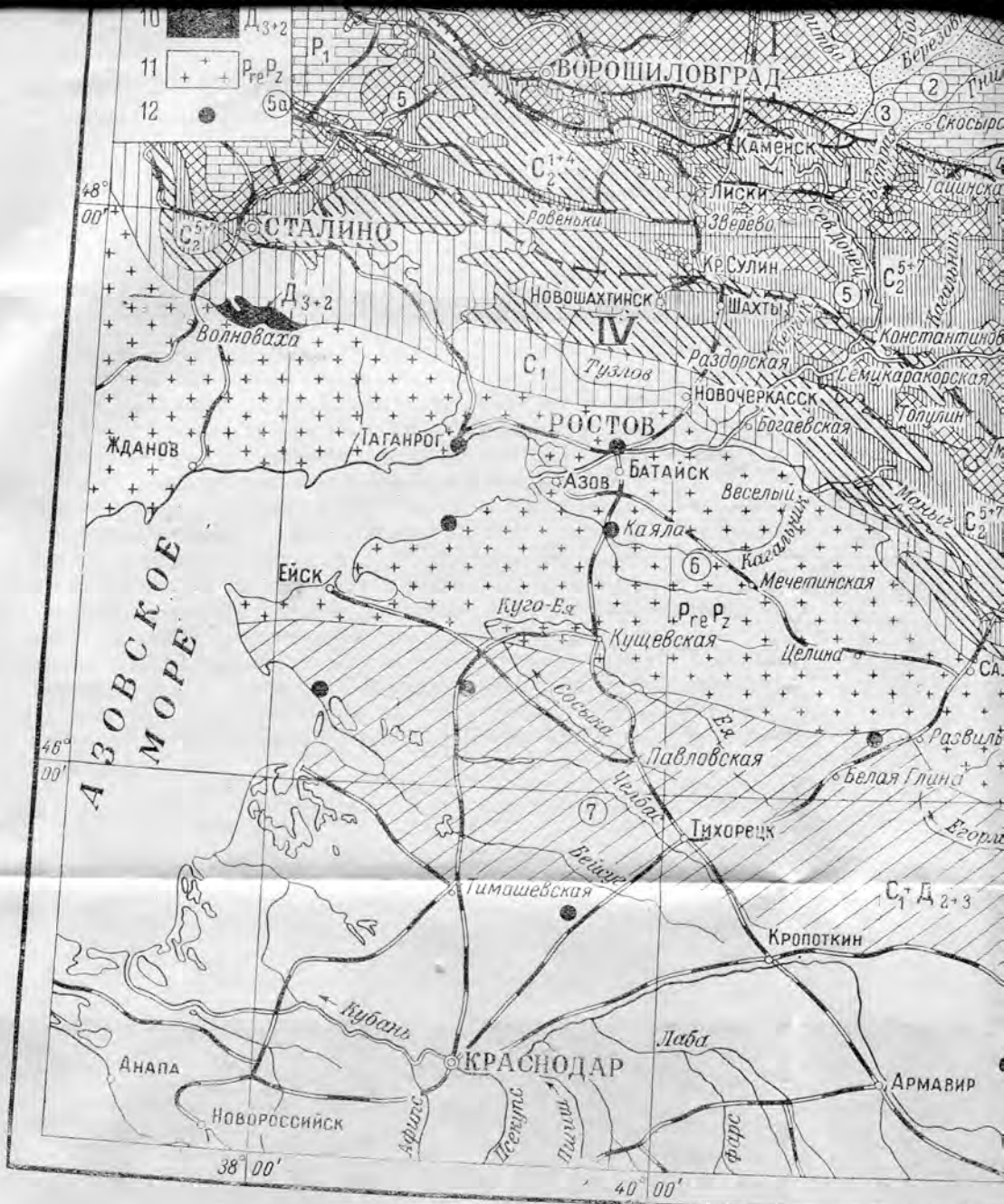


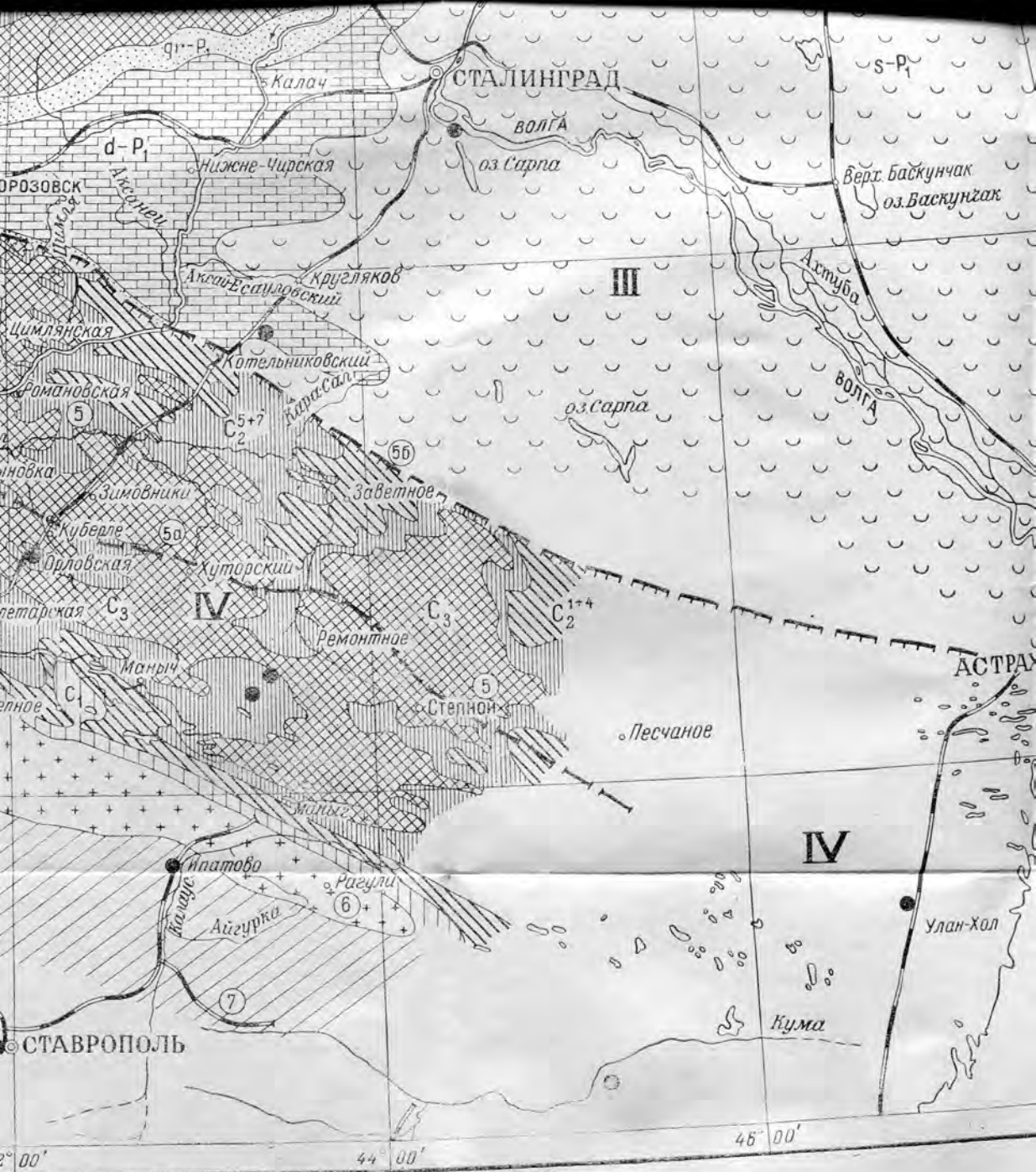
Схема геологического строения и тектонического

1—нижняя пермь, гипсово-соленосная толща; 2—нижняя пермь, известково-доломитовая толща; 3—нижняя пермь, толща нижнего карбона, среднего и верхнего девона; 10—девон; 1—главные структурные элементы схемы: 1—Возлежская антеклиза, 1—Миллеровское поперечное поднятие, 1—Миллеровская складчатая система, 5—Северный донецкий мегаинклинарий (собственно Донбасс), 5—Зубчатой линии



Геологического строения и тектонического районирования восточной части Большого Донбасса и прилегающих территорий. 1—Миллеровское поперечное поднятие; 2—Глубокинская синклиналь; 3—Астаховский доонецкий мегасинклиниорий (собственно Донбасс); 4—ось Главной антиклинали; 5—Главный северный надвиг Донбасса; 6—Главный Зубчатой линией обозначен Главный северный надвиг Донбасса, а пунктиром—оси поднятий

естняково-доломитовая толща; 3—нижняя пермь, толща медистых песчаников; 4—нижняя пермь без подразделения; 5—верхний карбон; 6—нижний карбон, средний и верхний девон; 10—девон; 11—допалеозойские гранитоиды, граниты и другие кристаллические породы; 12—мезозойская антеклаза, 1—Миллеровское поперечное поднятие; 2—Преддонецкий синклиниорий; 3—Глубокинская синклиналь; 4—Астаховский доонецкий мегасинклиниорий (собственно Донбасс); 5—ось Главной антиклинали; 6—Главный северный надвиг Донбасса; 7—Главный северный надвиг Донбасса; 8—оси поднятий



онования восточной части Большого Донбасса и прилегающих территорий для герцинского цикла
 дистых песчаников; 4—нижняя пермь без подразделения; 5—верхний карбон; 6—средний карбон, московский ярус; 7—средний карбон, ба
 опалеозойские гранитоиды, граниты и другие кристаллические породы; 12—некоторые глубокие скважины
 ; II—Предонетский синклиний, 2—Глубокинская синклираль, 3—Астаховское поднятие, 4—Северо-Каменская (Морзовская) синклинал
 ось Главной ангиклинала, 6—Главный северный надвиг Донбасса; 6—Главный донецкий мегантиклинорий, 7—Южный донецкий мегасин
 обозначен Главный северный надвиг Донбасса, а пунктиром—оси поднятий



прилегающих территорий для герцинского цикла

1-верхний карбон; 2-средний карбон, московский ярус; 3-средний карбон, башкирский ярус; 4-нижний карбон; 5-нижний карбон; 6-средний карбон, московский ярус; 7-средний карбон, башкирский ярус; 8-нижний карбон; 9-нижний карбон; 10-нижний карбон; 11-нижний карбон; 12-некоторые глубокие скважины

1-Астаховское поднятие, 2-Северо-Каменская (Морззовская) синклиналь; III-Прикаспийская впадина; IV-Донецкий мегантиклинорий, 5-Южный донецкий мегасинклинорий.

южная ветвь прогиба сейчас глубоко погружена в недрах Приазовской депрессии. Ширина Донецкого прогиба в этом случае могла быть наибольшей (Шатский, 1937; отчасти Тетяев, 1938).

в) Донецкий бассейн вместе с Северным Кавказом представлял в карбоне единую грандиозную Донецко-Причерноморскую геосинклиналь с осью, проходившей в районе г. Сальска. Западнее Азовского моря эта огромная геосинклиналь Украинским массивом разделялась в карбоне на две впадины — Донецкую и Причерноморскую (Верболюз, 1952; отчасти Тетяев, 1938).

Как увидим ниже, третья точка зрения, точнее ее второй вариант, оказалась более других соответствующей новым фактам.

ДАнные О НОВЫХ СКВАЖИНАХ, ВСКРЫВШИХ ДОМЕЗОЗОЙСКОЕ СКЛАДЧАТОЕ ОСНОВАНИЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БОЛЬШОГО ДОНБАССА И ПРЕДКАВКАЗЬЯ, И ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Не останавливаясь на известных в литературе (сб. «Большой Донбасс», 1941) данных относительно состава и мощности каменноугольных отложений в открытой части восточного Донбасса и примыкающих к нему областях, о чем говорится в конце настоящего раздела, приведем сведения о новых скважинах, вскрывших верхний палеозой и более древние породы.

Погребенные верхнегерцинские структуры восточной части Большого Донбасса вскрыты большим количеством скважин, пробуренных севернее Главного северного надвига Донбасса * восточнее рр. Быстрой и Дона, в районе между станциями Куберле и Двойная, а также севернее озера Цанхак на Белоглинской структуре.

Кроме того, карбон и более древние породы вскрыты в пределах Северного Предкавказья в ряде поисковых, разведочных и опорных скважин, а также на Каспийском побережье между рр. Волгой и Кумой (см. рисунок).

В настоящее время можно уверенно сказать, что породы каменноугольного возраста, представленные обычными для открытого Донбасса серыми сланцами, песчаниками и известняками, распространяются вдоль полосы северной мелкой складчатости от станицы Тацинской до меридиана г. Котельникова и, вероятно, восточнее его. Скважинами в районе Куберле-Двойная на глубине 320—370 м обнаружены отложения верхов среднего отдела и самые нижние горизонты верхнего отдела каменноугольной системы. Это обычные для антрацитового поля открытого Донбасса серые глинистые и песчаные сланцы, а также мелкозернистые песчаники и серые известняки. Характерно, что сланцы практически не содержат во вскрытой части разреза ни угольных прослоев, ни растительных отпечатков, столь обычных в открытом Донбассе, а также на левом берегу р. Дона между станицей Семикаракорской и хут. М. Орловка. Такие же породы, как в Куберле-Двойная, но без известняков, вскрыты четырьмя скважинами Белоглинской площади на глубинах 1600—1800 м. В результате тщательной мацерации образцов пород из белоглинских скважин, проведенной в 1955 г. К. И. Иносовой, были обнаружены лишь единичные споры, имеющие широкое вертикальное распространение, а также мелкие углистые частицы.

В районе Куберле-Двойная и на Белоглинской площади породы карбона метаморфизованы (плотность порядка 2,65—2,70) и дислоцированы (углы падения 45—75°). Вероятнее всего, в районе Куберле протягивается основная антиклинальная структура открытого Донбасса — Главная антиклиналь.

* О Главном северном надвиге Донбасса см. статью А. Я. Дубинского в докладах АН СССР, т. 80, № 5, 1951.

Гравиметрические исследования показывают, что между г. Котельниковым и Главной антиклиналью располагаются Главная синклиналь и другие складки Донецкой системы. Это свидетельствует о сохранении интенсивной складчатости далеко восточнее известных ранее пунктов восточной части Большого Донбасса.

Скважины, пробуренные восточнее г. Котельникова, убеждают в том, что складчатость сохраняется и далее в том же направлении, не затухая вплоть до западного берега Каспийского моря. Так, в джанайской скважине, расположенной на западном побережье Каспия, на глубине 2475 м были вскрыты темносерые, зеленовато-серые и бурые глинистые и песчаные сланцы, а также мелкозернистые песчаники нередко бурой окраски. В сланцах К. И. Иносовой были обнаружены единичные споры рода *Hymenozonotriletes* N a и m и *Euryzonotriletes* N a и m верхнепалеозойского облика. Породы эти по внешнему виду и под микроскопом весьма напоминают отложения верхнего карбона и толщи медистых песчаников нижней перми, вскрытые в последние годы в районе севернее г. Каменска и станицы Белой Калитвы в лежащем крыле Главного северного надвига Донбасса, к которым они, вероятнее всего, и относятся.

Однако степень метаморфизма джанайских пород несколько выше, чем отложений в районе г. Каменска и станицы Белой Калитвы, отвечая метаморфизму, свойственному породам верхнего и среднего карбона северной полосы мелкой складчатости районов Котельникова, Тацинской и Белой Калитвы. Весьма примечательно, что породы джанайской скважины интенсивно дислоцированы. Здесь в интервале от 2475 до 3035 м углы падения устойчиво сохраняют значения 50—80°. Можно думать, что эта скважина вскрыла дальнейшее восточное продолжение Главной или Северной антиклиналей, простирающихся сюда из открытого Донбасса.

Важные данные получены и в глубокой Астраханской скважине, расположенной в 145 км северо-восточнее Джанайской скважины. Здесь в интервале глубин 1463—2297,6 м вскрыты нижнепермские отложения (Копелиович, 1954). Относятся они к артинскому и кунгурскому ярусам. Породы артинского яруса представлены аргиллитами с подчиненными им прослоями алевролитов и полимиктовых песчаников с линзами гравелитов.

В известковистых аргиллитах верхней части яруса обнаружены *Marginitera stuckenbergiana* Krot. и остатки *Cladochonus*. В песчаниках и гравелитах обломочный материал представлен, помимо зерен кварца и полевых шпатов, обломками эффузивных пород, туфов основной и кислой магмы, метаморфических сланцев, яшм, аргиллитов и разнообразных известняков с фауной намюрского, вестфальского ярусов верхнего карбона внизу, и сакмарского яруса вверху.

Отложения кунгура состоят в нижней части из ангидритов с прослоями аргиллитов, а вверху слагаются аргиллитовидными глинами, часто содержащими алевролитовый материал и обуглившийся растительный детрит. Нижнепермские отложения сильно дислоцированы — углы падения 30—40°, в отдельных случаях 70—80°. Степень их метаморфизма сравнительно с породами джанайской скважины меньшая. Астраханская скважина, вероятно, располагается в районе, близком к Главному северному надвижу Донбасса.

Переходим к рассмотрению материалов глубокого бурения южнее линии Новочеркасск—Сальск—Дивное.

В последнее время буровые скважины в районе г. Ростова-на-Дону, ст. Каяла и с. Маргаритовки вскрыли допалеозойские породы: серые биотитовые гранитогнейсы (г. Ростов, на глубине 527 м), зеленые биотитовые гранитогнейсы (ст. Каяла, на глубине 620 м), катаклазированные биотитовые среднезернистые граниты (с. Маргаритовка, на глубине 1185 м).

Южнее с. Маргаритовки у станицы Ново-Минской в интервале глубин 2398—2546 м вскрыты серые до темносерых глинистые сланцы, перемежающиеся с кварцитовидными песчаниками и гравелитами. Глинистые сланцы содержат растительный обугленный детрит. Они, как и остальные породы, сильно метаморфизованы и не уступают по плотности (2,72) породам карбона центрального антрацитового поля Донбасса. Органических остатков в породах Новоминской скважины, надежно датирующих их возраст, не встречено, и относительно последнего можно судить только по аналогии с породами Южного Донбасса и Северного Предкавказья.

В 42 км южнее г. Ейска в Ясенской скважине в интервале глубин 2240—2500 м были обнаружены конгломераты и брекчии, содержащие гальку и обломки песчаников, метаморфических сланцев и обломков жильного кварца. Цвет сланцев зеленый и серый, иногда буро-фиолетовый. Цемент железистый, также буро-фиолетовый, прочный. Размер галек и обломков от нескольких миллиметров до 50 мм и более. Среди слоев конгломерата фиксированы прослойки зеленых и серых метаморфических хлорито-кварцевых сланцев, происшедших из песчаных сланцев. Все породы сильно метаморфизованы и дислоцированы (угол падения 20—30°).

Располагаясь западнее Новоминской скважины, вскрывшей, как это будет видно ниже, по всей вероятности, нижний карбон, а также юго-западнее Маргаритовской скважины, обнаружившей катаклазированные граниты допалеозоя, Ясенская скважина, видимо, показала наличие уже девонских, точнее верхнедевонских обломочных пород. По своему составу они походят на маломощные нижнефаменские конгломераты, описанные Ю. М. Пушаровским (1947) в юго-западной части открытого Донбасса — в бассейне р. Волновахи. Так же, как и там, они, может быть, подстилают осадки нижнего карбона в районе ст. Новоминской и в других пунктах Северного Предкавказья, где последние обнаружены.

Весьма важные данные получены по Песчанокопской скважине, расположенной в 50 км юго-западнее г. Сальска.

В интервале глубин 2519—2741 м в скважине вскрыты породы, похожие на паралические угленосные отложения вестфальского яруса открытого Донбасса. Как и в последнем, мы видим здесь чередование серых глинистых и песчаных сланцев с песчаниками, редкими углистыми сланцами и известняками.

В последних обнаружена микрофауна, определенная Н. А. Редичкиным: *Brunsia pulchra* Mikh., *Glomospira gordialis* Jones et Parker, *Tolypammina vagans* (Brady), *Endothyra primaevae* Raus., *E. samarica* Raus., *Endothyra* sp., *Textularia* ex gr. *gibbosa* (d'Orb), *Tetrataxis dentata* Viss., *Archaesphaera crassa* Lip., *A. grandis* Lip., *Eonodosaria?* sp., *Eostaffella mediocris* Viss.

На основании анализа вышеуказанного комплекса фауны Н. А. Редичкин пришел к выводу, что известняк из Песчанокопской скважины не древнее турне и не моложе нижнего визе.

Если это так, то интересным является факт обнаружения в южной части Донбасса уже в пределах Северного Предкавказья песчано-глинистых отложений донецкого типа на границе турне и визе, в то время как в одновозрастных отложениях Южного Донбасса в районе г. Сталино преобладают мощные толщи известняков.

Напомним, что угленосная толща Подмосковного бассейна развивалась примерно в то же геологическое время, что и в районе Песчанокопской скважины. Возможно допущение, что угленосность, как функция изменения фациальных условий, смещалась от визе — намюра западнее р. Кальмиус (районы Петропавловки, Павлограда, Новомосковска и др.) до турне — визе в восточной части Большого Донбасса.

Макро- и микроскопически комплекс терригенных отложений Песчанокопской скважины весьма сходен с породами вышеупомянутой Ново-

минской скважины. Объединяет их и высокая степень метаморфизма. В то же время дислоцированность пород Песчанокопской скважины много интенсивнее: они перемяты, несут массу зеркал скольжения и круто поставлены (под углом $60-80^\circ$) к горизонту. Видимо, Песчанокопская скважина располагается в пределах какой-то крупной антиклинальной структуры, а Ясенская и Новоминская скважины вскрыли породы, лежащие большую синклиналь, о чем говорят относительно пологие углы при сильной метаморфизации пород.

Близки по своему составу к отложениям Песчанокопской скважины породы, обнаруженные в Ипатовской опорной скважине на глубине от 2021 до 2255 м. Сближает их и большая метаморфизация (глинисто-хлоритовые и глинисто-серицитовые сланцы) и сильная дислоцированность. Залегание этих пород в пределах проблематической крупной антиклинальной структуры подчеркивается присутствием среди них основных интрузивных тел (фельзит-порфиоров). Видимо, и породы Ипатовской скважины приходится принимать по аналогии с породами Песчанокопской скважины за нижнекаменноугольные. Поиски в них органических остатков, по устному сообщению В. Д. Голубятникова (январь 1955 г.), результатов не дали.

В районе Ставрополя, западнее и северо-западнее города, на глубинах 1500—1800 м были вскрыты серые до темносерых аргиллиты и алевролиты, наклоненные под углом $30-60^\circ$ к горизонту. Залегают они, как впрочем и в других пунктах Северо-Западного Предкавказья, под горизонтальными осадками апт-альба. Будучи довольно сильно метаморфизованными, эти породы пересечены трещинами, выполненными кальцитом и кварцем.

В Выселковской скважине, расположенной в 60 км юго-западнее ст. Тихорецкой, в интервале 2619—2755 м вскрыты серые аргиллиты и алевролиты без органических остатков. Породы эти интенсивно дислоцированы (угол $50-80^\circ$) и прорваны порфирированными телами.

Вопрос о возрасте пород из Ставропольских и Выселковской скважин ввиду отсутствия прямых надежных материалов может быть приближенно решен на основании следующих косвенных данных. По их дислоцированности эти породы можно было бы принять за каменноугольные или юрские (лейас). Они внешне похожи, с одной стороны, на донецкие карбоновые сланцы, а с другой стороны, напоминают нижнеюрские сланцы центральных частей Большого Кавказа.

Против юрского возраста пород Ставропольских и Выселковской скважин имеются следующие соображения. Нагутская (минераловодская) опорная скважина, о которой говорится ниже, расположенная южнее Ставропольских и Невинномысской скважин, не показала мезозойских пород древнее титона. Поэтому можно предположить, что верхнеюрский бассейн образовал залив севернее района Минеральных Вод, протягивавшийся ориентировочно от ст. Курсавка до г. Георгиевска и далее на юго-восток. Продолжение титонско-неокомского бассейна вряд ли простиралось далеко на север, так как уже в Невинномысской и Ставропольских, как впрочем и в остальных скважинах Северо-Западного Предкавказья, не констатировано отложений древнее апт-альба*.

Для косвенного решения вопроса относительно возраста пород Ставропольских и Выселковской скважин можно привлечь и совместный анализ зон метаморфизма углей и вмещающих пород Северного Кавказа и Восточного Донбасса.

Степень метаморфизма для верхнепалеозойских и мезозойских углей и пород убывает от центра Кавказской системы в районе Главного

* Не подтвердилась поэтому схема И. О. Брода (1947) в отношении киммерийских сооружений, располагавшихся, по его мнению, между донецкими герцинидами и кавказскими альпийскими сооружениями.

хребта к его периферии, т. е. к Предкавказью. В то же время в Донецком бассейне степень метаморфизма углей, а следовательно и вмещающих пород карбона, уменьшается с севера на юг, т. е. во встречном направлении.

Наименьшая степень метаморфизма нижнеюрских угленосных пород на Северном Кавказе фиксирована по наличию длиннопламенных углей в районе Хумары (плотность пород 2,40), т. е. далеко южнее Выселковской и Ставропольских скважин. Породы этих скважин метаморфизованы до стадии, соответствующей углям, близким к спекающимся (плотность 2,58—2,62).

В последнее время К. И. Иносова, анализируя обильный растительный обуглившийся детрит из слоистого песчаника Выселковской скважины, непосредственно залегающего под углом 5—7° на вышеупомянутых резко дислоцированных породах, обнаружила пыльцу рода *Rhytisaccus* Naum. Она характерна для верхнего карбона и перми, т. е. отпадают предположения о мезозойском возрасте дислоцированных пород Выселковской, а вместе с нею и Ставропольских скважин. Вероятнее всего отнести их к каменноугольным отложениям (С₁—С₂) *.

В районе западнее г. Минеральные Воды в глубокой Нагутской опорной скважине на глубине 2002 м обнаружены мясокрасные кварцевые порфиры, ассимилировавшие зеленовато-серые глинисто-хлоритовые сланцы. Возраст порфиров, видимо, нижекарбонный **.

И, наконец, в Невинномысской скважине на глубине 1479 м под апт-альбскими отложениями вскрыты дислоцированные (углы падения 25—64°) и метаморфизованные темносерые, зеленые и краснобурые до шоколадно-лиловых породы. До глубины 2000 м они представляют собой серию глинисто-хлоритовых сланцев, переслаивающихся с горизонтами метаморфизованных туфогенных пород. Большая степень метаморфизма вскрытых пород и первично-эффузивный облик некоторых пачек исключают возможность отнесения их к сходным по внешним признакам породам нижней перми Северного Кавказа. Вместе с тем развитие эффузивных пород в разрезе верхов среднего палеозоя (конец среднего, верхний девон) на Северном Кавказе, в пределах южной части Донбасса, в районе г. Чернигова (Усенко и Бернадская, 1954), а также наличие жильного кварца в конгломератах Ясенской скважины и близкое положение к Невинномысской скважине каменноугольных отложений Выселковской и Ставропольских скважин, в сумме дают известное основание относить невинномысские породы к среднему или верхнему девону. И внешне они сильно напоминают разновозрастные образования, известные в пределах Передового хребта Северного Кавказа по рр. Большему Зеленчуку и Маруху.

При бурении куберлинских скважин замечена еще одна особенность каменноугольных отложений в восточной части Большого Донбасса. В то время как в районе станицы Семикаракорской на левом берегу р. Дона, по данным многочисленных скважин, верхняя половина свиты С₂⁷ содержит значительное количество углей, известняков и песчаников, в районе Куберле эта часть разреза практически их не содержит. В этой связи характерно отсутствие известняков и во вскрытом разрезе карбона почти всех глубоких скважин Северного Предкавказья, Южных Ергеней (Белоглинская структура), Джаная, а также редкие находки спор и пыльцы. Вероятно, мы имеем дело с какими-то качественными изменениями геотектонического режима восточной части Донецкого прогиба в

* Вряд ли такие соотношения возможны, так как нет оснований предполагать фазу складчатости между С₂ и С₁ в этих и близких областях. Вероятнее, что либо возраст отложений с *Rhytisaccus* Naum., либо несогласно подстилающих их дислоцированных толщ определен неверно (прим. ред.).

** Возраст этих порфиров, вероятно, более молодой, если судить по соотношениям между С₁—С₂ и порфирами в открытом Донбассе (прим. ред.).

период его погружения и связанным с ними преобладанием субаквальной обстановки*.

Приведенный выше материал по скважинам, вскрывшим домезозойский складчатый фундамент Северо-Западного Предкавказья, вместе с данными последних гравиметрических и сейсмических исследований показывает, что в его пределах располагается складчатая система, сложенная нижним, а может быть, средним и верхним карбоном; на юге, в районе Невинномысска и Минеральных Вод, система ограничена более древними породами среднего палеозоя. От основного поля развития каменноугольных пород Восточного Донбасса предкавказский карбон отделен значительной площадью развития допалеозойских кристаллических образований в районах г. Ростова, ст. Каяла и восточнее. Последние составляют теперь денудационные контакты с карбоном, ранее покрывавшим и поле нынешнего развития древнейших пород.

В северо-западной части Предкавказья в районе к югу от г. Ейска непосредственно на допалеозой, видимо, налегает средний и верхний девон (Ясенская скважина), как это имеет место и в южной части открытого Донбасса (бассейн р. Кальмиуса). Карбон, в свою очередь, по аналогии с южным Донбассом, видимо, имеет денудационные контакты с девоном и подстилающими его допалеозойскими породами.

Можно думать, что в пределах значительной части Северного Предкавказья погребена южная ветвь Донецкой складчатой системы, отделенная от северной ветви (собственно Донбасса) крупным посленижнепермским поднятием (Главным донецким антиклинорием), глубоко размытым на свде вплоть до древнейших кристаллических пород основания. От поля развития каменноугольных отложений Северного Кавказа южная ветвь Донецкой складчатой системы отделена другим крупным антиклинорием, проходящим в районе Невинномысска, — Южно-Ставропольским поднятием.

Данные Джанайской опорной скважины, в свою очередь, указывают на огромные линейные размеры Донецкой складчатой системы, простирающейся, по всей вероятности, также в пределы Северного Прикаспия. На восточном берегу Каспийского моря геотектоническая картина, видимо, проще той, которая показана А. Л. Яниным (1951), хотя в этом вопросе пока еще нет достаточной ясности.

В заключение следует коротко сказать о генетических границах восточного Донбасса. Новые скважины, вскрывшие каменноугольные отложения (свиты C_2^5 — C_3^3) к северу от известных выходов карбона в районе Ворошиловограда, Каменска и Белой Калитвы, показывают постепенное уменьшение мощностей карбона и известное увеличение роли известняков в разрезе в северном направлении, что свидетельствует уже об условиях, близких к платформенным (табл. 1, 2). Таким образом, северная генетическая граница Донбасса является вполне определенной. В то же время по направлению на юг в сторону г. Шахты мощность свит среднего карбона (табл. 2) постепенно увеличивается, а удельный вес известняков в них сравнительно с северными разрезами уменьшается.

Таким образом, в южном направлении от Главной антиклинали мощность свит среднего карбона не уменьшается, как об этом писал А. З. Широков (1938). Можно предположить, что, наоборот, в этом направлении происходит известное увеличение мощностей карбона.

Бурение, проведенное в последнее время на южном крыле Шахтинской синклинали в области развития свит C_2^3 и C_2^4 к югу от гг. Ново-

* Напрашивается аналогия между преимущественно тонкой терригенной частью разреза карбона глубоких частей Донецкого прогиба с породами центральных частей нижнеюрского бассейна Большого Кавказа. Как известно, в последнем лейас выражен также преимущественно тонким терригенным материалом. И если карбонатный разрез принято считать характерным для платформенной области, то преимущественное развитие тонкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов при их больших мощностях, видимо, характеризует центральные части геосинклинальных впадин.

Литологический состав

свит среднего карбона в пределах восточной части Донбасса и прилегающих территорий (в % к общей мощности свит)

Районы	C ₁ ²			C ₂ ²			C ₃ ²			C ₄ ²			C ₅ ²			C ₆ ²			C ₇ ²		
	сланцы	песча-ники	извест-няки	сланцы	песча-ники	извест-няки	сланцы	песча-ники	извест-няки	сланцы	песча-ники	извест-няки	сланцы	песча-ники	извест-няки	сланцы	песча-ники	извест-няки	сланцы	песча-ники	извест-няки
Гундоровско-Каменский	70	30	Не обнаружено	77	23	Не обнаружено	68,4	31	0,6	74,1	25	0,9	73,8	24	2,2	Не обнаружено	68,5	22	9,5	22	9,5
Белокалитвенский																					
Ташинский			Не вскрыты																		
Гуково-Зверевский																					
Краснодонский																					
Николаевский																					
Шахтинско-Несветаевский																					
Семикаракорско-Висловский																					
Михайловская площадь																					
Миллерово																					
Донско-Арчединские поднятия																					

Северный донецкий синклиниорий (складчатый Донбасс)

Преддонецкий синклиниорий (между широтами Каменска на юге и Миллерово на севере)

Примечание: 1. Цифрами 1 и 2 обозначены районы, располагающиеся приблизительно на соответствующих поперечных линиях относительно длинной оси Донбасса. Эти же обозначения относятся к табл. 2.

2. Гундоровско-Каменский, Белокалитвенский и Ташинский районы расположены вдоль северной окраины складчатого Донбасса соответственно с запада на восток.

3. Гуково-Зверевский, Краснодонский и Николаевский районы располагаются южнее вышеперечисленных, но севернее Шахтинско-Несветаевского и Семикаракорско-Висловского. Самый западный — Гуковско-Зверевский район, самый восточный — Николаевский район.

4. Семикаракорско-Висловский район является продолжением на юго-восток Шахтинско-Несветаевского района.

**Изменение мощностей
свит среднего карбона в пределах восточной части Большого Донбасса
и прилегающих территорий (мощности свит в м)**

Районы	C ₂ ⁴	C ₂ ⁵	C ₂ ⁶	C ₂ ⁷
Северный донецкий синклиорий (складчатый Донбасс)				
Гундоровско-Каменский ¹	554	500	350	—
Белокалитвенский	560	670	412	670
Тацинский ²	420	720	440	700
Гуково-Зверевский ¹	500	790	536	928
Краснодонецкий	—	807	582	955
Николаевский ²	—	760	625	1015
Шахтинский и Несветаевский ¹	870	875	540	—
Семикаракорско-Висловский ²	1070	990	580	1450
Преддонецкий синклиорий				
Михайловская площадь ¹	—	450	260	470
Южный и восточный склоны Воронежской антеклизы				
Миллерово ¹	—	210	175	—
Доно-Арчединские поднятия	около 40	220	190	290

шахтинска и Шахты, станции Семикаракорской и хутора Топилина, не показало такого изменения литологических особенностей вскрытых отложений, которые свидетельствовали бы о формировании их ближе к области размыва. Не было фиксировано и увеличение удельного веса грубообломочных пород в разрезе, как, впрочем, не были констатированы и мощные слои карбонатных пород, могущие свидетельствовать о переходе к платформенным условиям в среднем карбоне к югу от Шахт. Мощности угольных пластов и количественные соотношения последних с другими породами в разрезе среднего карбона также не показывают приближения на юге Донбасса к устойчивой береговой линии.

Косвенные данные относительно южной генетической границы дает анализ распространения зон углей различной степени метаморфизма. Рассмотрение этих зон в южной части восточного Донбасса показывает, что прослеженная южная кромка области наибольшего метаморфизма (антрацитового поля Донбасса) протягивается от ст. Амвросиевки, через ст. Каменоломни, хут. Золотаревский на р. Сал, разъезд Таврический между станциями Двойной и Куберле. При этом здесь еще не намечается никакой тенденции к снижению степени метаморфизма углей в южном направлении, что, наоборот, характерно при движении вдоль короткой оси Донбасса от антрацитового поля к северной периферии бассейна.

Нами проведена реконструкция зон метаморфизма к югу от прослеженной кромки, основанная на изучении плотности пород карбона, вскрытых в глубоких скважинах Северного Предкавказья, а также по данным сейсмических исследований. Результаты реконструкции показали, что юго-западнее р. Маныч карбон выражен сильно метаморфизированными породами, высокая плотность которых (2,70—2,72) соизмерима с плотностью антрацитов юго-восточной части погребенного Донбасса (2,65—2,75).

Пластовые скорости упругих волн порядка 5000 м/сек., выявленные в 1950 г. сейсмическими исследованиями на северном отрезке профиля ст. Атаман — хут. Топилин и, вероятнее всего, соответствующие породам карбона, близки по своему значению к скоростям, характерным для песчано-глинистых отложений среднего карбона районов г. Шахты и станции Двойной.

Таким образом, представляется возможным допустить, что высоко-метаморфизованные нижнекаменноугольные отложения Песчанокопской, Новоминской и Ипатовской скважин, а также ясенские верхнедевонские (?) конгломераты, располагаясь на южном крыле центрального антрацитового поля Донбасса, подвергались совместному метаморфическому воздействию в рамках единого Донецкого передового прогиба.

Так как мощность осадочной толщи некоторым образом отражает действие факторов регионального метаморфизма, можно предположить, что в пределах Северного Предкавказья в среднем, а может быть и в верхнем карбоне, происходило накопление достаточно мощных осадочных толщ, в последующем уничтоженных денудацией.

При определении южной генетической границы Восточного Донбасса следует также иметь в виду последовательное усиление интенсивности складчатости и дизъюнктивов, отмеченное скважинами Куберле, Белой Глины, Песчанокопской, Ипатовской и другими, сравнительно с хорошо известными складками Донецкой системы (Главная антиклиналь, Шахтинская синклиналь). Надо отметить также заметное увеличение роли магматических пород, фиксированное к югу от Главной донецкой антиклинали. Наличие палеозойских щелочных пород в бассейне р. Кальмиусе как нельзя лучше намечает область максимального развития магматических проявлений, отвечающую району наибольших поднятий Донецкой складчатой системы.

По сумме всех этих данных южная генетическая граница Донецкого прогиба в его восточной части проходила, по всей вероятности, далеко южнее Азовского отрезка Украинского массива, т. е. уже в области Приазовской депрессии и Северо-Западного Предкавказья.

Ось наибольшего погружения фундамента в западной части открытого Донбасса географически приурочена к району, расположенному несколько южнее современного положения Главной донецкой антиклинали. По мере движения на восток эта ось постепенно смещается все далее к югу. От Главной антиклинали и в восточной части Донецкого прогиба она располагалась к югу от г. Шахты, видимо где-то в районе нынешнего максимального развития интенсивной складчатости и вулканизма Донецкой складчатой системы. Возможно, ось прогиба приурочивалась к Азовскому отрезку Украинского кристаллического массива, погруженному сейчас под мощными накоплениями мезо-кайнозоя в Северо-Западном Предкавказье.

Допустимо и другое предположение, известным образом совпадающее с точкой зрения С. Е. Верболоза (1952). Ось Донецкого прогиба, хотя и проходила в восточной части Донбасса южнее современного географического положения Главной антиклинали, т. е. южнее г. Шахты, могла следовать в этом направлении далее на юго-восток, даже и не входя в пределы современного положения погребенного Азовского отрезка Украинского массива. В этом случае для увязки всех имеющихся фактов пришлось бы допускать наличие еще одного прогиба, развивавшегося в верхнем палеозое в восток-юго-восточном направлении, но уже к югу от Азовского отрезка Украинского массива; он мог иметь тенденцию к слиянию в единый прогиб с Северным донецким прогибом где-то восточнее г. Сальска. Азовский отрезок Украинского массива, постепенно снижаясь в юго-восточном направлении и покрываясь все более мощными осадками карбона, соизмеримыми на востоке с наиболее мощными к слиянию в единый прогиб с Северным донецким прогибом где-то на востоке занять наиболее низкое гипсометрическое положение относительно соседних прогибов, став местом наибольшего погружения всей, на этот раз уже единой системы Донецкого краевого прогиба. Это толкование может лучше объяснить и такое важное событие последующей истории Донецкого прогиба, как возникновение на месте вынешнего

Азовского отрезка Украинского массива центрального поднятия Донецкой складчатой системы, названного выше Главным донецким мегаантиклинорием.

К ВОПРОСУ О ПРИРОДЕ ДОНЕЦКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Весь изложенный выше материал по восточной части Большого Донбасса и Предкавказью дает возможность установить, что Донецкая складчатая система произошла из огромного по своим размерам передового прогиба.

В конце девонского периода Северный Кавказ вместе с Предкавказьем, видимо, составляли протяженную субширотную среднепалеозойскую Северо-Кавказскую парагеосинклинали (Белусов, 1948). В связи с развитием этой парагеосинклинали, являвшейся передовым прогибом по отношению к складчатому сооружению предыдущего геотектонического этапа, в прогибание были вовлечены и южные части Русской платформы. Край последней, возможно, совпадал с районом нынешнего положения Азовского участка Украинского массива, что известным образом усматривается из характеристики девонских образований в Южном Донбассе*.

Складкообразование в Северо-Кавказской среднепалеозойской парагеосинклинали произошло в предтурнейское время, в результате чего возникла обширная горная страна.

Последующие дифференциальные движения повели к ее расчленению и образованию поднятий складчатого комплекса и подстилающего его субстрата на месте нынешних Большого Кавказа и южной части Предкавказья. В раннем турне после значительной денудации складчатого среднего палеозоя начинают закладываться основные геотектонические черты Донецкого и Кавказского верхнепалеозойских прогибов; для первого Южное Ставрополье играло роль невысокого, медленно поднимающегося срединного поднятия, а для второго — область вынешнего Главного Кавказского хребта, более интенсивно поднимающегося краевого поднятия**.

Донецкий передовой прогиб развивался на сложном основании. С юга он опирался на среднепалеозойский складчатый комплекс Южно-Ставропольского срединного поднятия, в то время как на севере были вовлечены в прогибание участки южной периферии Русской платформы.

Кавказский верхнепалеозойский прогиб образовался между Южно-Ставропольским (срединным) поднятием и поднятием (краевым) Главного хребта. По сравнению с Донецким прогибом Кавказский был значительно меньшим. Между обоими прогибами временами могла существовать подводная связь благодаря периодическому погружению разделявшего их Южно-Ставропольского поднятия.

Донецкий прогиб, имевший СЗ—ЮВ простирание длинной оси, развивался в течение всего каменноугольного периода и в начале пермского времени. За это время успело накопиться не менее 15 км преимущественно терригенных, а также карбонатных отложений, обладавших наибольшей мощностью в месте максимального прогиба, располагавшегося, видимо, где-то южнее Шахтинско-Несветаевской синклинали. Сам прогиб являлся асимметричным. Его ось, видимо, располагалась ближе к Южно-Ставропольскому поднятию, в связи с чем северное крыло прогиба должно было быть много длиннее и притом положе южного. Общая ши-

* Девонские породы, известные в Донбассе по обнажениям в бассейне р. Кальмиус, по ряду признаков можно отнести к образованиям не начальных этапов погружения Донецкого прогиба, а конечных стадий существования обширной Кавказской парагеосинклинали среднепалеозойского времени.

** Представления автора о времени складкообразования и заложения Донецкого и Кавказского верхнепалеозойских прогибов вызывают сомнения. Это происходило, вероятно, значительно раньше (прим. ред.).

рина прогиба на меридиане г. Ставрополя была не менее 300 км. Длинная его ось имела общую тенденцию к воздыманию в северо-западном направлении. Юго-восточнее дальней погружение оси можно считать ориентировочно прослеженным благодаря вскрытию верхнего палеозоя в Белоглинских и Джанайской скважинах. В связи с недостаточной выясненностью возраста пород, вскрытых в Выселковской и Ставропольских скважинах, пока не может быть определенно решен вопрос о том, как далеко на юг к востоку от Ростова распространялись нижнекаменноугольные осадки сравнительно со средне- и верхнекаменноугольными. Возможны в этом случае варианты как расширения, так и сужения северной и южной границ прогиба во времени. Неясен также вопрос относительно того, откладывались ли и как далеко на юге осадки нижней перми, установленные в северных частях Донецкого прогиба и широко распространенные на Северном Кавказе.

В отличие от Донецкого прогиба, отличавшегося последовательным накоплением отложений в каменноугольное время, Кавказский прогиб также асимметричен, его ось смещена к Главному хребту. В это время (нижний карбон — конец нижней перми) прогиб переживал (Робинсон, 1947) более сложную историю. Отметим наличие перерывов между турне и визе, и, возможно, между визе-наюрором.

Большой перерыв фиксирован между нижним и средним отделами карбона последний начинается только со свит C_2^3 — C_2^4 . Перерывы известны также между средним и верхним карбоном, между верхним карбоном и нижней пермью и внутри последней. Несомненный перерыв существует между конгломератовой нижней пермью и верхней пермью.

Мощности карбона и нижней перми в Кавказском прогибе невелики. Для сравнения укажем, что мощность средне- и верхнекаменноугольных отложений в центре Донецкого прогиба составляет более 10 000 м, а в Кавказском прогибе не более 1500—2000 м. Соответственно суммарные мощности свит C_2^3 — C_2^7 равны 3500 м и 500 м.

Существенной была в Кавказском прогибе в карбоне вулканическая деятельность. В Донецком передовом прогибе вулканическая деятельность развивалась, видимо, в нижней перми. Зоны сильного метаморфизма в Кавказском прогибе смещены к Главному хребту Кавказа.

Складкообразование в обоих прогибах и в разделявшем их Южно-Ставропольском поднятии проходило во многих случаях одновременно*. В то время как в Донецком прогибе (по крайней мере, в его северной части — собственно Донбассе), начиная с турне и кончая сакмарским веком, проходило последовательное осадконакопление на фоне общего погружения основания прогиба, а главные складкообразовательные и восходящие движения проявились между сакмарским веком и догермом, в Кавказском прогибе за этот период отмечались крупные движения между нижним и средним карбоном и внутри первого. Известны несогласия между средним и верхним карбоном (басс. Б. Зеленчука).

Наиболее общими следует считать нижнепермские складкообразовательные движения, охватившие всю северную территорию Средиземноморской верхнепалеозойской геосинклинальной области, включая Донецкий и Кавказский прогибы, а также разделяющее их поднятие. Именно в это время происходило образование колоссального Донецкого сводового поднятия, сопровождавшееся внедрением магматических тел**. Ось последнего, видимо, проходила в районе Ростова. Это поднятие в процессе развития складчатости, вероятно, играло роль главного антиклинория всей развивавшейся грандиозной Донецкой складчатой системы. Интересно отметить возможный палеозойский возраст многих кислых и

* Трудно предположить, чтобы внутри одной геосинклинали или передового прогиба события эти развивались одновременно (прим. ред.).

** Это утверждение автора спорно, можно предполагать наличие этого поднятия уже в среднем девоне (прим. ред.).

основных интрузивных образований, известных в толще каменноугольных пород Донбасса и на западном продолжении Азовского сводового поднятия, внедренных в кристаллические породы архея (щелочные и нефелиновые сиениты). Факт более молодого (палеозойского карбонового) возраста этих образований допускался многими исследователями (Шатский, 1937; Луцицкий, 1944). Обнаружение основных магматических тел в Предкавказье (Выселки, Ипатово) дает возможность считаться с широким их распространением во всей южной части Донецкой складчатой системы и к югу от нее.

С нижнепермскими тектоническими движениями (после P_1^1) в Донбассе и Кавказском прогибах связано образование главнейших складчатых элементов, а также многих дизъюнктивных нарушений.

Уместно рассмотреть вопрос о возможных источниках терригенного материала, выполнившего грандиозный по своим размерам Донецкий передовой прогиб.

Многочисленные исследования среди каменноугольных отложений Донбасса фиксировали довольно однообразный состав обломочных пород: аргиллиты (глинистые сланцы), алевролиты (песчаные сланцы) и разные песчаники. Характерным для разрезов любой известной сейчас части Донбасса является либо полное отсутствие конгломератов, либо их наличие в чрезвычайно редких случаях. Тонкий, в общем, характер обломочного материала донецкого карбона давал много оснований А. Д. Архангельскому (1947, 1948) утверждать, что источником его могла быть какая-то удаленная на юге горная страна, располагавшаяся на месте современной Причерноморской впадины и Таврических гор. Этот терригенный материал и, по нашему мнению, выносился отсюда системой широких, медленно текущих равнинных рек с хорошо развитыми дельтами. Верхние течения этих рек могли размыкать относительно приподнятую горную страну. В качестве очень приближенной аналогии таких рек можно привести Лену, Хуанхэ, Нил и др.

Возможно, что часть обломочного материала поступала в западную часть прогиба также и из медленно поднимавшегося Подольского массива, откуда могла получать питание и Львовская каменноугольная мульда.

Частично, как об этом уже говорилось, терригенный материал в восточной части Донецкого прогиба поставлялся медленно поднимавшимся и невысоким Южно-Ставропольским поднятием. Последнее снабжало обломочным материалом и Кавказский прогиб.

Важнейшим рубежом в развитии Донецкого прогиба было прекращение прогибания (конец сакмарского века), после чего коренным образом изменился весь характер последующих движений, приведших к образованию сложной Донецкой складчатой системы, а затем и к возвратному разрастанию Русской платформы в южном направлении.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д. Геологическое строение СССР, т. I—II. ОНТИ, 1934.
Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР, ч. I, 1947; ч. II, 1948, Госгеолиздат.
Белюсов В. В. Общая геотектоника. Госгеолиздат, 1948.
Большой Донбасс. Сборник. Госгеолиздат, 1941.
Брод И. О. О структуре и перспективах нефтегазоносности южной окраины Европейской части СССР. Советская геология, № 13, 1947.
Верболюз С. Е. Выводы из анализа мощностей каменноугольных отложений Донецкого бассейна. Уголь, № 4, 1952.
Донабедов А. Т. Результаты геофизических исследований на территории Большого Донбасса. Сборник «Большой Донбасс», 1941.
Дубинский А. Я. К вопросу о тектонике северных частей Донбасса. ДАН СССР, т. 80, № 5, 1951.
Карпинский А. П. Замечания о характере дислокаций пород в южной половине Европейской России. Горный журнал, 1883. Сборник «Очерки геологического прошлого Европейской России». АН СССР, 1947.

Карпинский А. П. Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России. Изв. АН, № 1, 1894. Сборник «Очерки геологического прошлого Европейской России». АН СССР, 1947.

Копелиович А. В. Палеозойские отложения района Астрахани. Реферат доклада в секции осадочных пород Московск. об-ва испыт. природы 18/XII 1953 г. МОИП, № 2, 1954.

Мазарович А. Н. Основы геологии СССР. Гостехиздат, 1938.

Новик Е. О. Стратиграфия каменноугольных отложений восточной части Донецкого бассейна на основании флористических материалов. Сборник геолого-исследовательских работ. Углетехиздат, 1950.

Пушаровский Ю. М. Девонские отложения южной окраины Донецкого бассейна. Сборник «Материалы по геологии девонских отложений южной окраины Донецкого бассейна». Изд. МОИП, 1947.

Ротай А. П. Итоги работ в пределах обнаженного Донбасса. Сборник «Большой Донбасс», 1941.

Соболев Д. Н. О геотектоническом расчленении и распределении недровых богатств Амадоийского (Большого Донецкого) бассейна. Тр. 17-го межд. геол. конгресса, т. I, 1939.

Степанов П. И. Проблема Большого Донбасса. Труды 17-го межд. геол. конгресса, т. I, 1939.

Тетьев М. М. Геотектоника СССР. ГОНТИ, 1938.

Усенко И. С. и Бернадская Л. Г. О вулканизме Днепровско-Донецкой впадины. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1954.

Хаин В. Е. Новые данные по геологии Предкавказья и их значение для геологии Кавказа. ДАН СССР, т. 90, № 2, 1953.

Шатский Н. С. Происхождение Донецкого бассейна. БМОИП, т. 15(4), 1937.

Шатский Н. С. Большой Донбасс и система Вичита. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1946.

Широков А. З. О мощности отложений донецкого карбона. Советская геология, № 12, 1938.

Яншин А. Л. Тектоника юго-восточного обрамления Русской платформы. Сборник «Памяти акад. А. Д. Архангельского», АН СССР, 1951.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ТЕКТОНИКЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БОЛЬШОГО ДОНБАССА

Основные структурные элементы Донбасса, скрываясь на востоке под отложениями мезо-кайнозоя, до самого последнего времени были по существу неизвестны. В связи с этим не представлялось возможности выяснить взаимоотношения складчатого Донбасса с соседними структурными элементами, в частности Воронежской антеклизой и Прикаспийской впадиной.

Проведенные в последние годы большие буровые и геофизические работы дали возможность с некоторым приближением проследить восточное продолжение горных элементов складчатой системы Донбасса, выяснить тектоническое строение палеозоя между последней и Воронежской антеклизой и наметить схему тектонического районирования структур герцинского цикла для восточной части Большого Донбасса.

ОБЩАЯ СХЕМА ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ДЛЯ ГЕРЦИНСКОГО ЦИКЛА

В конце верхнего палеозоя на месте Донецкого передового прогиба* образовались четыре главных структурных элемента Донецкой складчатой системы: Южный (предкавказский) и Северный (собственно Донбасса) донецкие мегасинклиории и разделяющий их Главный донецкий мегантиклинорий, а также Преддонецкий синклиорий (см. рис. пред. статьи).

Последующая денудация и альпийские движения привели к дальнейшей переработке этих структур. На дневную поверхность в настоящее время выведены только высокоприподнятые части Северного донецкого мегасинклиория (открытый Донбасс) и Главного донецкого мегантиклинория (Азовский массив). Длительная денудация (нижняя пермь—сантон) и большой размах поднятия привели к полному уничтожению всего комплекса мощных осадочных пород карбона на своде мегантиклинория, вплоть до района восточнее меридиана г. Ростова-на-Дону. Значительные части восточных продолжений Северного донецкого мегасинклиория, Главного донецкого мегантиклинория и весь Южный мегасинклиорий в настоящее время погребены на разных глубинах (до 1000—3000 м) в недрах Северного Предкавказья, Центральных и южных Ергеней и Прикаспийской низменности.

К северу от Северного донецкого мегасинклиория нами выделен Преддонецкий синклиорий, который является важным элементом тектоники палеозоя восточной части Большого Донбасса. От собственно Донбасса его отличают формы складчатости. Здесь на смену весьма интенсивным складкам Донбасса приходят пологие крупные и протяжен-

* См. выше статью «К вопросу о происхождении Донецкого бассейна».

ные складки с крыльями, принимающими крутое положение главным образом в висячих боках развитых здесь крупных продольных надвигов. Северное крыло Преддонецкого синклинория, являющееся одновременно крылом последней к северу синклинали этой структуры (Глубокинской), плавно переходит уже в южный борт Воронежской антеклизы. Последняя является одним из важнейших тектонических элементов Русской платформы, определявшим ход осадконакопления и денудации в течение всей своей длительной истории.

В связи с бурением глубоких скважин на южном борту Воронежской антеклизы и на ее дальнем юго-восточном погружении удалось установить, что она совместно с примыкающим к ней Преддонецким синклинорием принимает участие в строении западного обрамления обширной палеозойской Прикаспийской впадины. Таковы в общих чертах главные особенности тектонического строения восточной части Большого Донбасса, на основании которых предлагается схема его тектонического районирования.

С юга на север мы различаем следующие тектонические элементы восточной части Большого Донбасса:

- 1) Южный мегасинклинорий;
- 2) Главный мегантиклинорий;
- 3) Северный мегасинклинорий (собственно Донбасс);
- 4) Преддонецкий синклинорий;
- 5) Южный склон Воронежской антеклизы.

Ниже дается краткая характеристика каждого из этих главных элементов.

Южный донецкий мегасинклинорий. Эта крупнейшая структура выявлена в самое последнее время. Сведения о тектонике южного мегасинклинория базируются на рассмотрении разрезов уже упомянутых глубоких скважин Северного и Центрального Предкавказья, а также на изученных материалах гравиметрических и сейсмических исследований. Все скважины показали наличие интенсивно метаморфизованных пород палеозоя; большинство из них отметило резкую дислоцированность пород и их большую дизъюнктивную нарушенность. Здесь уже отмечено и развитие магматических проявлений. Гравиметрические и сейсмические исследования показали наличие складчатых структур, простирание которых в ряде мест отклоняется на 10—30° от обычного для Донбасса простирания (близкого к широтному). Для выделения структуры второго порядка внутри Южного мегасинклинория еще нет достаточных данных.

Главный донецкий мегантиклинорий. Расчлененность рельефа допалеозойских пород в районе г. Ростова и ст. Каяла, сильная дислоцированность и нарушенность осадочных пород карбона в Песчанокопской и Ипатовской скважинах (южное крыло мегантиклинория), а также в Белоглинских и Куберлинских скважинах (северное крыло мегантиклинория) дают достаточные основания считать тектоническое строение мегантиклинория весьма сложным. Для выделения в нем структуры второго порядка данных не имеется.

Северный донецкий мегасинклинорий (собственно Донбасс). Эта огромная по размерам и сложная по формам складчатая область состоит из ряда антиклинальных и синклиналильных складок различного размера, формы и протяженности. Северной границей мегасинклинория в восточной части Большого Донбасса является Главный северный надвиг, отделяющий его от Преддонецкого синклинория. На значительной части своего развития Северный донецкий мегасинклинорий хорошо изучен благодаря обнаженности каменноугольных пород, слагающих его структуры.

Площадь погребенных восточных продолжений палеозойских структур, примерно до меридиана 43°, изучена в последнее время в разной

степени по данным разведочных, поисковых и геофизических работ. Результаты бурения Джанайской опорной скважины и обнаружение Бузгинского (Песчанского) поднятия дают известное основание для предположения о продолжении главных тектонических элементов Северного мегасинклинория в пределы западного побережья Каспийского моря.

Нет нужды останавливаться на широко известных элементах тектонической структуры открытого Донбасса. Напомним только, что здесь при движении с севера на юг выделяются следующие складки и их группы, имеющие в общем восток-юго-восточное простирание:

1) Серия относительно мелких складок, известная по П. И. Степанову, как пояс северной мелкой складчатости; эти складки развиваются на относительноном поднятии пород кристаллического фундамента, названного нами Северодонецким (см. ниже);

2) Северная антиклиналь;

3) Главная или Северная синклинали;

4) Главная антиклиналь;

5) Шахтинско-Несветаевская синклинали и ее западные аналоги;

6) 1-я южная антиклиналь;

7) 1-я южная синклинали;

8) 2-я южная антиклиналь;

9) 1-я южная антиклиналь;

Возможно, что южнее последней синклинали получают развитие и другие, не известные пока складки, так как степень изученности последних четырех складок в связи с частичным погружением их под мезо-кайнозой и сложностью тектонического строения южной части открытого Донбасса весьма незначительна сравнительно с остальными складками.

Благодаря наличию поднятий, поперечных к основному восток-юго-восточному простиранию, все вышеупомянутые складки испытывают подъемы своих осей, в связи с чем линейные складки местами образуют брахиструктуры. Для складчатого массива Донбасса характерно наличие разрывных нарушений, проявляющихся главным образом в виде надвигов разной амплитуды.

2-я южная антиклиналь и 2-я южная синклинали, известные в западной части открытого Донбасса в виде очень сложно построенных и нарушенных складок, протягиваются и далее на восток-юго-восток, где они погружаются под мощные верхнемеловые и третичные отложения.

Восточное продолжение 2-й южной антиклинали доказывается подъемом поверхности карбона в нижнем течении рр. Крепкой, Большого и Малого Несветая и Грушевки. Ось 2-й южной синклинали, по гравиметрическим данным, предположительно сопоставляется нами с большим понижением рельефа поверхности карбона; ось последнего на значительном протяжении совпадает с широтной долиной р. Тузлов в ее нижнем течении. Дальнейшее положение обеих этих сопряженных складок усматривается, по данным сейсмических и гравиметрических работ, в районе обоих Маньчей, а также по результатам глубокого бурения на Белоглинской структуре. В соответствии с гравиметрическими данными 2-я южная синклинали и 2-я южная антиклиналь протягиваются до меридиана г. Сальска. В районе последнего проходит поперечное поднятие, благодаря которому происходит подъем осей обеих складок и образование некоторых замкнутых форм (Белоглинская и другие складки). Наличие таких поперечных поднятий, аналогичных известному в открытом Донбассе Ровенецкому поднятию, фиксировано в ряде мест между последним и Сальским поднятием, в связи с чем происходят подъемы осей почти всех складок, входящих в состав Северного донецкого мегасинклинория. Известный Белоглинский купол, видимо, располагается на дальнем юго-восточном продолжении тектонической линии 2-й южной антиклинали. Области 2-й южной антиклинали, близко расположенной к Главному донецкому мегантиклинорию, соответствует и относительно

высокое положение кристаллического фундамента, например юго-восточнее с. Ипатово.

Шахтинско-Несветаевская синклинали сейчас хорошо прослежена к юго-востоку от г. Шахты, где она погружена под третичными отложениями. Меловые отложения в диапазоне сеноман-кампан развиты только в ее донной части. Сложенная комплексом свит среднего карбона, включая свиту S_7^2 , заполняющую осевую часть синклинали, эта складка очень медленно погружается в юго-восточном направлении, вплоть до железной дороги Сальск—Сталинград. Ее ось, видимо, проходит между станциями Двойная—Куберле. Дальнейшее положение синклинали проводится предположительно в соответствии с простиранием гравиметрических аномалий в районе г. Степного. На всем протяжении Шахтинско-Несветаевской синклинали происходит ундуляция ее оси, связанная с наличием поперечных поднятий, из которых Кондаковское, проходящее между станицей Семикаракорской и хут. Вислым, хорошо прослежено бурением.

1-я южная синклинали и 1-я южная антиклинали, располагающиеся между описанными выше Шахтинско—Несветаевской синклиналью и 2-й южной антиклиналью, исследованы (особенно первая) весьма недостаточно. Наличие 1-й южной антиклинали фиксировано по обнажениям в верховьях р. Тузлова, а также, по данным бурения, на южном крыле Шахтинско-Несветаевской синклинали — на ее отрезке между меридианами г. Новошахтинска и хут. Топилина на р. Сал. По этим данным, антиклинали выступает в виде складки, осложненной надвигами и избыточной порфиристыми телами, прорывающими породы башкирского яруса. Возможно, что крутопадающие породы верхов московского яруса в районе несколько севернее ст. Двойная на ж. д. Сальск—Куберле также составляют юго-восточное продолжение 1-й южной антиклинали. Ремонтненский купол, видимо, располагается также на тектонической линии, отвечающей 1-й южной антиклинали.

Главная донецкая антиклинали имеет грандиозные линейные размеры, представляя по существу один из важнейших элементов тектонического состава Северного донецкого мегасинклинория. Протягивается она на расстояние 320 км от р-на г. Краматорска в северо-западной части Донбасса через с. Грабово, ст. Горную до района севернее станицы Константиновской на Дону. Далее на юго-восток ее положение устанавливается бурением на северном крутом крыле Шахтинско-Несветаевской синклинали, а также известной Мартыновской скважиной.

В районе ст. Куберле, по данным гравиметрии, намечается поднятие поверхности рельефа карбона, которое может быть обусловлено продолжением сюда Главной донецкой антиклинали. Дальнейшее юго-восточное ее продолжение усматривается в Степновском поднятии, выявленном сейсмикой и структурным бурением по хадумскому горизонту олигоцена севернее г. Степного.

Поднятие южнее с. Песчаного, названное нефтяниками Бузгинским, в ядре которого под плиоценом на высоких отметках выходят осадки нижнего мела, также располагается на тектонической линии, соответствующей Главной антиклинали. Возможно, эта же линия протягивается и далее на юго-восток к поднятиям Западного Прикаспия—Промысловскому или же Уланкольскому (Джанайскому). В последнем породы верхнего палеозоя сильно дислоцированы и метаморфизованы, отвечая, несомненно, породам внутренних частей складчатой системы, а не ее периферии, как это, видимо, имеет место для пород глубокой Астраханской скважины.

Здесь уместно сказать, что восточнее резкого изменения простирания каменноугольных отложений с восток-юго-восточного на юго-восточное, отмеченного по линии Ростов—Новочеркасск—Тацинская, ни одна из перечисленных складок, равно как и другие крупные складки Северного

донецкого мегасинклинория, уже не могут рассматриваться как линейные в строгом смысле этого слова. Появление брахиструктур, связанное с развитием ундуляционных осей складок, вызванных, в свою очередь, поперечными поднятиями, получает здесь широкое развитие. Поэтому для дальней юго-восточной части Северного мегасинклинория лучше говорить об отдельных структурах, составляющих данную тектоническую линию, а не о линейных складках. При этом нельзя не обратить внимание на некоторое противоречие между известным в литературе пространственным распространением прерывистой и линейной складчатости и сообщенными выше фактами. Прерывистая складчатость соответствует области, удаленной от центральных частей складчатых территорий, характеризуя ее периферию и прилегающие площади платформы. Линейная складчатость типична именно для центральных частей складчатой системы.

В описанном же случае обособление локальных складчатых форм происходит внутри центральных частей складчатой системы и обусловлено проявлением здесь поднятий, поперечных к основному простиранию.

В отличие от прерывистых структур периферических зон в центральных частях складчатых систем отдельные структурные ее элементы, обладающие подчас внушительными размерами, приурочены к тектоническим линиям господствующего направления, о чем уже говорилось выше.

На тех же площадях, где происходит развитие брахиструктур юго-восточной части Северного мегасинклинория, известна тенденция к некоторому изменению литологического состава каменноугольных отложений в сторону вытеснения континентальных фаций морскими. Вероятно, между этими двумя геологическими явлениями существует какая-то связь, обусловленная специфическими генетическими факторами данной части Донецкого передового прогиба и возникшей из него складчатой системы.

Главная донецкая синклиналь также относится к числу наибольших складок Северного донецкого мегасинклинория. Она хорошо прослежена в открытом Донбассе, будучи сложенной в его восточной части осадками среднего карбона, а также породами свиты C_3^1 .

Восточнее р. Северный Донец происходит погружение складки под мезо-кайнозой и продолжение ее к востоку устанавливается по простиранию гравиметрических аномалий. Складка протягивается на юго-восток и благодаря вышеупомянутой ундуляции ее оси испытывает местные поднятия и опускания.

Еще меньше данных мы имеем по подземному продолжению на юго-восток Северной антиклинали, хотя даже в открытой части восточного Донбасса происходит ее мельчание за счет появления на северном крыле складки новых преимущественно брахисинклинальных структур, составляющих уже северную полосу мелкой складчатости. Последняя представляет собой группу складок шириной 10—25 км, ограниченную на севере линией Главного северного надвига Донбасса.

Каменским поперечным поднятием пояс мелкой складчатости разделяется на две зоны: западную, или Краснодонско—Гундоровскую, и восточную, или Белокалитвенскую.

Краснодонско—Гундоровская зона мелких складок состоит из группы синклиналей и антиклиналей, расположенных на северном крыле Северной антиклинали и обрезанных севернее станицы Гундоровской Главным надвигом. Начинаясь на северном крыле Северной антиклинали небольшими узкими сжатыми складками, осложненными надвигами, падающими на юг и юго-запад, пояс мелкой складчатости в северном направлении видоизменяется. Увеличиваются размеры синклиналей, они становятся более широкими (Успенская и Гундоровская синклинали) и глубокими, расширяются своды антиклиналей и среди них появляются коробчатые формы (Изваринская антиклиналь). По мере приближения

к оси Каменского купола все складки попутно с подъемом осей начинают ветвиться и мельчать. Северные крылья крупных синклиналей, прилегающие к Главному надвигу, становятся крутыми и намечается переход их на севере в антиклинали, уничтоженные при выдвигании висячего крыла Главного надвига.

Белокалитвенская зона мелкой складчатости построена значительно сложнее, нежели Краснодонско-Гундоровская. Это связано с уменьшением поверхности складчатого массива Донбасса, занятой Северной антиклиналью, восточнее меридиана г. Каменска и появлением на ее северо-восточном крыле ряда крупных брахисинклинальных структур — Краснодонецкой, Белокалитвенской и Жирновской.

Эти складки по своим размерам и глубине залегания под ними кристаллического основания далеко превосходят крупные складки Краснодонско-Гундоровской зоны. В их донных частях выходят отложения первых двух свит верхнего карбона, причем наиболее прогнутой оказывается средняя — Белокалитвенская синклиналь. Крупные синклинали северной окраины Восточного Донбасса отделены друг от друга узкими сжатými антиклиналями, разорванными надвигами. Через Краснодонецкую синклиналь, там, где наблюдается резкое уменьшение размеров последней, происходит сочленение всей этой системы крупных складок с Северной донецкой синклиналью. Отличительной и важной в промышленном отношении особенностью Жирновской синклинали является наличие на ее северном крутом крыле дополнительной мелкой складчатости, масштабы которой соизмеримы со складками Краснодонско-Гундоровской зоны. В ядрах полосы этих мелких складок в связи с подъемом их осей относительно оси Жирновской синклинали последовательно обнажаются все более древние породы, вплоть до появления в висячем крыле Главного надвига продуктивных отложений свит C_2^3 — C_2^5 .

Геологическое строение данной полосы собственно мелких складок очень сложное. Между осью Жирновской синклинали и главным надвигом в Тагинском районе насчитывается не менее трех узких антиклиналей и четырех синклиналей, причем первые часто разбиты продольными надвигами, реже сбросами с южным падением сместителей.

Рассмотрение всей системы складок, расположенных между Северной антиклиналью и Главным надвигом, привело нас к выводу о том, что здесь получил развитие синклиорий, названный по наиболее глубокой синклинали — Белокалитвенским. Продуктивные отложения свит C_2^4 и C_2^5 , составляющие особую ценность для Белокалитвенского и Тагинского угленосных районов, связаны с полосой мелких складок, развивающихся на северном крыле синклиория. Появление здесь таких низких стратиграфических горизонтов обусловлено подъемом осей мелких складок в связи с действием Главного северного надвига Донбасса, в висячем боку которого они расположены. Несколько по другому плану, видимо, построена полоса мелкой складчатости на меридиане г. Морозовска и восточнее его, так как, по данным некоторых сиважин 1954—1955 гг., здесь предполагается развитие более крупных складок севернее восточного продолжения Жирновской синклинали.

Предположение П. И. Степанова о наличии в пределах Большого Донбасса ряда поперечных (субмеридиональных) поднятий нашло свое подтверждение и в погребенной восточной части бассейна. Кроме уже известных Ровенецкого и Каменского поднятий, подтверждено наличие Кондаковского субмеридионального поднятия, отмеченного буровыми работами последних лет в бассейне р. Кагальника (приток р. Дона), а также восточнее ст. Семикаракорской на водоразделе рр. Сала и Дона. Видимо, можно наметить еще одно поперечное поднятие и далее к востоку, которым можно было бы соединить поперечные дислокации, выявленные гравиметрией и сейсмикой в районах ст. Куберле и г. Сальска на юге, и южное продолжение поднятий Донской Луки на севере.

Преддонецкий синклиорий. Прежде чем перейти к рассмотрению современных структурных форм, составляющих синклиорий, следует немного остановиться на его геотектонической характеристике. По И. Ю. Лапкину (1951), к северу от складчатого, «геосинклинального», Донбасса развит прогиб, который он назвал Преддонецким, отождествив его с Предуральским, Предкавказским и Предкарпатским передовыми прогибами. Генетически этот прогиб в таком случае должен быть отнесен к краевым или передовым. Однако приведенные И. Ю. Лапкиным доказательства в пользу существования этого «передового» прогиба (пестроцветность верхнего карбона, полное развитие в осевой части прогиба верхнемеловых отложений, особый фациальный состав пород и содержащейся в них фауны) не подтвердились.

Не более состоятельными оказались и структурно-тектонические доказательства — асимметричность строения прогиба, надвигание вплоть до опрокидывания краевой части складчатого Донбасса на примыкающий к нему более крутой борт прогиба по крупному нарушению — Главному надвигу.

Указывая на постепенное уменьшение мощностей верхнего карбона в северном направлении вплоть до южного крыла Воронежской антеклизы, он тем самым исключает развитие этой структуры как передового прогиба в конце карбона. Данные о мощностях и составе сакмарских отложений, вскрытых вдоль северной окраины Донбасса в последнее время, также не указывают на увеличение здесь мощностей, обязанных возникновению нового верхнепалеозойского передового прогиба. Тем более нет основания полагать, что развитие Преддонецкого прогиба продолжалось в верхнем мелу, так как в это время Большой Донбасс уже вступил в фазу своего платформенного развития*. Послесакмарские складкообразовательные движения, охватившие в равной мере территорию складчатого Донбасса, распространялись и на области Донецкого передового прогиба, которые примыкали к Русской платформе. Поэтому образование Преддонецкого синклиория нельзя отрывать от образования структурных форм в остальной части Донецкого прогиба, хотя сами формы находили в синклиории свое специфическое тектоническое выражение (см. ниже). Преддонецкий прогиб, в понимании И. Ю. Лапкина, в действительности не существует. На его месте располагаются замирающие складки Донецкого передового прогиба, образующие комплекс Преддонецкого синклиория. Преддонецкого передового прогиба не было ни в верхнем палеозое, ни в верхнем мелу. Однако анализ распространения нижнего триаса в восточной части Большого Донбасса и в Прикаспийской впадине показывает, что триас, иногда вместе с верхней пермью, образует локальные накопления, тяготеющие к осевой части Преддонецкого синклиория. Чем далее на восток, тем все более увеличиваются мощности верхней перми и триаса, указывая на углубление этого прогиба во времени.

Однако песчано-глинистые осадки и конгломераты верхней перми и триаса в течение последующей длительной истории геологического развития вмещающего их прогиба не подвергались складкообразованию, сам прогиб ни по характеру осадков, ни по своему взаимоотношению с более древней герцинской структурой, ни по отсутствию складчатых движений генетически не является передовым прогибом. Его лучше рассматривать как остаточный прогиб платформенной области.

Южной границей Преддонецкого синклиория является линия Главного северного надвига Донбасса. Рассмотрение всех профилей, секущих Северный донецкий мегасинклиорий и Преддонецкий синклиорий вкрест господствующего простираения их структур, показывает значительную разницу условий залегания пород верхнего палеозоя по обе стороны

* Тем не менее прогибание Днепровско-Донецкой впадины в целом в меловое время не вызывает сомнений (прим. ред.).

от этого крупного регионального нарушения. В восточной части Донбасса Главный надвиг хорошо изучен севернее г. Каменска, а также по р. Калитва севернее Горняцкого рудника (Дубинский, 1951).

В 1954 г. скважины, пробуренные южнее г. Морозовска, отчетливо показали положение Главного надвига в этом районе. Весьма сложной представляется тектоническая картина в зоне Главного надвига западнее меридиана станицы Гундоровской, что, возможно, связано с продолжением на север Ровенецкого субмеридионального поднятия.

В настоящей работе рассматривается часть Главного надвига, которая входит в восточный Донбасс (восточнее стан. Гундоровской). На всей известной площади своего распространения зона Главного надвига не обнажается и он обнаруживается буровыми скважинами и в меньшей мере гравиметрией.

В районе севернее г. Каменска двумя скважинами, находящимися одна от другой на расстоянии 1 км, установлено наличие в висячем крыле (скв. 10) типичных донецких каменноугольных отложений из свиты S_2^5 , а в лежащем крыле (скв. 12) дислоцированных, но слабее метаморфизованных пестроцветов верхнего карбона из свиты $S_3^2-S_3^3$.

Такое положение разновозрастных пород при их резкой дислоцированности, несомненно, свидетельствует о наличии между скважинами № 10 и 12 крупного нарушения, названного нами Главным северным надвигом Донбасса. Стратиграфическая амплитуда надвига в районе г. Каменска определяется в 2—2,5 км. Падение сместителя южное, угол падения пока нигде не определен, хотя по ряду признаков он, видимо, относительно крутой.

Структурные формы обоих крыльев Главного надвига несдинаковы. В висячем его крыле на юге развиты структуры мелкоскладчатой каймы, в то время как на севере в лежащем крыле отмечаются круто поставленные породы южного борта одной из крупных синклиналией Преддонецкого синклинория — Северо-Каменской, выполненной верхним карбоном. По р. Калитва Главный надвиг также обнаружен между двумя скважинами, из которых южная показала породы свиты S_2^4 , а северная (1527 м) породы сакмарского яруса, фаунистически охарактеризованные. Стратиграфическая амплитуда надвига в этом районе может быть оценена в 3—4 км.

В районе севернее станицы Тацинской и далее к востоку подсечены породы лежащего крыла надвига, представленные сильно дислоцированными отложениями свит $S_2^7-S_3^3$. При этом характерно, что площадь, занятая сильно дислоцированными породами, в отличие от более западных (Каменск, Горняцкий рудник) и более восточных (южнее г. Морозовска), здесь весьма значительна. Южнее Морозовска Главный надвиг фиксирован в скважинах, где он имеет стратиграфическую амплитуду свыше 2,5 км (свита S_2^7 в висячем крыле — сакмарский ярус в лежащем крыле). Еще далее на юго-восток надвиг устанавливается предположительно по данным известной Гремяченской скважины, показавшей пестроцветы, возможно относящиеся к нижнепермским отложениям лежащего крыла нарушения.

Выдержанность Главного надвига вдоль северной окраины Донбасса и его большая амплитуда выдвигают надвиг в разряд региональных нарушений, определяющих строение главнейших структурных элементов всей северной окраины бассейна. Сам Главный надвиг, однако, является только следствием развития крупного поднятия кристаллического основания, разделяющего Северный донецкий мегасинклинорий (мелкоскладчатая кайма) и Преддонецкий синклинорий. Это поднятие, имеющее региональное значение для всей северной окраины Донбасса, мы называем Северодонецким. Его расположение в плане соответствует простиранию других главных структурных элементов Северного донецкого мегасинклинория, а его относительно высокое гипсометрическое положение, видимо,

определяло направление важнейших тектонических движений всей прилегающей к нему территории в течение длительного геологического времени (артинский век — палеоцен).

Возраст Главного надвига в восточной части Донбасса доверхнемеловой, вернее досантонский, так как сантон залегает на выровненной поверхности обоих его крыльев. Нижняя возрастная граница надвига, возможно, должна быть опущена до триаса, если не ниже, так как триас висячем крыле надвига в восточной части Большого Донбасса нигде не констатирован, залегая в Преддонецком синклинии и в западном Донбассе на разных горизонтах нижней перми, верхнего и среднего карбона.

В 1951 г. нами была высказана мысль об аналогии Главного надвига с глубинными разломами Урала, Тянь-Шаня и Сихотэ-Алиня. Как показали последующие буровые работы, резкого изменения физических свойств одновозрастных пород по обе стороны Главного надвига не происходит, как не фиксируется и изменение их фациального состава. Тем самым наши аналоги не подтвердились.

Вместе с тем огромная амплитуда этого нарушения, несомненно, отражающая раскол кристаллического основания и региональное его распространение, выделяет Главный надвиг из числа всех известных в Донбассе дизъюнктивных нарушений. Он представляет собой своеобразный тип нарушения глубокого заложения.

Преддонецкий синклиний состоит из трех складок; двух синклиналей—Северо-Каменской и Глубокинской—и разделяющей их Астаховской антиклинали.

Самой южной синклиналью, расположенной в непосредственной близости от Главного надвига, является Северо-Каменская, или Морозовская. Наибольшее развитие этой крупной структуры установлено восточнее меридиана г. Каменска. Поперечным поднятием, возможно, продолжающим на север известное в открытом Донбассе Ровенецкое поднятие, Северо-Каменская синклиналь отделяется от других подобных ей складок Ворошиловградского района. Восточнее меридиана г. Каменска происходит погружение оси складки, в связи с чем ее осевая часть заполняется все более молодыми осадками сначала верхнего карбона, а затем и сакмарского яруса нижней перми. Южное крыло Северо-Каменской синклинали, примыкающее к Главному надвигу и частично им перекрытое, является крутым, в связи с чем ось складки смещена к югу.

Пологое Астаховское поднятие еще очень плохо изучено. В его ядре не констатировано отложений моложе верхнего карбона. Северное крыло антиклинали переходит в южное, относительно пологое крыло следующей на север крупной Глубокинской синклинали. Последняя, как и Северо-Каменская, открывается на восток, выполняясь все более молодыми отложениями верхнего карбона и нижней перми. Но в отличие от Северо-Каменской синклинали Глубокинская складка имеет хорошо развитое и сложно построенное северное крыло, протяженное и очень пологое (2—5°). Поскольку это крыло по существу представляет уже южный склон Воронежской антеклизы, сама Глубокинская синклиналь является последней складкой, замирающей к северу Донецкой складчатой системы. Это крыло обволакивает кристаллические породы юго-восточного окончания Воронежского массива все более молодыми отложениями палеозоя, начиная с девона.

Все складки, составляющие Преддонецкий синклиний, открываясь на восток, принимают участие в образовании западного борта палеозойской Прикаспийской депрессии, выполненной комплексом платформенных образований в диапазоне средней девон—триас. Именно здесь, в области современного Преддонецкого синклиния, в процессе развития Донецкого передового прогиба происходило сочленение его со слабо погружавшимися участками Русской платформы (южное крыло Воронежской антеклизы).

В настоящей работе мы не касаемся вопросов тектоники Восточного Донбасса в среднем и верхнем мезозое и кайнозое, в определенной мере изменивших тектонические формы герцинского цикла. Сейчас можно уверенно говорить о проявлении складчатых и восходящих движений в досреднеюрское время (Астрахань), в домеловое и предтретичное время (значительные части Большого Донбасса), а также в кайнозое. Но движения эти, особенно верхнемезозойские и третичные, уже были значительно ослаблены, приобретая во времени все более платформенный характер. Погребенные структуры Главного донецкого мегантиклинория и Южного донецкого мегасинклинория, начиная с апт — альба, постепенно вовлекаются в прогибание, участвуя в строении северного пологого борта альпийского передового прогиба — Азово-Кубанской впадины. Восточные части всей Донецкой складчатой системы вовлечены в сложное прогибание западного борта Прикаспийской впадины.

В результате этих движений значительные территории восточной части Большого Донбасса оказываются сейчас погруженными на глубины 500—2000 м и более, что сильно затрудняет проведение здесь поисковых и разведочных работ на уголь.

Ближайшими задачами геологических и геофизических исследований в восточной части Большого Донбасса являются:

а) выявление площадей с относительно неглубоким залеганием продуктивного карбона, в первую очередь, со спекающимися углями, в пределах Северного донецкого мегасинклинория (собственно Донбасса);

б) широкие поиски и разведка углей в пределах Преддонецкого синклинория;

в) дальнейшее выяснение взаимоотношений между выделенными структурами верхнего палеозоя восточной части Большого Донбасса и их связи с соседними геоструктурными элементами;

г) дальнейшее выяснение и уточнение структурных форм второго и третьего порядка внутри главных геоструктур Большого Донбасса.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д. Геологическое строение СССР. Т. I—II, Горно-геол. нефт. изд-во, 1934.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Т. I, 1947; т. II, Госгеолиздат, 1948.
- Большой Донбасс. Сборник статей. Госгеолиздат, 1941.
- Верболюз С. Е. Выводы из анализа мощностей каменноугольных отложений Донецкого бассейна. Уголь, № 4, 1952.
- Дубинский А. Я. К вопросу о тектонике северных частей Донбасса. ДАН СССР, т. 80, № 5, 1951.
- Карпинский А. П. Замечания о характере дислокаций пород в южной половине Европейской России. Статьи в сборнике «Очерки геологического прошлого Европейской России». Изд. АН СССР, 1947.
- Карпинский А. П. Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России. Статья в сборнике «Очерки геологического прошлого Европейской России». Изд. АН СССР, 1947.
- Копелиович А. В. Палеозойские отложения района Астрахани. Реферат доклада в секции осадочных пород Московск. об-ва испыт. природы 18/XII 1953 г. МОИП, № 2, 1954.
- Лапкии И. Ю. О Преддонецком прогибе. ДАН СССР, нов. сер., т. 78, № 2, 1951.
- Мазарович А. Н. Основы геологии СССР. Гостехиздат, 1938.
- Соболев Д. Н. О геотектоническом расчленении и распределении недровых богатств Амадоцийского (Большого Донбасса) бассейна. Тр. 17-го межд. геол. конгресса, т. I, 1939.
- Степанов П. И. Проблема Большого Донбасса. Тр. 17-го межд. геол. конгресса, т. I, 1939.
- Тетяев М. М. Геотектоника Донецкого бассейна. БМОИП, т. I, 15/4, 1937.
- Тетяев М. М. Геотектоника СССР, ГОНТИ, 1938.
- Шатский Н. С. Происхождение Донецкого бассейна, БМОИП, т. 15(4), 1937.
- Шатский Н. С. Большой Донбасс и система Вичита. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1946.

ПАЛЕОЗОИ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ

В Центральном Предкавказье палеозойские образования слагают фундамент под слабо дислоцированными осадками меловой и третичной систем. Буровые скважины, вскрывшие в этом районе палеозой в немногочисленных точках и на глубину от 6 до 327 м, дают о нем отрывочные сведения, а потому такие важные вопросы, как возраст, распространение и строение тех или иных комплексов, в настоящее время могут быть решены только предварительно.

Возраст вскрытых образований определяется только по литологическому сходству их с породами ближайших изученных районов (Кавказа, Донбасса). Такое определение возраста, конечно, не является окончательным и требует подтверждения по другим данным, которые в настоящее время отсутствуют.

В Центральном Предкавказье породы палеозоя вскрыты скважинами, пробуренными трестом «Кавказнефтегазразведка» Министерства нефтяной промышленности, а именно: 1) близ ст. Рыздвяной Северо-Кавказской железной дороги (скв. Р-14 и Р-23), 2) в районе Сенгилеевского озера (скв. Р-2), 3) в г. Ставрополе (скв. Р-3), 4) у села Ипатово (опорная скважина), 5) у ст. Суворовской, Орджоникидзевской ж. д. (Нагутская опорная скважина) и 6) близ г. Невинномысска (скв. Р-5).

Во всех этих скважинах были вскрыты немые отложения, если не считать неопределимых остатков фауны и флоры, обнаруженных в керне из Ипатовской опорной скважины.

Скважина Р-14 (район ст. Рыздвяной) вскрыла на глубине 1778,89 м темносерые плотные сланцы с кварцевыми линзами. Угол падения пород на глубине 1811—1815 м около 25°, на глубине 1838—1841 м около 35° и на глубине 1922—1924,5 м (забой) около 85°. У забоя в керне наблюдаются зеркала скольжения и сеть кварцевых жилок мощностью до 2—3 мм.

Скважина Р-23, пробуренная в том же районе на глубине от 1800 до 1806 м (забой), встретила неравномернозернистый полимиктовый песчаник. Порода, по определению Г. И. Ершовой (ВСЕГЕИ), состоит из угловатых, со слегка сглаженными углами, полуокатанных и, реже, окатанных зерен размером от 0,1 до 0,5, редко до 1 мм и содержит небольшую примесь алевритовых частиц размером от 0,02 до 0,08 мм. В песчанике обнаружены: кварц, редко со сглаженными углами, иногда трещиноватый, полевые шпаты с полисинтетическими двойниками, много полуокатанных и окатанных зерен кремнистых пород, тонкозернистых и несколько более крупнозернистых, иногда халцедоновых со сферолитовой структурой. В песчанике реже встречаются обломки кварцитов, слюдисто-глинистых и слюдисто-кремнистых сланцев, алевритов и эффузивов (порфириовидных пород) с радиальнолучистой и местами фельзитовой структурой основной массы. Встречаются редкие зерна сфена и рудных минералов. Цемента мало — не более 10% породы. Цемент представлен

глинистым веществом, окрашенным окислами железа в бурый цвет. Располагается он в виде тонких пленок вокруг обломочных зерен.

Другой шлиф из этого песчаника, изученный Н. В. Ренгартен (АН СССР), содержал зерна кварца, кислых плагиоклазов, калиевого полевого шпата, обломков глинистых, кремнистых и кварцитоподобных пород, пластинки бесцветных и зеленых слюд, хлорита и обрывки обугленных растительных остатков.

Цемент породы тонкочешуйчатый, глинистый. В нем различаются частички гидрослюды и углистая пыль. Большинство кварцевых зерен потеряло первичный обломочный облик и, вследствие обрастания вторичной каемкой кварца, приобрело неправильные зазубренные очертания. Пластинки слюд перематы и хлоритизированы. Порода несет признаки динамометаморфизма (регионального). Многие обломочные зерна вдавлены друг в друга, пластинки слюд и хлорита изгибаются вокруг других обломочных зерен и тонкочешуйчатая гидрослюдистая масса цемента как бы обтекает обломочные зерна.

Породы из скважин Р-14 и Р-23 по макроскопическому определению и по литологическим особенностям предположительно относятся нами к среднекаменноугольным отложениям кавказского типа.

Скважина Р-2, пробуренная близ Сенгилеевского озера, вскрыла на глубине 1377 м черные глинистые сланцы с углом падения около 45° и, пройдя 323 м, не вышла из них. Макроскопически они похожи на среднекаменноугольные породы кавказского типа.

Скважина Р-3, пройденная в г. Ставрополе, вскрыла породы палеозоя на глубине 1971 м и проведена по ним до 2050 м. С глубины 1991—1992 м был поднят темный пестроцветный мелкозернистый глинистый плотный песчаник с зеркалами скольжения под углом 45° относительно оси зерна. С глубины 2011—2013 м поднят темносерый мелкозернистый слюдястый песчаник, а с глубины 2031—2032 м темный, почти черный, глинистый сланец с зеркалами скольжения, падающими под углом 35° (определение по керну). Основная масса глинистого сланца состоит из тонкоагрегатного двупреломляющего глинистого вещества (гидрослюд?). В значительном количестве присутствует частая мелкая вкрапленность равномерно распределенного пирита. Пирит присутствует и в виде небольших эллипсоидальных и линзовидных скоплений, выполняющих сфероидальные пустоты диаметром от 0,25 до 1,5 мм, стенки которых покрыты тонковолокнистым гипсом. Последний в местах соприкосновения с пиритом переходит в ангидрит. В породе наблюдается неясная микроструктура, обусловленная параллельным расположением линзовидных скоплений пирита.

Вскрытые скважиной Р-3 палеозойские отложения отнесены нами к среднекаменноугольным кавказского типа.

Буровая скважина Р-5 (близ г. Невинномысска) вскрыла на глубине 1479,7 м метаморфизованные дислоцированные породы и прошла по ним до глубины 1797,45 м, не выйдя из них.

Разрез начинается зеленоватыми плотными филитизированными сланцами, которые местами тонко переслаиваются с мелкозернистыми песчаниками. Порода состоит из мелких листочков слюды (возможно, серицита) и хлорита размером от 0,05 до 0,1 мм и, реже, до 0,15 мм. Пластинки бесцветной слюды и хлорита ориентированы более или менее параллельно, что и обуславливает микролепидобластовую структуру и сланцеватую текстуру породы. В породе присутствуют тонкие редкие прослойки того же состава, обогащенные алевролитовыми зернами кварца.

В интервале 1503—1546,8 м скважиной вскрыт глинистый сланец, имеющий полосчатую текстуру и бластопелитовую структуру. Порода состоит из чередования тонких аргиллитовых слоев и более широких алевропелитовых. Аргиллитовые прослои и основная масса алевропели-

товых слоев представлены микрочешуйчатыми слюдистыми минералами (повидимому, гидрослюдами). В составе алевритовых частиц наблюдаются кварц, полевые шпаты, пластинки биотита и чешуйки новообразованных вследствие метаморфизации породы хлорита и слюд.

Ниже порода постепенно обогащается алевритовыми прослойками и на глубине 1559 м представлена глинистым сланцем (алеваитовым), имеющим состав, текстуру и структуру, как и вышележащие слои, но с более тонкими алевритовыми прослойками. С глубиной песчаность повышается, и на глубине 1705 м порода представлена алевритово-песчаным сланцем, в котором слои с blastopelитовой структурой чередуются со слоями псаммо-алеваитово-пелитовой структуры, слагающими большую часть этого отрезка разреза. Минералогический состав тот же, что и вышележащих сланцев, но в них встречаются песчаники с зёрнами размером до 0,8 мм. Кварц нередко имеет сглаженные углы. Порода к глубине 1726 м вновь переходит в глинистый сланец, а к глубине 1749,5 м в алевритово-глинистый сланец. Ниже, к глубине 1775 м порода опять переходит в глинистый сланец и к забою (1797,45 м) в глинисто-алеваитовый сланец. Минералогический состав породы по всей пройденной мощности не меняется. От глубины 1775 м в разрезе наблюдаются кальцитовые, а местами кварцевые прожилки мощностью от 0,1 до 0,5 мм.

Углы падения пород на глубине 1580 м около 30°, а на глубине 1750 м — 16°. Цвет породы по всей вскрытой толще темный, слегка зеленоватый; местами порода окрашена окислами железа в бурый цвет.

По внешнему виду порода похожа на верхнедевонские отложения кавказского типа, к каковым мы ее и относим.

Нагутская опорная скважина пробурена в 400—500 м западнее ст. Суворовская, Орджоникидзевской ж. д. Она на глубине 1984,9 м вскрыла метаморфизованные дислоцированные сланцы, прорезанные жилами (дайками) изверженных пород. Забой ее остановлен на глубине 2050,3 м. Выше этих пород, начиная с глубины 1820,8 м, переслаиваются конгломераты, гравелиты и песчаники, окрашенные в красный цвет и весьма похожие на конгломераты нижней перми Кавказа. В. Н. Борзова и В. Д. Голубятников этот интервал отнесли к титонскому ярусу верхней юры. Основанием для отнесения его к титону они считали отсутствие дислоцированности и признаков перерыва между явно титонскими вышележащими красноцветными глинами и песками с прослойками доломитов и ангидритов. Однако при внимательном изучении материалов по этой скважине выявляются следующие различия между явно титонскими и подстилающими их красноцветными породами:

а) Битуминозность конгломератов ниже 1920,8 м достигает всего 0,005—0,01%, битуминозность же красноцветных пород, лежащих выше, в подавляющем большинстве случаев около 0,04%, что характерно для мезозойских пород нашего района.

б) На глубине от 1920,8 до 1984,9 м породы имеют более карбонатный цемент, чем вышележащие.

в) Обломки филлитов и известняков (мраморизованных) встречаются только в интервале 1920,8—1984,9 м. Обломки этих пород встречаются и в нижнепермских конгломератах Кавказа. Обломки мраморизованных известняков до настоящего времени не отмечены в титонских красноцветных обломочных отложениях Кавказа.

г) В конгломератах в интервале 1920,8—1984,9 м не встречены альбитизированный плагиоклаз и пертит с обломком анортотклаза (т. е. без микроклиновой решетки).

д) Размеры галек в нижней части красноцветной толщи достигают 3 см, а в верхней не превышают 3—5 мм.

е) В этом же интервале совершенно отсутствуют зерна и кристаллы целестина, характерные для титонских отложений Кавказа.

На основании перечисленных выше признаков обломочные отложения интервала 1920,8—1984,9 м Нагутской опорной скважины следует относить не к титонским, а к нижнепермским кавказского типа. Вопрос же о том, дислоцированы они или нет, решить трудно, вернее невозможно.

На глубине 1984,9 м скважина вскрыла зеленовато-серые песчано-глинистые филлитообразные породы, прорезанные изверженными породами. Филлит до глубины 2000 м имеет фиолетовые пятна. Обломки этой породы встречаются в конгломератах на глубине от 1920,8 до 1984,9 м. В состав филлитов входят мельчайшие обломки кварца и слюдястых минералов. Порода неравномерно окрашена бурочерными окислами железа, что указывает на длительное пребывание ее в зоне окисления. Наклон слоистости (по керну) на глубине 2030—2035 м около 45°.

В интервалах 1984,9—1989,5, 2000—2002,2, 2008,6—2015 и 2025,9—2029 м скважина прорезала дайки изверженных пород, определенных Л. А. Варданянцем как гранит-порфиры или, частично, гранитдиорит-порфиры. На глубине 2048,1—2049,1 и 2050,3 м (забой) встречены дайки кварцевого порфира с обликом липарита.

По своему облику песчано-глинистые филлитообразные породы из Нагутской опорной скважины весьма похожи на породы верхнего девона Северного Кавказа, развитые в бассейне р. Уруп, и отнесены нами к девону.

Ипатовская опорная скважина вскрыла палеозойские породы на глубине 2012 м и пройдена по ним до 2339 м (забой). Они представлены почти исключительно темными глинистыми сланцами с конкрециями и зернами пирита. Сланцы в интервалах 2228,2—2232,2, 2247,1—2265,35 и 2316—2321,75 м прорваны порфиритами. Порфириты среднего интервала содержат вплавленные куски глинисто-песчаных сланцев с конкрециями пирита. На глубине 2306 м в глинисто-углистых песчаных сланцах встречен был микроконгломерат, состоящий из мелких галек кварцевого алевролита, сцементированных кварцевым алевролитовым материалом, глинисто-углистым веществом и мелкозернистым пиритом. В микроконгломерате наблюдаются новообразования хлорита.

На глубине 2339 м (забой скважины) вскрыт окварцованный алевролит с очень плохо сохранившимися радиоляриями (неопределимы). Редкие плохой сохранности неопределимые остатки макрофауны и флоры были встречены на глубине 2021—2026 м.

Углистое вещество в песчано-глинистых сланцах присутствует в интервалах глубин: 2021—2077, 2110—2121, 2136—2172, 2189—2242 и 2326—2339 м, т. е. почти по всей толще глинисто-песчаных сланцев. Особенно большое содержание углистого вещества наблюдается в интервале 2152—2157 м.

Наличие углистого вещества в глинисто-песчаных сланцах и остатков флоры и фауны, а также степень метаморфизации пород и внешний вид, позволяют отнести их к среднекаменноугольным отложениям переходного типа между Кавказом и Донбассом.

Углы падения слоистости колеблются между 40 и 60°. Во всей вскрытой части толщи наблюдаются зеркала скольжения и трещины, выполненные кальцитом и кварцем.

Общая мощность палеозойских отложений в районе г. Ставрополя, исходя из данных сейсморазведки о глубине залегания кристаллического фундамента, определяется в 1500—1600 м, а в районе г. Невинномыска всего в 300—400 м. Последняя цифра нам кажется заниженной, ибо мощность отложений девона на Кавказе значительно превышает ее. Если же она близка к истинной, то в районе следует предполагать наличие значительного выступа кристаллических пород и, в частности, розо-

вых гранитов. На присутствие их в этих районах указывают гальки розовых гранитов и метаморфических кристаллических сланцев в отложениях титона в верховьях рр. Кума и Джегута (несколько южнее нашего района). На это же указывает и наличие гранитов в районе г. Кисловодска, где они вскрыты буровыми скважинами на сравнительно небольшой глубине, а также наличие ксенолитов гранита и кристаллических сланцев в трахилипаритах Пятигорья.

Хотя имеющиеся материалы о палеозое Центрального Предкавказья и очень скудны, но все же можно высказать некоторые соображения об условиях накопления осадков и основных тектонических процессах в этом районе в палеозойское время.

Приведенные выше материалы показывают: 1) все встреченные метаморфизованные породы палеозоя в Центральном Предкавказье представлены терригенными осадочными образованиями; 2) в накоплении их участвовал почти исключительно пелито-алевритовый материал, который, в свою очередь, указывает на удаленность нашего района от областей сноса; 3) значительную складчатость отложений (углы падения изменяются от 16 до 80°) и наличие дизъюнктивных нарушений (амплитуды смещений остались невыясненными); 4) наличие жильных внедрений изверженных пород, свидетельствующее о напряженных и глубоких тектонических движениях в период между нижнекаменноугольным и нижнемеловым временем; верхняя граница внедрения изверженных пород, судя по ближайшим районам Кавказа, может быть понижена до верхов лейаса и 5) породы верхнедевонского возраста в районе г. Невинномысска перекрываются отложениями апт-альба, а в районе Нагутской опорной скважины — нижнепермскими. Севернее, под нижнемеловыми (альбскими) отложениями залегают отложения среднего и нижнего карбона. Отложения верхнего карбона в Центральном Предкавказье неизвестны.

Таким образом, можно предполагать, что в верхнем карбоне произошли значительные тектонические движения, в результате которых отложения на площади Центрального Предкавказья были смяты в складчатую систему, метаморфизованы и поднялись над уровнем моря. Повидимому, в это же время были внедрены и изверженные породы, встреченные Нагутской и Ипатовской опорными скважинами. Возможно, что образование этих горных сооружений началось уже в среднекаменноугольное время. Воздвигнутое в верхнем карбоне горное сооружение Центрального Предкавказья было быстро разрушено, и трансгрессия нижнепермского моря отложила конгломераты, сохранившиеся в районе Нагутской опорной скважины на верхнем девоне. Несомненно, что нижнепермская трансгрессия охватывала площадь значительно большую, чем район Нагутской опорной скважины (наличие нижнепермских конгломератов в нижнем Поволжье и на Кавказе), но отложения этого времени в других местах Центрального Предкавказья не сохранились, так как здесь континентальные условия, повидимому, существовали до альбского времени.

На наличие крупных горообразовательных процессов в верхнекаменноугольное время указывает и то, что на Кавказе в районе верхнего течения р. Кубани (в 100 км к юго-западу от Нагутской опорной скважины) на средне- и нижнекаменноугольные отложения трансгрессивно ложатся нижнепермские конгломераты, песчаники и глины.

Таким образом, прогиб Главного Кавказского хребта, фиксируемый в верхнем карбоне, к началу пермского времени захватил и Центральное Предкавказье, но в последнем морские прибрежные условия существовали недолго. Возможно, что уже в конце нижней или начале верхней перми этот район был в значительной степени пенепленизирован, тогда как южнее, в Центральном Кавказе, погружение продолжалось до конца перми.

Следующее наступление моря на Центральное Предкавказье началось в верхнеюрское (титонское) время. Это море постепенно расширялось в северном направлении и к концу альба полностью покрыло территорию. В верхнемеловое и третичное время происходили в основном общие погружения или поднятия отдельных участков Предкавказья без значительного складкообразования.

По глубине залегания поверхности палеозойского и протерозойского фундамента в Предкавказье мы выделяем следующие зоны (с севера на юг):

- 1) Восточное погружение Донецкого кряжа;
 - 2) Восточное погружение Азово-Подольского щита;
 - 3) Кубано-Маньчский прогиб;
 - 3а) Западный предгорный прогиб;
 - 4) Ставропольское поднятие;
 - 5) Прикаспийскую (Терско-Кумскую) депрессию;
 - 6) Кавказский хребет.
- 3-я, 3а, 4-я и 5-я зоны входят в Предкавказье.

Восточное погружение Донецкого кряжа отделяется от восточного погружения Азово-Подольского щита и восточной части Кубано-Маньчского прогиба Сало-Маньчской (южнодонецкой) линией, к югу от которой домезозойские образования глубоко погружены. Относительная глубина погружения их достигает 1000—1200 м. Эта линия погружения проходит несколько южнее ст. Каменоломня, Юго-Восточной ж. д. (южнее г. Шахты), пересекает р. Дон в районе хут. Пухлякова (южнее станицы Раздорской) и проходит вдоль нижнего течения р. Сал, где оно улавливается в районе хут. Кузнецовка, а затем продолжается в том же восточного-восточном направлении на Сало-Маньчском водоразделе и уходит в Прикаспийскую низменность.

Восточное окончание Азово-Подольского щита, имеющего, повидимому, сводовое строение, постепенно погружается на восток от отметки —520 м в г. Ростове-на-Дону до —1100 м севернее озера Маньч (Гудило). Буровыми скважинами в гг. Таганроге, Ростове-на-Дону и у ст. Каяла вскрыты протерозойские кристаллические породы (гранито-гнейсы).

Северо-западная часть Предкавказья занята обширным Кубано-Маньчским прогибом, который через понижение, находящееся несколько южнее озера Маньч (Гудило), соединяется с обширной областью Прикаспийской (Терско-Кумской) депрессии. В Кубано-Маньчском прогибе наибольшая глубина палеозойского фундамента достигает, повидимому, 3000 м и более (район ст. Тимашевской). Южный склон этого прогиба более крутой, а северный и восточный пологие. Палеозой представлен здесь нижнекаменноугольными отложениями, присутствие которых подтверждено микрофауной из известняка, вскрытого Песчанокопской скважиной на глубине 2565,36—2567,31 м. Этот известняк представлен мелкодетритусовой, шламовой разностью, местами окремнелой и пиритизированной. В нем обнаружены многочисленные плохой сохранности перекристаллизованные органические остатки, представленные фораминиферами, обломками члеников криноидей и другими неопределимыми остатками.

Из комплекса фораминифер плохой сохранности Н. А. Редичкиным (Ростовский государственный университет) определены: *Brunsia pulchra* Mikh, *Glomospina gordialis* Jones et Parker, *Tolipammia vagans* (Brady), *Endothyra primaeva* Raus, *End. samarica* Raus, *End. sp.*, *Textularia* ex gr. *gibbosa* (d'Orb.). *Tetrataxis dentata* Viss., *Archaeosphaera crassa* Lip, *Arch. grandis* Lip, *Eonodosaria* (?) sp., *Eostaffella mediocris* Viss. По этому комплексу форм Н. А. Редичкин относит известняк к горизонтам не древнее турнейского и не моложе нижних горизонтов визейского яруса.

В Выселковской и Ново-Минской скважинах остатков фауны не обнаружено, и возраст палеозоя в них определен по литологическому сходству пород с породами Песчанокопской скважины. Мощность палеозойских отложений в районе г. Краснодара должна достигать

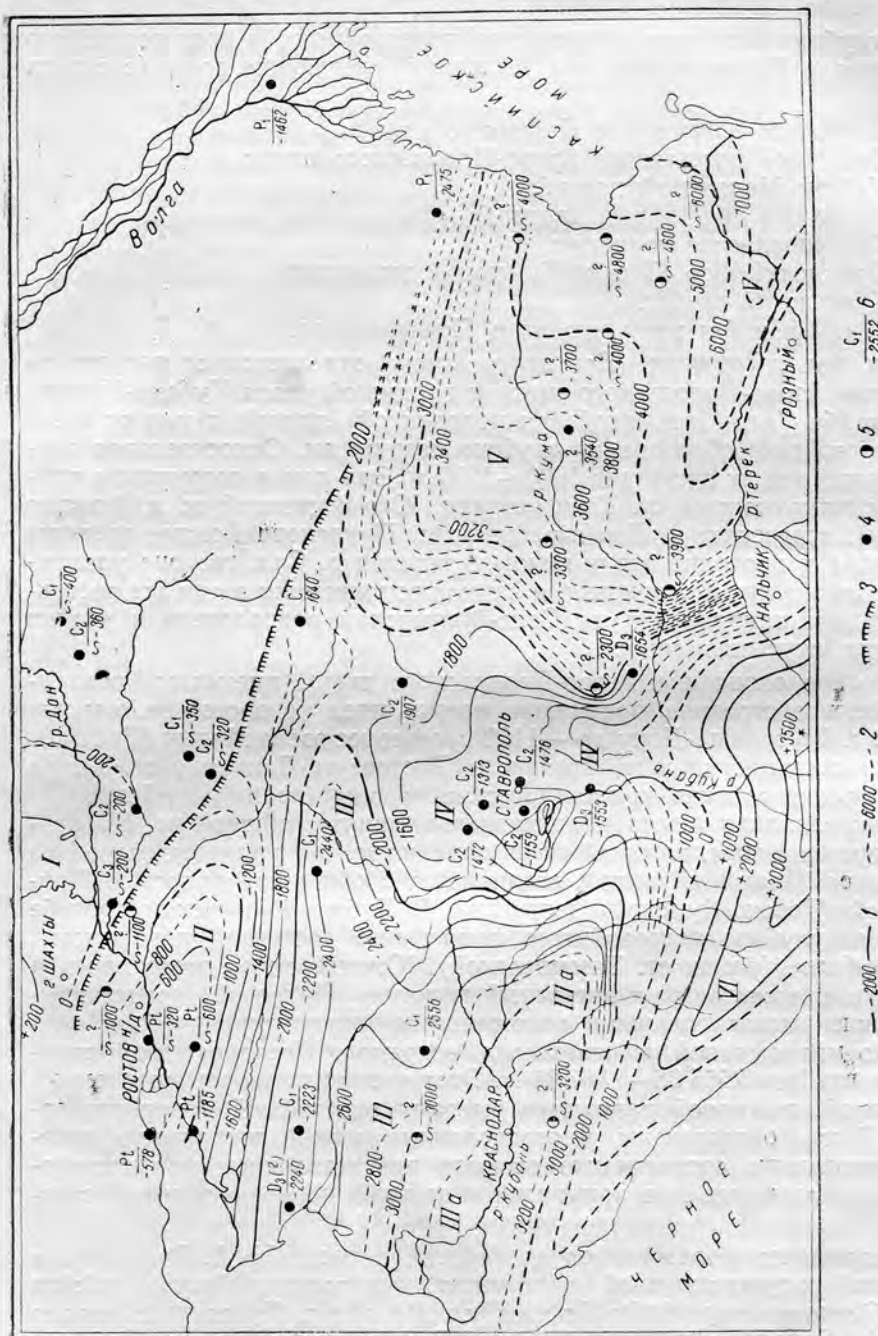


Рис. 1. Схема рельефа поверхности докембрийских образований Предкавказья. I—восточное погружение Донецкого бассейна; II—восточное погружение Азово-Подольского штига; III—Кубано-Манычский прогиб; IIIa—Западный предгорный прогиб; IV—Ставропольское поднятие; V—Прикаспийская (Терско-Кумская) депрессия; VI—Кавказский хребет. I—вероятные изогипсы поверхности докембрийских образований; 2—предполагаемые изогипсы докембрийских образований; 3—зона быстрого погружения докембрийских образований; 4—буровые скважины, вскрывшие докембрийские образования; 5—глубокие бурения, не дошедшие до мезозойских образований; 6—возраст и абсолютные отметки поверхности докембрийских образований.

2 км. В области Прикаспийской (Терско-Кумской) депрессии палеозойских пород достигли только скважины, находящиеся близ Каспийского моря. Между Каспийским морем и Ставрополем глубины залегания и характер палеозойских пород пока неизвестны. Глубины их залегания здесь, вероятно, свыше 5000 м. Между Кубано-Манычским прогибом

и Прикаспийской (Терско-Кумской) депрессией расположено Ставропольское поднятие, с юга примыкающее к Кавказскому хребту.

Относительное превышение поверхности палеозойских пород в районе Ставропольского поднятия над таковыми в наиболее пониженных частях Кубано-Маньгского прогиба и Прикаспийской (Терско-Кумской) депрессии достигает 2800 м и более.

В рельефе поверхности Ставропольского выступа палеозойских отложений четко вырисовывается понижение, вытянутое по направлению г. Черкесск — г. Ставрополь. Возможно, что это понижение возникло вследствие молодых движений земной коры. Изучение современных перемещений земной коры также указывает на мобильность Ставропольского выступа и на сравнительно большие скорости опускания земной поверхности в районах пониженного рельефа поверхности докембрийских образований Предкавказья и Кавказа. Наоборот, в районе Кавказского хребта и его продолжения на Апшеронском полуострове, в Закавказье на Сурамском хребте и в открытой части Донбасса в настоящее время наблюдаются неравномерные положительные перемещения земной коры со скоростью поднятия в разных районах от 0 до 12,1 мм/год и более (по отношению к реперам в гг. Ростове-на-Дону и Батуми). Скорость отрицательных перемещений земной поверхности в Центральном Предкавказье по отношению к реперу в г. Ростове-на-Дону колеблется для различных районов от 2—3 до 11,1 мм/год (в районе с. Спицевка к северо-востоку от г. Ставрополя). Таким образом выявляется, что заложенные в предмеловое время прогибы земной коры в Предкавказье продолжают развиваться и в настоящее время.

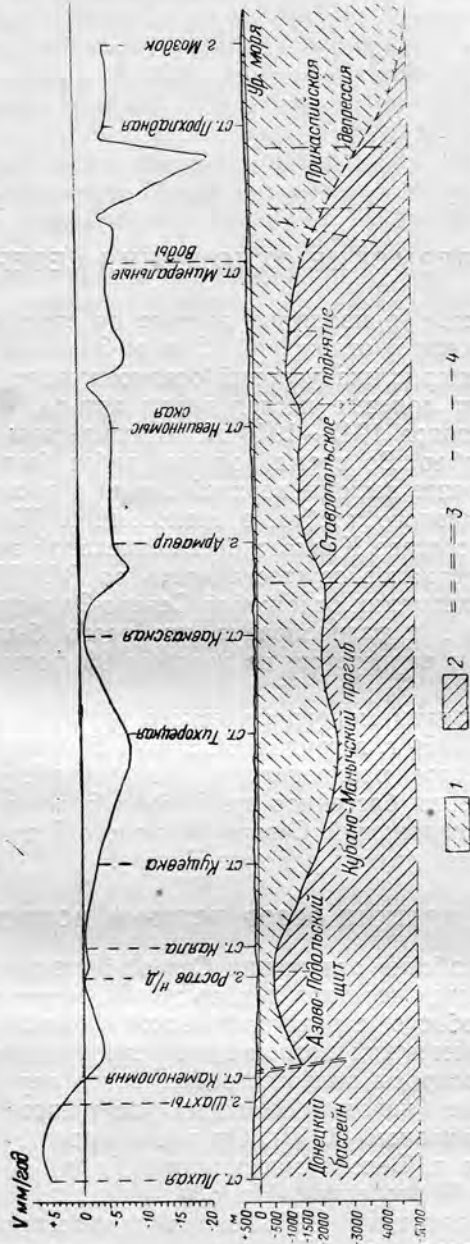


Рис. 2. Среднегодовые скорости и направления изменений высот нивелировок (относительно Ростова-на-Дону) и глубины залеганий докембрийских образований по профилю ст. Лихая — г. Моздок (по данным нивелировок 1926—1929 гг. и 1949—1950 гг.).
1 — мезозойские и кайнозойские породы; 2 — докембрийские породы; 3 — сброс с неоточенным местоположением; 4 — сброс, предпологаемый по резкому изменению скорости опускания поверхности земной коры

ВЕРХНЕПЕРМСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

В статье приводятся данные по стратиграфическому расчленению верхнепермских отложений Северо-Западного Кавказа и дается краткая характеристика условий осадконакопления. Материалом для статьи послужили полевые исследования автора, проведенные в течение двух летних сезонов 1947—1948 гг. и результаты монографического изучения фораминифер. Во время полевых работ были подробно описаны все известные ранее выходы верхней перми и новые, обнаруженные на южном склоне Главного хребта, в верховьях р. Шахе. Полевые работы проводились в составе Кавказской комплексной экспедиции АН СССР. Обработка материалов осуществлялась во ВСЕГЕИ. Изучение фораминифер из верхнепермских отложений Северо-Западного Кавказа показало большее обилие и разнообразие их: всего было установлено 180 видов, подвидов и вариететов, из которых 93 формы получили подробное описание.

Результаты монографического изучения фораминифер были опубликованы в 1954 г. в трудах ВСЕГЕИ. В указанной работе приведено стратиграфическое распределение фораминифер в выделенных горизонтах верхней перми бассейнов рр. Лабы и Белой и дано сопоставление верхнепермских отложений Северо-Западного Кавказа с одновозрастными образованиями других районов Тетиса.

КРАТКИЙ ОБЗОР ИСТОРИИ ИССЛЕДОВАНИЯ ПЕРМИ

Палеозойские отложения Северо-Западного Кавказа изучаются в течение четырех десятков лет, но тем не менее они не получили еще достаточнодробного стратиграфического расчленения. Это касается также и верхнепермских отложений, стратиграфия которых недостаточно изучена; вопросы палеогеографии этого периода также не разработаны.

Первые находки морских пермских отложений были сделаны В. Н. Робинсоном (1912). Он нашел известняки с разнообразной фауной в бассейне р. Белой (массив горы Гефо) и в бассейне р. Малой Лабы (урочище Черноречье). На основании изучения брахиопод академиком Ф. Н. Чернышевым (1913) возраст указанных отложений был определен как нижнепермский. Подстилающие красноцветные обломочные образования по залеганию между угленосными вестфальскими слоями и морской нижней пермью были отнесены к верхнему карбону. В результате последующих находок стефанской флоры в угленосных толщах Северо-Западного Кавказа и нижнепермской *Walchia piniiformis* Sternb. (р. Аксаут) в красноцветных образованиях, подстилающих морские известняки перми, вопрос о возрасте этих известняков был пересмотрен.

В 1927—1937 гг. Б. К. Лихарев произвел монографическое описание брахиопод верхней перми бассейнов Лабы и Белой. Он установил 319 видов и вариететов брахиопод, из которых 65% являются новыми. Более

детальное изучение фауны этих отложений позволило Б. К. Лихареву прийти к выводу о верхнепермском их возрасте и уточнить их положение в стратиграфической шкале перми Тетиса. В 1937 г. В. Н. Вебер из этих же отложений описал трилобиты. В последующее время В. Н. Робинсон оконтурил все обнаруженные им выходы пермских пород.

В 1937 г. В. В. Белоусов совместно с Б. М. Трошихиным установили наличие палеозойских (каменноугольных?) пород в районе г. Хуко. Эти отложения, оказавшиеся в основном пермскими, являются самыми западными из известных выходов морских отложений перми на Северо-Западном Кавказе.

В районе перевала Эпчик между рр. Даут и Теберда и по р. Архыз в 1936 г. были найдены своеобразные красноцветные конгломераты и песчаники, содержащие гальки известняков с высшими фузулинидами. Эта находка весьма интересна потому, что в данном районе неизвестны коренные выходы морских верхнепермских образований и, кроме того, это было первое и до недавнего времени единственное на Северо-Западном Кавказе местонахождение известняков, хотя и во вторичном залегании, с высшими фузулинидами.

В 1947—1952 гг. автором изучались верхнепермские отложения Большого Кавказа. В результате полевых исследований и монографического изучения фораминифер верхнепермские отложения были разделены на четыре свиты и было произведено сопоставление отдельных разрозненных выходов этих образований. Южнее массива Фишт впервые на Большом Кавказе были обнаружены коренные выходы известняков с высшими фузулинидами. В районе оз. Хуко в нижнетриасовых конгломератах, помимо гальки известняков с высшими фузулинидами, были обнаружены обломки известняков с фораминиферами нижней перми. Находка галек нижнепермских известняков является указанием на существование морских условий на Большом Кавказе в эту эпоху.

В 1951 г. Е. Н. Дьяконовой-Савельевой были изложены материалы о стратиграфическом положении и генезисе красноцветных толщ перми и нижнего триаса Северо-Западного Кавказа, а также приведено краткое описание фузулинид и некоторых мелких фораминифер, выполненное Г. А. Дуткевичем.

В 1952 г. Д. Ф. Масленников, изучавший пелеципод из сборов Б. К. Лихарева, В. Н. Робинсона и И. И. Никшича из районов Лабы и Белой, опубликовал краткие описания некоторых характерных по преимуществу новых видов пелеципод. Всего было установлено 64 формы пелеципод, причем 40% составляют новые виды.

В 1952—1953 гг. С. С. Круглов проводил полевое изучение континентальных пермских отложений в бассейнах рр. Лабы и Белой. В 1955 г. он завершил изучение материалов по геологии и литологии красноцветных нижнепермских образований и сделал выводы о стратиграфическом расчленении и генезисе этих толщ.

ОСНОВНЫЕ СВЕДЕНИЯ ПО ГЕОЛОГИИ ИССЛЕДОВАННОЙ ОБЛАСТИ

В геологическом строении исследованной территории принимают участие докембрийские, нижнепалеозойские (кембрийские?), девонские, каменноугольные, нижнепермские, верхнепермские и триасовые отложения. Все эти преимущественно осадочные образования составляют, по В. Н. Робинсону, «древний субстрат Большого Кавказа». На этих породах залегают юрские отложения, к которым в предгорной полосе присоединяются меловые и третичные. Породы субстрата образуют две полосы северо-западного простирания. Южная сложена преимущественно докембрийскими кристаллическими образованиями и занимает более повышенные части Главного хребта. Более северная полоса, получившая название зоны Передового хребта, образована главным образом палеозойскими отложениями.

Древнейшими породами в нашем районе, как было указано выше, являются докембрийские кристаллические сланцы. На них без видимого перерыва лежат нижнепалеозойские метаморфические сланцы, в средней части которых залегают мощные (до 440 м) известняки с археоциатами. Эти метаморфические породы имеют широкое распространение на всей площади исследований — от р. Большой Лабы на востоке до р. Белой на западе. Отложения силура в междуречье Большая Лаба—Белая не доказаны. На размытой поверхности нижнепалеозойских, девонских (?) и нижнекаменноугольных (?) толщ на востоке в бассейнах рр. Малая и Большая Лаба залегают средне- и верхнекаменноугольные угленосные песчаники и конгломераты. На западе исследованного района в бассейне р. Белой на нижнепалеозойских метаморфических сланцах трансгрессивно залегают нижнепермские красноцветные отложения. Средне- и верхнекаменноугольные отложения имеют локальное распространение на рассматриваемой нами территории. Возраст их устанавливается по многочисленным находкам вестфальской и стефанской флоры.

Пермские породы на рассматриваемой территории резко разделяются на две толщи: нижнепермскую красноцветную молассовую, сформировавшуюся в условиях интенсивных тектонических движений, и трансгрессивную серию верхней перми, отложившуюся при сравнительно малой амплитуде движений земной коры.

Более широким распространением пользуются нижнепермские красноцветные породы, обнажающиеся в бассейнах рр. Белая, Малая и Большая Лаба. Как уже указывалось, в бассейне р. Белой они залегают трансгрессивно на нижнепалеозойских метаморфических сланцах. В бассейнах рр. Малая и Большая Лаба нижнепермские красноцветные обломочные образования с размывом ложатся на среднекаменноугольные (Малая Лаба) и верхнекаменноугольные (Большая Лаба) песчаниково-конгломерато-сланцевые толщи. По р. Аксаут на флористически охарактеризованных отложениях верхнего карбона согласно залегают красноцветные образования нижней перми, в основании которых были обнаружены остатки вальхий (*Walchia piniformis* Sternb.). Других органических остатков в этих породах на Кавказе найдено не было и возраст их определяется главным образом по залеганию между верхнекаменноугольными отложениями со стефанской флорой и фаунистически охарактеризованными горизонтами верхней перми.

В бассейнах рр. Белой и Большой Лабы нижнепермские красноцветные образования имеют очень большую мощность (2—3 км). Оба эти района разделены областью (Малая Лаба), в которой мощность этих отложений минимальная, не превышает 20 м. Наблюдения над фаціальными особенностями красноцветных пород и сравнение отдельных разрезов между собою показывают, что в тех местах, где они распространены на большой площади и обладают весьма значительной мощностью, они характеризуются отчетливой сортировкой обломочного материала, сравнительно хорошей окатанностью галек и наличием ясной слоистости, главным образом параллельной и реже косой. Указанные характерные черты красноцветных пород нижней перми свидетельствуют об образовании этих толщ в весьма крупном водном бассейне, возможно морском. Гальки состоят из метаморфических пород, кристаллических сланцев, гнейсов, гранитоидов, жильного кварца, мраморовидных известняков и др. Размеры галек в большинстве случаев не превышают 2—3 см, реже — 3—10 см. Цемент песчано-глинистый и песчано-известковый, почти всегда железистый. Как правило, примерно 50% всей песчаниково-конгломератовой толщи составляют средне- и грубозернистые песчаники и 50% конгломераты. Количество галек в последних не превышает обычно 20—30% объема всей породы.

Как уже указывалось, в бассейне р. Малой Лабы красноцветные образования имеют мощность 7—20 м. Отсутствие сортировки, плохая ока-

танность галек, частое выклинивание красноцветных образований дают основание предполагать, что здесь эти осадки представляют делювиальные накопления предгорий и временных потоков.

Район Малой Лабы в нижнепермское время представлял собой в основном область воздымания. Отложение осадков здесь шло замедленно, и в то время, как на западе (р. Белая) и на востоке (р. Б. Лаба) в областях нижнепермских погружений накопилась 2—3-километровая толща красноцветных пород, в районе Малой Лабы отложилось всего до 20 м обломочных образований. В восточных районах (р. Б. Лаба) в красноцветной толще нижней перми имеются покровы порфиритов и альбитофиров.

Верхнепермские отложения играют значительно меньшую роль в геологическом строении изученной нами территории. Они залегают от р. Белой до р. Большой Лабы в виде небольших (обычно не более 1 км²) изолированных друг от друга выходов. Кроме этого, породы данного возраста известны на территории Большого Кавказа лишь по р. Гизель-Дон и на южном склоне Главного хребта.

Представлены верхнепермские отложения нормальной трансгрессивной серией — от конгломератов и песчаников в основании до сланцев и известняков в верхней части. В результате произведенных исследований оказалось возможным разделить эти образования на четыре горизонта (рис. 1).

Верхнепермские образования в различных тектонических зонах находятся в разных соотношениях с подстилающими породами. На западе в бассейне р. Белой и на востоке в бассейне р. Большой Лабы отложения верхней перми залегают согласно на нижнепермских, образуя структуры унаследованных мульд, в бассейне же Малой Лабы — трансгрессивно и с угловым несогласием до 45° (рис. 2).

Во многих случаях соотношения верхнепермских и подстилающих пород являются тектоническими (рис. 3).

Верхний контакт интересующих нас образований наблюдался редко, лишь там, где перекрывающие их нижнетриасовые отложения сохранились. Контакт между нижним триасом и верхней пермью отчетливо трансгрессивный с небольшим (до 20°) угловым несогласием. В некоторых случаях (б. Никитина, р. Армовка) этот контакт является тектониче-

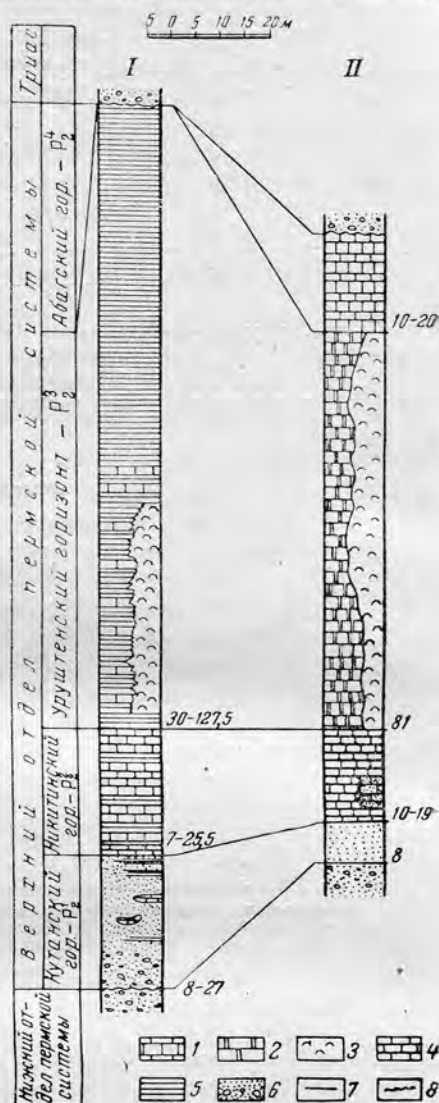


Рис. 1. Сводные разрезы верхнепермских отложений в бассейнах рек Малой и Большой Лабы (I) и реки Белой (II).

1—плитчатые известняки; 2—массивные известняки; 3—рифовые известняки; 4—водорослево-фораминиферовые известняки; 5—сланцы; 6—конгломераты и песчаники; 7—нормальный контакт; 8—трансгрессивный контакт

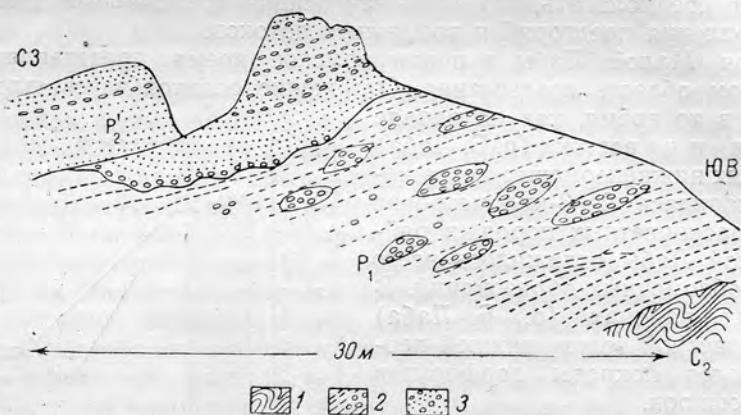


Рис. 2. Характер залегания пород кутанского горизонта на красноцветных образованиях нижней перми.

1—песчаники и сланцы среднего карбона; 2—красноцветные песчаники и конгломераты нижней перми; 3—серые конгломераты и песчаники верхней перми

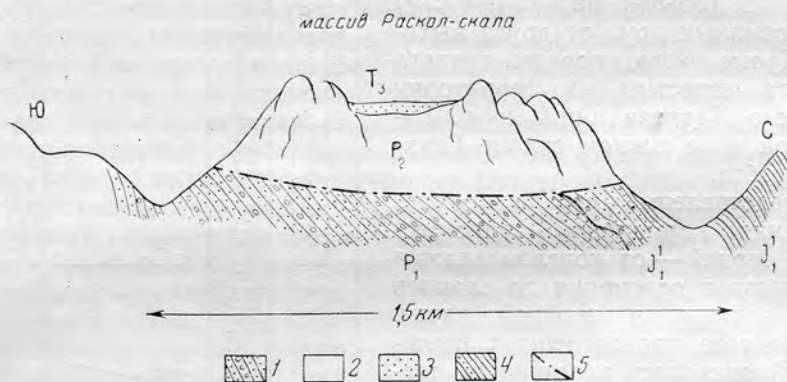


Рис. 3. Схематический профиль через массив Раскол-скала.

1—красноцветные конгломераты и песчаники нижней перми; 2—рифовые известняки уруштенского горизонта; 3—песчаники триаса; 4—песчаники и сланцы нижней юры; 5—линия надвига

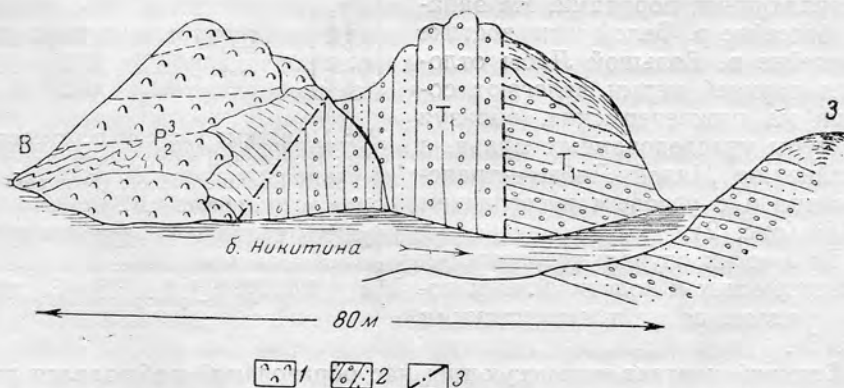


Рис. 4. Тектонический контакт уруштенских рифов с нижнетриасовыми конгломератами

1—рифовые известняки; 2—конгломераты и песчаники; 3—разрывы

ским (рис. 4). В большинстве случаев верхнюю границу пермских отложений проследить не удается, так как вышележащие породы уничтожены денудацией.

Мощность верхнепермских отложений подвержена значительным колебаниям. Максимальной величины (165 м) она достигает в бассейне Малой Лабы (балка Северная), наименьшей (52—55 м) в хребте Абаго и по р. Бескес. В большинстве случаев истинная мощность верхнепермских образований остается неизвестной, так как она уменьшена либо в результате денудации, либо в результате тектонических процессов.

Верхнепермский возраст этих отложений в настоящее время хорошо обосновывается различными группами ископаемых организмов (фораминиферами, брахиоподами, пелелиподами). Гастроподы, кораллы, губки, морские лилии, водоросли еще совсем не изучены.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ СТРАТИГРАФИИ ВЕРХНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

На основании изучения геологических соотношений пород верхней перми и стратиграфического распределения фораминифер верхнепермские отложения подразделяются на четыре горизонта:

1) кутанский (P_2^1), сложенный базальными конгломерато-песчано-сланцевыми отложениями;

2) никитинский (P_2^2), выраженный образованиями трех фаций: слоистых водорослево-фораминиферовых известняков, песчаных органогенных и толстоплитчатых неошвагериновых известняков;

3) уруштенский (P_2^3), в состав которого входят фации глинистых сланцев, рифовых известняков и массивных оолитовых известняков;

4) абагский (P_2^4) — горизонт плитчатых светлых известняков.

В изученном районе довольно редко удается в одном разрезе установить наличие всех четырех горизонтов. Вследствие того, что эти горизонты нередко представлены разными фациальными образованиями и выходы разрознены, корреляция разрезов сильно осложнена.

Ниже приводится описание выделенных горизонтов с указанием наиболее типичной и частой фауны.

Кутанский горизонт прослежен в разрезах (рис. 5) Малой и Большой Лабы (I—IV, VI—IX), по р. Белой (X) и на южном склоне Главного хребта (XIV). Наиболее полно кутанский горизонт обнажен по балке Северной (II).

Горизонт этот представлен серией обломочных образований. В нижней части его залегают в основном конгломераты и песчаники, в верхней — песчаники с прослоями глинистых сланцев и битуминозных известняков. Трансгрессивный характер отложений данного горизонта является очень типичным. Параллельная слоистость и серый цвет резко отделяют породы кутанского горизонта от нижележащих красноцветных, часто косослоистых образований нижней перми. Верхняя граница кутанского горизонта условная, так как в верхней части его имеются прослой битуминозных известняков, а в основании вышележащего в основном известнякового никитинского горизонта довольно много сланцев. Граница между обоими горизонтами проводится по подошве первого прослоя известняков с обильными остатками водорослей. Мощность кутанского горизонта 8—27 м.

Фораминиферы найдены только в верхней части кутанского горизонта в прослоях органогенных известняков и глинистых сланцев. Здесь были обнаружены *Nodosaria postprocera* R a u s., *N. mirabilis* L i p i n a subsp. *caucasica* K. M.—M a c l a y, *Geinitzina spandeli* T c h e r d., *Geinitzina* sp., *Palaeofusulina* cf. *nana* L i c h., и др. Все эти виды встречаются в вышележащих никитинских известняках. Однако кутанский горизонт может быть фаунистически отделен от вышележащего однообразным сообществом лагенид и фузулинид. В нем не встречаются представители

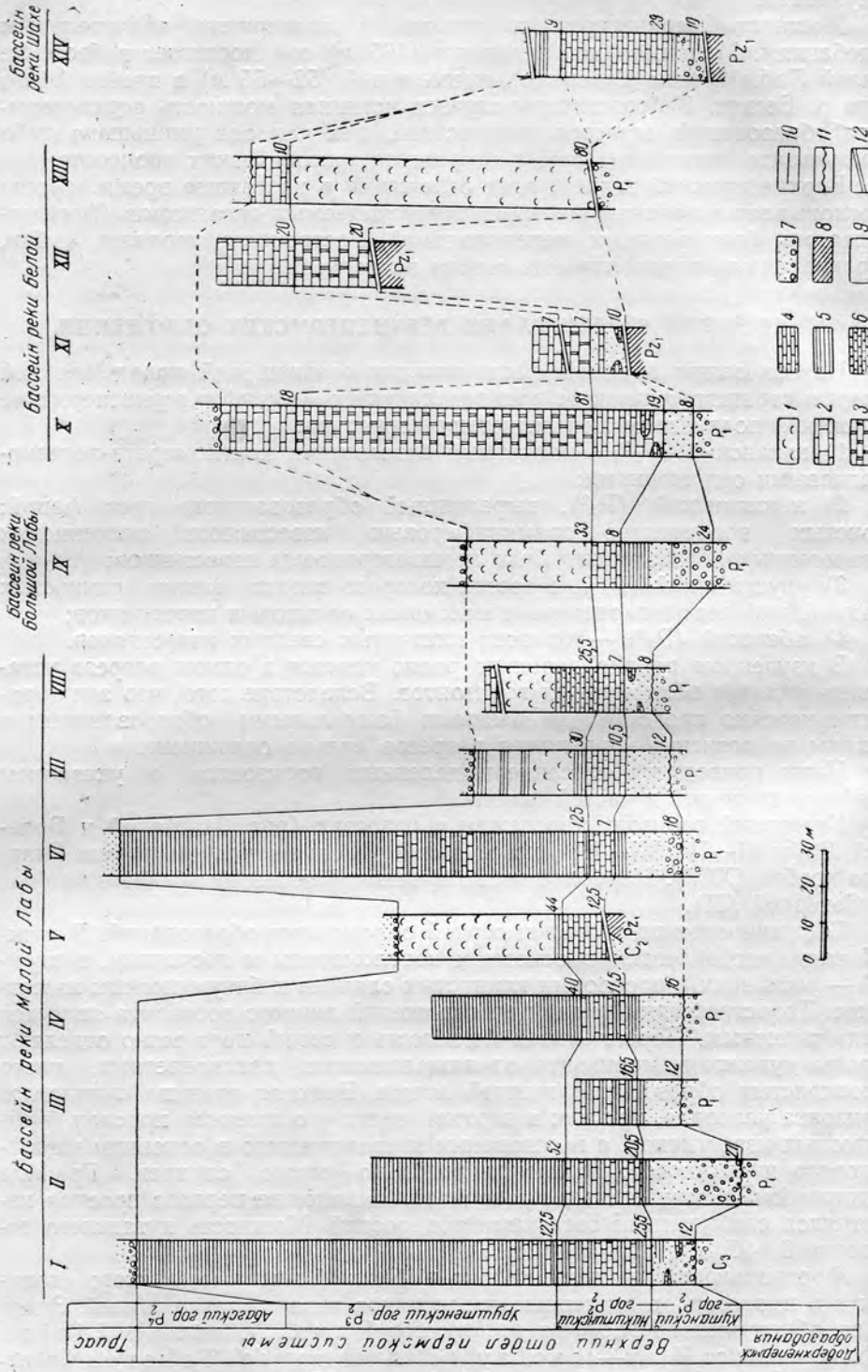


Рис. 5. Разрезы верхнепермских отложений бассейнов рр. Малой и Большой Лабы, Белой и Шахе.
 1—рифовые известняки; 2—плитчатые известняки; 3—массивные известняки; 4—водорослево-фораминиферные известняки; 5—глинистые известняки; 6—песчаные известняки; 7—тонкозернистый известняк; 8—мелкозернистый известняк; 9—мелкозернистый известняк; 10—мелкозернистый известняк; 11—мелкозернистый известняк; 12—мелкозернистый известняк.

других семейств, а также более специализированные формы, чем *Nodosaria*, *Geinitzina* и *Palaeofusulina*. Здесь также отсутствуют водоросли. Кроме фораминифер, здесь имеются пелециподы (*Parallelodon* и *Labayaphorus*) и очень крупные наутилоидеи.

Никитинский горизонт выражен образованиями трех фаций: водорослево-фораминиферовых известняков, песчанистых известняков и неошвагериновых известняков.

Водорослево-фораминиферовые известняки имеют наиболее широкое распространение. Они обнажаются в бассейне Большой Лабы (IX), Малой Лабы, где они были прослежены по балке Северной (I—IV), рр. Уруштен (VII) и Малой Лабе (VI) и в бассейне р. Белой (X). Песчанистые известняки были изучены лишь в двух разрезах — по р. Армовке (VIII) и в хребте Абаго (XI), неошвагериновые — только на южном склоне Главного хребта в бассейне р. Шахе (XIV). Наиболее хорошо обнажен и полнее всего изучен этот горизонт в разрезе по балке Никитинской (V).

Во всех случаях никитинский горизонт с нижележащими породами связан постепенными переходами. Верхняя граница его проводится по смене темных водорослевых известняков с крупными продуктусами — глинистыми сланцами или детритусовыми и оолитовыми известняками. Если между никитинскими и уруштенскими известняками присутствует прослой глинистых сланцев, то граница между горизонтами проводится по подошве прослоя глинистых сланцев.

Породы всех трех фаций представляют собой чередование известняков с тонкими прослоями глинистых сланцев или мелкозернистых известковистых песчаников.

Толща водорослево-фораминиферовых известняков представляет чередование слоев темных органогенных известняков мощностью 10—20 см, редко до 40 см, с тонкими (до 2—5 см) более светлыми прослоями известково-глинистых сланцев.

Фация песчанистых известняков характеризуется чередованием обогащенных терригенным материалом участков с органогенными.

Фация неошвагериновых известняков литологически сходна с фацией водорослево-фораминиферовых известняков. Для нее типично присутствие массы крупных фузулинид, отсутствующих в первых двух фациях.

Мощность никитинского горизонта в бассейне р. Лабы 7—26 м, в бассейне р. Белой 10—19 м и по р. Шахе 25—30 м.

Органические остатки в различных фациях распределены неравномерно. Наиболее обильны и разнообразны они в водорослево-фораминиферовых известняках. Пороодообразующими являются водоросли (сифонниковые водоросли — *Gymnocodium* и др.) и фораминиферы. По фораминиферам никитинский горизонт расчленяется следующим образом (считая снизу):

1. Слой с *Colaniella cylindrica* К. М.—Мааслау. Характерны кроме того: *Nodosaria mirabilis* Lipina subsp. *caucasica* К. М.—Мааслау, *Geinitzina* aff. *uralica* Sul., *G. chapmani* Schubert, *Gourisina bronni-manni* Reich., *Olympina insolita* Reich., *Robuloides acutus* Reich., *R. lens* Reich., масса Miliolidae (*Homigordiopsis renzi* Reich. и др.) и Ammodiscidae (*Glomospira* и др.).

2. Слой с видами группы *Geinitzina spandeli* Tcherd. Наиболее частыми здесь, кроме гейнитцин этой группы, являются *Nodosaria ovo-ides* Lipina, *N. cubanica* К. М.—Мааслау, *Geinitzina longa* Sul., *G. postcarbonica* Spandel, *Colaniella parva* (Col.), *Robuloides acutus* Reich., *R. lens* Reich., *Palaeofusulina nana* Lich., *Reichelina cribro-septata* Erk.

3. Слой с *Geinitzina caucasica* К. М.—Мааслау. Только этому горизонту свойственны *Nodosaria geinitzi* Reuss, *N. grandis* Lipina, *Geinitzina caucasica* К. М.—Мааслау, *Pararobuloides gibbus* (Reich.),

Codonofusiella paradoxica cf. Dunbar et Skinner, *Reichelina pulchra* К. М.—Маслау.

Весьма обильны в никитинских известняках также брахиоподы и морские лилии. Значительно реже попадаются пелециподы, мшанки и гастроподы.

Эти три подразделения по указанной фауне могут быть установлены в никитинских известняках бассейнов рр. Малая и Большая Лаба и Белая.

Своеобразную ассоциацию представляют организмы прибрежной фации песчаных известняков никитинской свиты, обнаженной в хр. Абаго и по р. Армове. Брахиоподы концентрируются лишь в отдельных участках этой свиты, образуя небольшие скопления типа банок площадью 3—4 м². Ругозы образуют небольшие кустистые колонии размером до 1 м². Гастроподы, морские лилии встречаются весьма редко. Водоросли распространены неравномерно, как правило, они приурочены к более токозернистым разностям песчаных известняков.

Ассоциация фораминифер в общем сходна с комплексом их в фации водорослевых известняков никитинского горизонта. Здесь выделяются те же три фаунистические подразделения, как и в водорослево-фораминиферовых известняках. Однако здесь присутствует ряд видов, обладающих толстостенными раковинами и свойственных преимущественно фации песчаных известняков: *Nodosaria ovoides* (Lipina), *N. cubanica* К. М.—Маслау.

Значительно больше отличается комплекс форм, характеризующий слоистые известняки южного склона Главного хребта, где господствующее значение в количественном отношении принадлежит высшим фузулинидам. Толща плитчатых известняков здесь подразделяется на три пачки: 1) нижняя — с преобладанием веретенообразных парафузулин *Parafusulina pulla* (Lange), *P. padangensis* (Lange), *P. aff. japonica* (Gumbel) и др. Эта пачка, возможно, относится к верхам нижней перми; 2) средняя — с массовыми почти сферическими неошвагеринами (*Neoschwagerina* aff. *margaritae* Deprat, *N. aff. colaniae* Ozawa, *N. craticulifera* Schwager var. *haideni* Dutk., *Neoschwagerina* sp.), эвербекинами (*Eoverbeekina* sp. nov.) и нанкинеллами (*Nankinella orientalis* К. М.—Маслау); 3) верхняя — пачка тонкослоистых плитчатых известняков и сланцев, в которых фауна обнаружена не была и, видимо, отсутствует. Возможно, эта пачка относится к уруштенскому горизонту.

Неошвагерининовые известняки содержат немногочисленные мелкие фораминиферы, типичные для никитинского горизонта, что позволяет параллелизовать эти образования.

Тем не менее три указанные пачки не являются, повидимому, равноценными трем фаунистическим подразделениям никитинского горизонта, выделенным в более восточных районах. Сопоставить их между собой не удастся в связи с тем, что мелкие фораминиферы, характерные для никитинского горизонта бассейнов Лабы и Белой, здесь редки, тогда как высшие фузулиниды, обильные на западе исследуемого района, отсутствуют в породах этого возраста по рр. Малой и Большой Лабе и Белой*.

В кутанском и никитинском горизонтах брахиоподы довольно обильны при сравнительном однообразии родового и видового состава. Наиболее характерными видами, по Б. К. Лихареву, являются *Derbia magnifica* Lich., *Chonetella nasuta* Waag., *Productus cora* d'Orb. var. *lineata* Waag., *P. yangtzeensis* Chaо var. *rossica* Lich., *P. kiansiensis* Kays. var. *pontica* Lich., *P. subpusilus* Lich., *P. labansis* Lich., *P. caucasica* Lich., *Lyttonia richthofeni* Kays. Следует подчеркнуть, что большая часть брахиопод принадлежит продуктидам.

* На основании находки представителей рода *Yabeina* верхняя часть неошвагерининовых известняков теперь сопоставляется с уруштенским горизонтом, слоистые известняки с единичными мелкими фораминиферами с абагским.

Из этих же двух горизонтов Д. Ф. Масленниковым были описаны *Parallelodon paucicostatus* Masl., *Schizodus carinatus* Masl., *Goniatya compressa* Masl., *Aviculopecten urushtensis* Masl., *Limatulina aspera* Gem., *Pecten (Pseudomustum) pauxillus* Masl.

Уруштенский горизонт представлен образованиями трех фаций: глинистых сланцев, рифовых известняков и массивных оолитовых известняков (рис. 6). Глинистые сланцы присутствуют лишь в бассейне Малой Лабы по рр. Малой Лабе (VI) и Уруштен (VII) и балке Северной (I, II, IV). Рифовые известняки имеют более широкое распространение. Они образуют отдельные массивы в бассейнах Малой Лабы (V, VII,

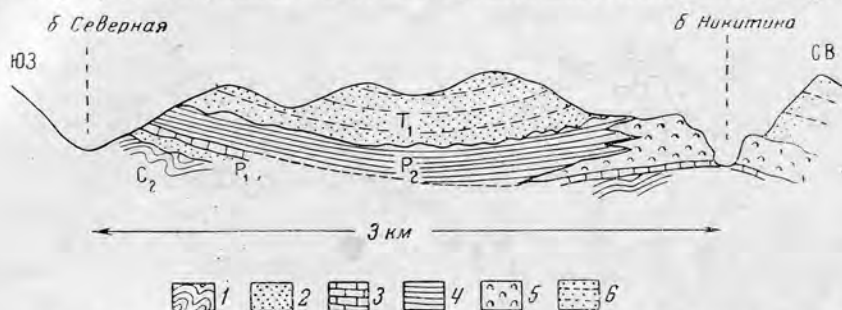


Рис. 6. Соотношение различных фаций верхней перми в правобережье р. Малой Лабы.

1—песчаники и сланцы среднего карбона; 2—песчаники и конгломераты нижней и верхней перми; 3—водорослево-фораминиферовые известняки никитинского горизонта; 4—глинистые сланцы уруштенского горизонта; 5—рифовые известняки уруштенского горизонта; 6—песчаники нижнего триаса

VIII), Большой Лабы (IX) и Белой (XIII). Массивные оолитовые известняки распространены лишь в бассейне р. Белой. Изучены они были в разрезах горы Гефо (X) и хребте Абаго (XI—XII).

Нижняя граница уруштенского горизонта проводится в основании толщи глинистых сланцев, когда горизонт представлен этой фацией, или в основании детритусовых и оолитовых известняков, когда он выражен этими двумя фациями. Если между известняками обоих горизонтов имеется прослой глинистых сланцев, то, как уже указывалось, нижняя граница уруштенского горизонта проводится в основании пачки сланцев. В бассейне р. Малой Лабы на породы уруштенского горизонта с размывом и небольшим угловым несогласием ложатся базальные конгломераты нижнего триаса. В бассейне р. Белой, где в разрезе верхнепермских пород имеется абагский горизонт, верхняя граница уруштенского горизонта не резкая и проводится по смене массивных известняков плитчатыми.

Фация глинистых сланцев уруштенского горизонта представлена глинисто-известковистыми и известково-глинистыми сланцами, в нижней части содержащими довольно многочисленные тонкие прослой рифовых и детритусовых известняков. Осадки этой фации имеют мощность до 127 м и полнее всего представлены по р. Малой Лабе, несколько ниже впадения в нее р. Уруштен. Органические остатки приурочены к пропласткам известняков нижней части сланцевой толщи. Здесь имеются местами довольно большие скопления брахиопод (банки) и небольшие рифовые тела, образованные губками типа *Molengraffia*. Фораминиферы сравнительно редки. Среди них встречаются такие типичные уруштенские виды, как *Dentalina ex gr. bradyi* Spanghel, *Pachyphloia multiseptata* Lange, *P. gejoensis* K. M.—MacLay, *Fronicularia* sp. nov., *Pararobuloides* aff. *gourisiensis* Reich., *Multidiscus* sp. nov., *Lastodiscus* sp.

Следует отметить наличие форм, известных из нижележащей никитинской свиты: *Nodosaria mirabilis* Lipina subsp. *caucasica* K. M.—MacLay, *Geintzina* aff. *uralica* Sul., *G. longa* Sul., *Pachy-*

phlota lanceolata K. M.—Maclay, *Robuloides acutus* Reich., *R. lens* Reich., *Palaeofusulina nana* Lich. и др.

Известняки рифовой фации образуют высокие скальные обнажения (рис. 7) в массиве Раскол-Скала (XIII), по р. Бескес (IX), по б. Никитиной (V). В последнем случае они обнажаются также в русле и изучать их здесь наиболее удобно. Мощность рифовых известняков на востоке в бассейнах Малой и Большой Лабы 13—42 м, на западе в бассейне Белой до 80 м.

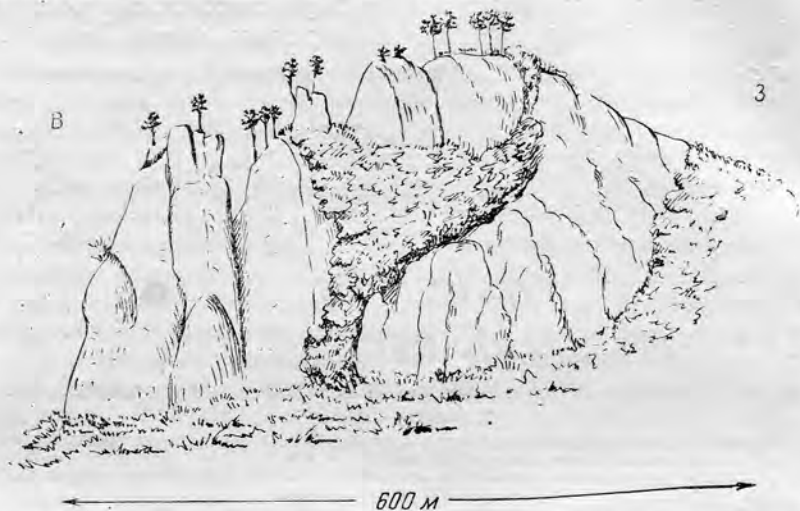


Рис. 7. Характер выходов рифовых известняков уруштенского горизонта в массиве Раскол-скала

Во всех изученных разрезах рифовые известняки уруштенского горизонта характеризуются целым рядом общих для них особенностей, которые свойственны также всем известнякам подобного происхождения: 1 — пороодообразующее значение рифостроящих организмов; 2 — огромное разнообразие фауны и неравномерное распределение ее в теле рифа; 3 — наличие участков детритусовых известняков; 4 — присутствие брекчий из обломков тех же пород и рифообразующих организмов; 5 — широкое развитие инкрустационных и кристификационных структур; 6 — текстурная неоднородность известняков; 7 — массивность сложения; 8 — глыбовая отдельность.

В указанных известняках рифостроящими являются губки (*Molengraffia*), сифонниковые водоросли (*Gymnocodium*, *Mizzia* и др.), мшанки (*Trepostomata*) и табуляты.

В большом количестве встречаются брахиоподы, принадлежащие семействам *Productidae*, *Strophomenidae*, *Lyttoniidae*, *Terebratulidae*, *Rinchonellidae*, *Diesanatidae*, *Camarotoechiidae*, *Spiriferidae*. Сравнительно редки гастроподы, пелециподы и трилобиты. Из фораминифер наиболее характерными для рифовой фации являются аммодисциды, принадлежащие планктонным формам *Lastodiscus*, лагениды *Pachyphlota multiseptata* Lange, *P. paraovata* var. *maxima* K. M.—Maclay, *P. gejoensis* K. M.—Maclay, *Parapachyphlota asymmetrica* K. M.—Maclay, *Par. rara* K. M.—Maclay, текстулярииды *Cribrogenerina permica* Lange, *C. mattilenta* Lange, фузулины *Reichelina minuta* Erk, *Eoverbeekina* sp. nov., милиолиды *Neodiscus mililoides* A. M.—Maclay, *Multidiscus padangensis* (Lange) и др.

Среди брахиопод наиболее многочисленны и характерны, по данным Б. К. Лихарева, *Geyerella tschernyschewi* Lich., *Meekella multiplicata* Lich., *Ombonia dieneri* Lich., *O. tschernyschewi* Lich., *Streptorhyn-*

chus altissimus Lich. *Enteletes tschernyschewi* Dien., *Enteletella nikchichi* Lich., *Productus kiangsiensis* Kays., *P. compressus* Waag., *P. graciosus* Waag., *P. uruschtensis* Lich., *P. sinosus* Huang, *P. pseudomedusa* Tschern., *P. robinsoni* Lich., *P. incisus* Schellw., *P. curvirostris* Schellw., *P. subsinuatus* Lich., *Pectenoproducus proprius* Lich., *Strophalosia netschawei* Lich., *S. caucasica* Lich., *Lyttonia richthofeni* Kays., *Richthofenia caucasica* Lich., *Scacchinella jakovlevi* Lich., *Tectarea robinsoni* Lich., *Kayserlingina caucasica* Lich., *Spirifer caucasicus* Lich., *Sp. uruschtensis* Lich., *Spiriferina dieneri* Lich., *Sp. margaritae* Gemm., *Neophricadothyris asiatica* Chao, *Ambocoelia tschernyschewi* Lich., *Camarophoria caucasica* Lich., *C. accuminata* Gemm., *Uncinunellina wangenheimi* Moel., *U. sicula* Gemm., *Wellerella arthaberi* Tschern., *W. chamischkyensis* Lich., *Notothyris plicata* Lich., *Martinia chidruensis* Waag., *M. caucasica* Lich., *Dielasma caucasica* Lich., *Gefonia cubantica* Lich.

Следует отметить, что при исключительно большом разнообразии (известно более 280 форм) отдельные виды брахиопод рифовой фации уруштенского горизонта представлены сравнительно малочисленными экземплярами. Д. Ф. Масленников указывает из рифовых известняков несколько характерных видов пелеципод: *Nucula corrugata* Masl., *Paralalodon pugetensis* Masl., *Edmondia perpolita* Masl., *Aviculopecten majkopensis* Masl., *Liebea caucasica* Masl., *Lithophaga atava* Waag.

Обращает внимание, что по численности брахиоподы в двух нижних горизонтах значительно уступают количеству их в уруштенском горизонте, тогда как для пелеципод характерным являются обратные соотношения. Это видно из следующих цифр:

Фауна	Кутанский + никитинский горизонты	Уруштенский горизонт
Брахиопод	49 форм	281 форма
Пелеципод	44 формы	20 форм

Трилобиты уруштенского горизонта (по определениям В. Н. Вебера) принадлежат следующим видам: *Proetus postcarbonarius* Gemm., *Pr. semipustulatus* Weber, *Phillipsia tschernyschewi* Netsch., *Pseudophillipsia elegans* Gemm.

Фация массивных оолитовых известняков уруштенского горизонта была изучена в бассейне р. Белой. Наиболее полный разрез ее (X) имеется в массиве горы Гефо (рис. 8). Известняки этой фации светлосерые, местами неоднородные, пятнистые, массивные, иногда с очень тонкими (несколько миллиметров) прослойками глинистых сланцев. В состав этой фации входят кристаллические известняки, а также иловатые

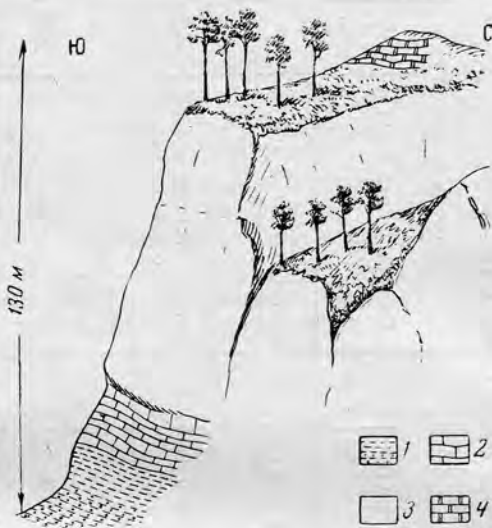


Рис. 8. Обнажение верхнепермских пород в массиве Гефо.

1—песчаники и сланцы кутанского горизонта; 2—водорослево-фораминиферовые известняки никитинского горизонта; 3—рифовые известняки уруштенского горизонта; 4—гонкоплитчатые известняки абагского горизонта

Схема сопоставления сводных разрезов верхней перми бассейнов рек М. Лабы, Б. Лабы, Б. Лабы, Белой и Шахе

Возраст	Бассейн р. М. Лабы		Бассейн р. Б. Лабы		Бассейн р. Белой		Бассейн р. Шахе	
	Горизонт	Вещественный состав отложений	Мощность в м	Вещественный состав отложений	Мощность в м	Вещественный состав отложений	Мощность в м	Вещественный состав отложений
Перекрывающие образования		Конгломераты и песчаники нижнего триаса		Конгломераты и песчаники нижнего триаса		Конгломераты и песчаники триаса		Конгломераты триаса (?)
	Абагский	Отложения отсутствуют		Отложения отсутствуют		Тонкоплитчатые известняки с аммониями		Отложения отсутствуют
	Уруштенский	Глинистые сланцы Рифовые известняки	30—127	Рифовые известняки	33—40	Рифовые известняки Массивные оолитовые известняки		Слоистые известняки и сланцы
Верхний отдел пермской системы	Никитинский	Водорослево-фораминиферовые известняки Песчанистые известняки	7—26	Водорослево-фораминиферовые известняки	8—15	Волорослево-фораминиферовые известняки Песчанистые известняки		Неошвагериновые известняки
	Кутанский	Конгломераты, песчаники и сланцы	8—27	Конгломераты, песчаники и сланцы	24	Конгломераты и песчаники	8—12	Конгломераты и песчаники
Подстилающие образования		Красноцветные конгломераты и песчаники нижней перми и серые песчаники среднего карбона		Красноцветные конгломераты и песчаники нижней перми		Красноцветные конгломераты и песчаники нижней перми		Метаморфические сланцы нижнего палеозоя (?)

и оолитовые. Наибольшая мощность известняков этой фаши примерно 80 м. Фауна в них исключительно редка. Были обнаружены лишь единичные фораминиферы, среди которых следует отметить *Eoverbeekina*, *Reichelina*, *Codonofusiella* (?), *Colaniella*, *Neodiscus* и *Multidiscus*. Остатки других групп фауны обнаружены не были.

Абагский горизонт выделен на основании литологического отличия от нижележащих горизонтов и нахождения только в нем аммонитов, которые, по В. Н. Робинсону, свойственны переходным слоям от перми к триасу.

Породы абагского горизонта распространены в бассейне р. Белой, где были изучены в четырех разрезах (X—XIII): Наиболее полный разрез этих отложений имеется в хребте Абаго и массиве Гефо.

Нижняя граница этого горизонта нормальная, стратиграфическая. Переход от светлых массивных, иногда толстоплитчатых, оолитовых известняков уруштенского горизонта к светлым известнякам абагского не очень

резкий. Вверху на известняки абагского горизонта с размывом ложатся базальные конгломераты верхнего (?) триаса (рис. 9). Мощность известняков абагского горизонта 10—25 м. Представлен этот горизонт светлыми тонкоплитчатыми, местами оолитовыми, известняками, часто доломитизированными. Фораминиферы обнаружены в нем не были. Органические остатки представлены аммонитами и очень редко встречающимися радиоляриями.

Для наглядности на стр. 72 приводится схема сопоставления сводных разрезов верхней перми.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ВЕРХНЕПЕРМСКОМ БАСЕЙНЕ

Изучение распространения красноцветных образований нижней перми на Северо-Западном Кавказе дает основание полагать, что область их накопления в это время протягивалась приблизительно параллельно оси Главного Кавказского хребта. Осадконакопление происходило главным образом в прибрежноморских условиях неглубокого бассейна и отчасти в континентальных условиях, причем процесс осадкообразования протекал на фоне весьма неравномерных прогибаний и поднятий. Отложения этого времени являются типичными молассами.

Находка галек нижнепермских известняков в районе оз. Хуко на западе и в бассейне р. Теберды на востоке показывает, что нижнепермское море захватывало значительную часть современного Западного Кавказа и суша в это время имела более ограниченное распространение, чем принято считать. Установить соотношение между морскими нижнепермскими породами и красноцветными молассовыми накоплениями пока не представляется возможным. Можно полагать, что часть красноцветных образований является синхроничной с известняками нижней перми, но, видимо, основная масса их по времени более молодая.

Опускания в нижнепермское время были особенно значительны в восточной части рассматриваемой области (бассейн Б. Лабы). Здесь мощ-

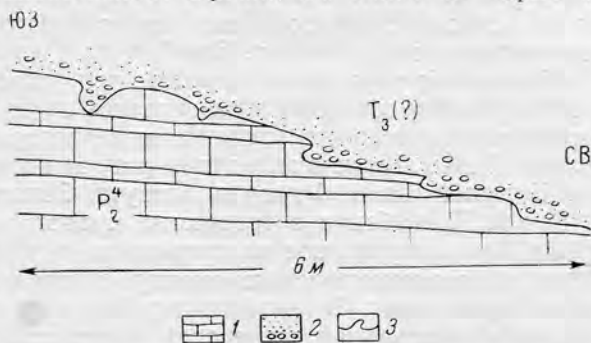


Рис. 9. Трансгрессивное налегание верхнетриасовых (?) конгломератов на известняки абагского горизонта в массиве Гефо

1 — тонкоплитчатые известняки; 2 — конгломераты; 3 — линия контакта

ность красноцветных образований около трех километров и, судя по их строению, отложение их происходило в мелководном бассейне. Западнее, в междуречье Большая и Малая Лаба и по Малой Лабе красноцветные толщи нижнепермского возраста имеют мощность не более двух десятков метров. Состав и текстура развитых здесь образований своеобразные: они представлены типично континентальными толщами типа конусов выноса временных потоков. В западной части изученного района в бассейне р. Белой нижнепермские породы литологически и по текстуре вполне сходны с образованиями этого возраста по р. Большой Лабе. Мощность их в бассейне р. Белой около двух километров.

Таким образом, можно думать, что указанная область накопления нижнепермских осадков подразделялась на два прогиба, разделенных поперечным поднятием, совпадающим территориально с районом бассейна р. М. Лабы. Восточная депрессия занимала территорию бассейнов рр. Большой Лабы, Урупа и Аксаута. Западная захватывала бассейн р. Белой. Прогибания в депрессиях продолжались и в верхнепермское время. Это находит свое подтверждение в том, что в обоих прогибах перерыв в осадконакоплениях между образованиями верхней и нижней перми отсутствует. В разрезах по р. Бескес (восточная депрессия) и в массиве г. Гефо (западная депрессия) можно наблюдать постепенный переход от обломочной красноцветной толщи нижней перми к конгломерато-песчано-сланцевой кутанского горизонта верхней перми. Граница между обоими отделами перми, таким образом, условная и проводится здесь по смене окраски в терригенной толще, подстилающей фаунистически охарактеризованные горизонты верхней перми.

В бассейне р. Малой Лабы, где в нижнепермское время господствовали поднятия и континентальный режим, в начале верхней перми произошли повсеместные опускания, сопровождавшиеся трансгрессией моря и размывом. В результате этого здесь можно наблюдать во многих разрезах трансгрессивное налегание верхнепермской базальной обломочной толщи (кутанский горизонт) на нижнепермские красноцветные и среднекаменноугольные серые конгломераты и песчаники. Особенно отчетливо эти взаимоотношения можно видеть в разрезах по балке Северной, где между базальными осадками верхней перми и подстилающими их породами наблюдается угловое несогласие (до 45°). Наибольшая мощность кутанского горизонта в бассейне Малой Лабы около 30 м, в упомянутой выше восточной депрессии 8 м, а в западной 12 м. Ввиду того, что принимаемая граница между обоими отделами пермской системы в восточной и западной депрессиях условная, вполне возможно, что некоторые красноцветные конгломераты и песчаники верхней части разреза следует относить уже к кутанскому горизонту верхней перми.

Условия формирования кутанского горизонта в начальные этапы существования верхнепермского бассейна существенно не отличались в обеих депрессиях от обстановки конца нижнепермского времени. В кутанское время происходило отложение таких же песков и галечников, как и в нижнепермское. Надо полагать, что в это время не изменилось и положение областей размыва. Судя по тому, что в разрезе кутанского горизонта наблюдается снизу вверх постепенная смена среднеризистых осадков тонкозернистыми, можно предположить, что в это время произошло общее понижение в области размыва и дальнейшее погружение в области накопления осадков. Это погружение вызвало распространение морских условий на область междуречья Белой и Малой Лабы, где на неровной размытой поверхности континентальных образований нижней перми и среднего карбона стали отлагаться морские обломочные осадки (кутанский горизонт).

Смена конгломератов в основании песчаниками, глинистыми и глинисто-известковыми сланцами сверху и малые мощности всего горизонта свидетельствуют о том, что погружение и расширение бассейна

было незначительным и довольно равномерным. Судя по отлагавшимся осадкам, в кутанское время происходил массовый принос обломочного материала, а глубина бассейна была весьма небольшой. Надо полагать, что условия обитания и сохранения организмов были весьма неблагоприятными и поэтому в нижней и средней частях этой толщи никаких органических остатков мы не встречаем.

К концу формирования кутанского горизонта, когда уменьшилось поступление продуктов разрушения горных пород, в этом бассейне поселяются пеллециподы, первые брахиоподы и фораминиферы. Уменьшение сноса терригенного материала и усиливающееся заселение бассейна организмами с известковыми раковинами нашло свое отражение в облике и составе формирующихся здесь осадков, в результате чего глинистые образования сначала сменяются глинисто-известковыми, затем известково-глинистыми и, наконец, известковыми органогенными. Последние принадлежат уже никитинскому горизонту.

Отложения никитинского времени представляют собой ритмическое переслаивание прослоев водорослевых известняков (обычно до 20 см) и тонких прослоев (1—2 см) известково-глинистых сланцев. Такое чередование этих осадков указывает на периодичность в поступлении терригенного материала. Карбонатные прослои почти нацело сложены остатками известковых водорослей, фораминифер, морских лилий и брахиопод. В глинистых горизонтах обычно присутствуют эти же организмы за исключением водорослей. Времени образования глинистых прослоев отвечают, вероятно, весьма кратковременные периоды усиленного приноса мелкообломочного терригенного материала, когда создавались неблагоприятные условия для развития в нем известковых водорослей.

Обилие в известняках этого времени зеленых водорослей, требующих для своего существования достаточного количества света, исключительное богатство и разнообразие фораминифер и остатков других групп животных, бесспорно, указывает на небольшую глубину никитинского бассейна (литоральные и сублиторальные зоны моря). Богатство фауны и характер пород никитинского горизонта свидетельствуют о том, что условия обитания были в это время весьма благоприятными, что грунт был илистый, тонкозернистый, богатый питательными веществами. Никаких особенностей в морфологии и размерах фораминифер, указывающих на опреснение или повышенную соленость морской воды, наблюдать не удалось. Соленость была, надо полагать, нормальной.

В никитинское время море охватило довольно большие пространства, при этом оно везде характеризовалось более или менее однообразными условиями. Образования данного возраста — водорослевые известняки — могут быть прослежены от бассейна р. Шахе на западе до бассейна р. Б. Лабы на востоке, и на всем этом протяжении они характеризуются большим или меньшим однообразием вещественного и фаунистического состава. Это позволило использовать породы этой свиты в качестве маркирующего горизонта.

Лишь в южной части рассматриваемой территории (район хребта Абаго, р. Армовки) господствовали более мелководные условия. Здесь присутствуют, кроме типичных водорослево-фораминиферовых известняков никитинского горизонта, своеобразные песчаные разности их с довольно значительными скоплениями фораминифер и единичными брахиоподовыми банками. Большая примесь терригенного материала в этих осадках и косая слоистость свидетельствуют о непосредственной близости берега. Берег в это время, вероятнее всего, располагался в зоне современного Главного хребта.

В бассейне р. Шахе в никитинских известняках присутствуют в большом количестве представители широко распространенных в пермском Тетисе фузулинид. Это дает основание считать, что эта часть верхнепермского бассейна Северного Кавказа имела более свободное сообщение

с открытым морем. Морской бассейн здесь был, видимо, сравнительно глубоководный. Это подтверждается тем, что неошвагериновые известняки содержат фауну, принадлежащую немногим родам и видам при большом количестве экземпляров. Повидимому, восточнее р. Белой верхнепермский морской водоем был несколько изолирован. Необходимо отметить, что период существования никитинского бассейна характеризовался отсутствием сколько-нибудь значительных тектонических движений, вследствие чего снос обломочного материала в верхнепермское море был минимальным, и большую часть времени происходило накопление карбонатных илов.

В уруштенское время условия осадконакопления значительно изменились. В одних участках моря происходило отложение известково-глинистых илов, в других начался рост рифовых массивов или накопление известковых оолитовых илов. В настоящее время невозможно установить первоначальные соотношения между рифовыми массивами и участками накопления известково-глинистых осадков. Надо думать, что известково-глинистые илы формировались на больших площадях, а теперешнее небольшое их распространение, видимо, следует связывать с незначительной их стойкостью и размывом в период предтриасовой денудации и последующей триасовой трансгрессии.

Они сохранились лишь в бассейне Малой Лабы внутри участка, окруженного полукольцом рифовых массивов. Возможно, здесь была лагуна, в которую вносился реками в большом количестве тонкообломочный материал. Мощность глинистых сланцев здесь несколько больше мощности рифовых известняков. Наряду с отложением глинисто-известковистых илов в отдельных участках лагуны происходило формирование брахиоподовых банок. В результате действия течения или прибоя образовывались скопления обломков раковин различных рифостроящих организмов. Отсутствие фауны в основной массе глинистой толщи свидетельствует о том, что условия существования в лагуне, повидимому, не были благоприятными для жизни фораминифер. Кроме того, возможно, что те формы, которые здесь и обитали, не сохранились, так как известковые раковины в глинистых породах часто растворяются.

В мелких частях моря, где господствовало прибойное движение воды и отсутствовал принос терригенного материала, начался рост рифов. Вначале наиболее широкое распространение имели губки типа *Molengraffia*. Условия для развития других организмов были, видимо, неблагоприятные. В последующее время область, занятая губками, заселялась известковыми сифонниковыми водорослями, мшанками и табулятами. Колонии губок обрастали водорослями и, таким образом, их дальнейший рост прекращался. Постепенно отдельные участки рифа заселялись фораминиферами, брахиоподами, гастроподами.

В большинстве случаев рифы представлены отдельными изолированными массивами и лишь в бассейне М. Лабы, как уже было указано, они имеют прерывистое полукольцовое расположение. Рост рифов продолжался довольно длительное время.

В теле рифа местами наблюдаются участки оолитовых известняков, известняков с брекчиевидным строением или участки с расположением обломков фауны по типу косой слоистости. Все это свидетельствует о том, что условия в различных участках рифа были весьма различными.

Среди представителей фораминифер и некоторых других групп ископаемых организмов наблюдается резкое преобладание крупных и толстостенных форм. Здесь широким распространением пользуются массивные милиолиты, пахифлои, криброгенерины и другие фораминиферы, обладающие упрочненными раковинами, а также крупные и толстостенные башенковидные гастроподы и груборебристые брахиоподы.

Наконец, в это же время в наиболее мелководных и хорошо прогреваемых участках моря с постоянным довольно слабым движением воды:

создавались условия пересыщения морских вод карбонатом кальция и выпадения известковых оолитов.

В уруштенское время, как видно из всего изложенного, грунт в различных участках бассейна был неодинаков. Бассейн был в общем неглубокий. В области развития рифов и отложения оолитовых илов глубина бассейна была всего несколько метров. В глинистой фации присутствуют довольно многочисленные линзы органогенных известняков; видимо, участки накопления глинистых илов были расположены в непосредственной близости от рифовых массивов. Все это позволяет считать, что глубина в этой части бассейна была тоже относительно небольшой. Соленость морской воды была в большей части бассейна нормальной. Отдельные участки моря, отделенные цепью рифов от основного бассейна, имели, вероятно, несколько пониженную соленость. Об этом свидетельствует наличие в глинистых отложениях уруштенского горизонта фораминифер с значительно более тонкими стенками, чем у представителей этих же родов в других отложениях.

В конце существования верхнепермского моря бассейн еще больше обмелел и началось накопление мелководных карбонатных илов. На западе в бассейне р. Белой отложения этого времени представлены тонкоплитчатыми известняками, среди которых господствуют оолитовые разновидности. Восточнее породы этого времени, вероятно, не отлагались.

Конец пермского времени ознаменовался повсеместными поднятиями, приведшими к очень быстрой регрессии моря и перерыву в осадконакоплении на границе перми и триаса.

В данном разделе была дана общая характеристика условий осадконакопления в верхнепермское время. Для полноты характеристики необходимо кратко остановиться на вопросе о температурном режиме Кавказского морского бассейна.

Воды верхнепермского моря имели, видимо, температуру, соответствующую современным субтропическому или тропическому поясам. Сравнительно высокие температуры в нем подтверждаются наличием рифовых построек и массовым развитием зеленых сифонниковых водорослей. Это заключение подкрепляется и принадлежностью Северокавказского бассейна к зоогеографической провинции Тетис.

Подводя итоги всему сказанному, следует отметить: в противоположность нижнепермскому времени в течение верхней перми прогибания в целом были менее значительными по амплитуде, что подтверждается повсеместно меньшими мощностями верхнепермских осадков. Другим отличием верхнепермского времени была большая равномерность опускания всей территории в целом. Нахождение морских верхнепермских отложений далеко на востоке по р. Гизель-дон (Северная Осетия) и на северо-западе в районе г. Хуко показывает обширность этого прогибания. Разрезы верхнепермских образований по р. Армовке и в хр. Абаго дают некоторое основание для предположения о том, что верхнепермский прогиб ограничивался с юга поднятиями, располагавшимися где-то в области Главного Кавказского хребта. Какова была протяженность прогиба с юга на север в настоящее время сказать трудно из-за недостаточной обнаженности.

Однако можно полагать, что верхнепермский морской бассейн Большого Кавказа представлял собой сравнительно узкий залив, ограниченный поднятиями на юге в водораздельной части Главного хребта и на севере — Предкавказским поднятием, отделявшим Донецкий прогиб от Северокавказского.

Распространение верхнепермских образований показывает, что воздымания в конце перми охватили в первую очередь восточную часть (бассейн Малой и Большой Лабы) верхнепермского бассейна и лишь позднее распространились на более западные районы (бассейн р. Белой). Поднятия привели к резкой регрессии моря и повсеместному перерыву

осадконакопления на рубеже перми и триаса. Эта тектоническая фаза обусловила смятие верхнепермских пород в пологие складки. Неравномерные погружения в начале триаса вызвали трансгрессию нижнетриасового моря и существенный размыв верхнепермских образований. Следует отметить, что несмотря на сложность тектоники пермских образований, они имеют в общем относительно более простую структуру и менее метаморфизованы, чем подстилающие образования карбона и особенно среднего и нижнего палеозоя.

ЛИТЕРАТУРА

- Дьяконова-Савельева Е. Н. Генезис и стратиграфическое положение красноцветной толщи Северного Кавказа в связи с находкой высших фузулинид. Тр. Ленингр. общ. естествоиспыт., т. LXVIII, вып. 2, 1951.
- Криштофович А. Н. и Стопневич А. Д. Каменноугольные отложения в Баталпашинском отделе Кубанской области. Изв. Геол. ком., т. XXXV, № 5, 1916.
- Криштофович А. Н. Унификация геологической терминологии и новая система региональной стратиграфии. Материалы ВСЕГЕИ, сборник 4, 1945.
- Круглов С. С. Континентальные пермские отложения бассейнов рек Лабы и Белой на Северном Кавказе (автореферат кандидатской диссертации). Черновицкий гос. университет, 1955.
- Кузнецов С. С. О возможном возрасте красноцветной толщи северного склона Большого Кавказа. Науч. бюлл. ЛГОЛУ, № 9, 1946.
- Лихарев Б. К. Пермские брахиоподы Северного Кавказа. Палеонтология СССР, т. XXXIX, вып. 1. ОНТИ НКТП, 1937.
- Лихарев Б. К. Пермская система. К вопросу об ее объеме и стратиграфии. Пробл. сов. геол., т. I, № 3, 1937.
- Масленников Д. Ф. Новые данные по стратиграфии и фауне пермских отложений Северного Кавказа. Тр. ВСЕГЕИ, палеонтология и стратиграфия, 1952.
- Миклухо-Маклай А. Д. Новые данные о фауне фораминифер из пермских отложений Кавказа. ДАН СССР, т. LVIII, № 2, 1947.
- Миклухо-Маклай А. Д. и Миклухо-Маклай К. В. Обзор стратиграфии палеозоя Кавказа. Вестник ЛГОЛУ, № 5, 1948.
- Миклухо-Маклай К. В. Новые данные по стратиграфии палеозоя области северо-западного погружения Главного Кавказского хребта. ДАН СССР, т. LXXXIII, № 2, 1952.
- Миклухо-Маклай К. В. Фораминиферы верхнепермских отложений Северного Кавказа (автореферат кандидатской диссертации). ВСЕГЕИ, 1952.
- Миклухо-Маклай К. В. Фораминиферы верхнепермских отложений Северного Кавказа. Госгеолиздат, 1954.
- Робинсон В. Н. Новые данные о геологическом строении Северного Кавказа в басс. рек Белой и Лабы. Изв. Имп. АН, т. 7, ч. I, стр. 33—38, 1913.
- Робинсон В. Н. Палеозой Большого Кавказа (автореферат докторской диссертации). Вестник ЛГОЛУ, № 3, 1948.
- Робинсон В. Н. и Никшич И. И. Заметка о продуктивной толще каменноугольных отложений на северном склоне Кавказа в пределах Кубанской области. Изв. Геол. ком., т. 35, № 5, 1916.

К ВОПРОСУ О СТРАТИГРАФИИ И ФАУНИСТИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ МАЙКОПСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ

Майкопские отложения в Центральном Предкавказье представлены в основном некарбонатными и только в нижней части карбонатными темными глинами с пропластками и прослоями песков и песчаников. Снизу они ограничены светлыми породами фораминиферовых слоев верхнего эоцена, а сверху тарханским горизонтом среднего миоцена.

Майкопская толща имеет широкое распространение в пределах Центрального Предкавказья, обнажаясь в южной части по рр. Калаус, Егорлык, Кубань, Б. и М. Зеленчуки, Уруп, Чамлык и Лаба. В северной части Центрального Предкавказья, где майкопские отложения залегают под мощным плащом четвертичных, плиоценовых и верхнемиоценовых образований, они вскрыты многочисленными буровыми скважинами.

Возраст майкопской толщи до 1932—1933 г., т. е. до обнаружения в ней фауны моллюсков и фораминифер, не был установлен и стратиграфия этих отложений основывалась лишь на литологических данных.

В результате проведенных работ по изучению палеогеновых отложений по рр. Кубани и М. Зеленчуку, К. А. Прокоповым (1937) в 1932 г. была предложена первая схема расчленения майкопских отложений. На основании литологических особенностей им были выделены шесть характерных свит. Последние применительно к принятому в то время подразделению майкопа Грозненского района и Дагестана были объединены в три части: нижний майкоп, включающий глинисто-сидеритовую свиту (баталпашинскую), средний майкоп, представленный двумя свитами—септариевой и песчанистой (зеленчукской) и верхний майкоп, содержащий три свиты—нижнюю глинисто-сидеритовую (караджалгинскую), среднюю глинистую ольгинскую и верхнюю глинисто-сидеритовую (рицевскую). Хадумский горизонт по схеме Кубанского разреза К. А. Прокопова в объем майкопа не входит, а рассматривается как самостоятельная единица.

В 1933 г. в обнажениях р. Кубани в станицах Ольгинской и Успенской в верхнем майкопе были найдена фауна моллюсков, обработанная затем Е. В. Ливеровской (1938) и позволившая судить о нижнемиоценовом возрасте ольгинской свиты. Из верхней же части майкопа Н. Н. Суботиной (1936) была изучена фауна фораминифер. Дальнейшее изучение майкопской свиты по р. Кубани позволило выделить в свитах отдельные горизонты, характеризующиеся каждый своими литологическими и фаунистическими особенностями.

Предложенная К. А. Прокоповым схема расчленения майкопских отложений на р. Кубани получила широкое применение при геологическом съемочных и поисково-разведочных работах и до последнего времени ею пользуются для расчленения и сопоставления разрезов в Центральном Предкавказье. Следует также отметить, что развернувшиеся в послед-

нее десятилетие поисково-разведочные и структурно-картировочные работы позволили детализировать кубанскую схему расчленения как в отношении более дробных подразделений майкопа по литологическим особенностям, так и в части выделения микрофаунистических зон. За литологические признаки, позволяющие проводить корреляцию разрезов отдельных обнажений и буровых скважин, некоторыми геологами принимались цвет глин, степень песчанистости, сидеритовые прослои и даже характер муарового рисунка, часто наблюдаемого на плоскостях наслаения майкопских и караганских глин в пределах Ставрополя. Такая корреляция, безусловно, возможна лишь на небольших расстояниях с учетом субъективного суждения о характере всех перечисленных признаков. Практическое же применение кубанской схемы даже с той детализацией, которую пытаются внести за последние годы, с нашей точки зрения, является не только затруднительным, но иногда и вредным. Без точного анализа стратиграфической значимости литологических признаков, выделенных в качестве коррелятивов, и без учета фациальной изменчивости пород этот метод не может быть широко использован при корреляции даже в пределах Ставрополя.

Механическое применение кубанской схемы и искусственное выделение «кубанских свит» в районах, отдаленных от р. Кубани, приводит к неправильному пониманию разреза. Это особенно часто наблюдается при расчленении разрезов буровых скважин, по керну которых невозможно учесть всех специфических признаков в литологии, как, например, наличие песчаных прослоев, цвета глин, конкреций, даже если не учитывать фациальной изменчивости майкопских отложений, существующей в пределах Ставрополя. Если от классического Кубанского разреза отклониться к западу или к северу, то этого достаточно, чтобы иметь представление о резкой смене литологии и непостоянстве появления песчаных прослоев как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении. Полностью майкопские отложения сохранились лишь в южной части Центрального Предкавказья, в районе Беломечетской синклинали и в Кумско-Терской депрессии, а на остальной территории Центрального Предкавказья верхняя часть майкопа в той или иной мере размыва.

МАЙКОПСКАЯ ТОЛЩА

Полный разрез майкопских отложений, доступный для изучения, наблюдается по р. Кубани от г. Черкесска до хутора Яман-Джалга, а также по разрезам буровых скважин западной части Беломечетской синклинали. У г. Черкесска наблюдается контакт хадумского горизонта с подстилающей их белой свитой. Следуя вниз по р. Кубани вплоть до хутора Яман-Джалга, можно проследить последовательно все шесть свит, различаемых в майкопской толще.

Разрез майкопа, аналогичный по своим литологическим особенностям, повторяется и ниже по р. Кубани. Здесь от г. Невинномыска и до ж.-д. ст. Коноково река прорезает всю толщу майкопских отложений.

Все свиты Кубанского разреза в основном сложены глинами, а песчаные породы в них весьма редки и незначительны по мощности. Исключением могут являться выходы мощных глинистых ржавокрасноватых мелко- и среднезернистых песчаников в левобережья р. Кубани — на северной окраине аула Псыж и в балке Шарковой (в этом же районе). В понимании возраста этих песчаников до 1953 г. не было определенности и по этому вопросу существовали две точки зрения. Предполагалось, что эти песчаники являются либо плиоценовыми, либо принадлежат зеленчукской свите майкопа, т. е. олигоцену. Данные бурения и детальной геологической съемки подтвердили последнюю точку зрения. Баталпашинская, самая нижняя свита на р. Кубани сложена в основном

некарбонатными тонкодисперсными темносерыми глинами с коричневатым и лиловатым оттенками. Глины слоистые, конкреционного строения с большим количеством гипса и ярозита, а также с многочисленными остатками рыб в виде чешуек и различных частей скелета.

Септариевая вышележащая свита, или горизонт листоватых темносерых глин с коричневатым оттенком и также с чешуйками рыб, содержит крупные стяжения мергелей и доломитов с жилками кальцита и гипса. Эти так называемые септариевые конкреции, достигающие крупных размеров, располагаются либо частыми рядами, либо на значительном расстоянии друг от друга. Интервал между конкрециями в отдельных рядах очень неравномерен как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении. Выделяющиеся четыре горизонта септарий имеют интервалы от 3 до 5 м. Септариевые конкреции наблюдаются примерно в 5—7 м от контакта с зеленчукской свитой.

Иногда баталпашинскую и септариевую свиты отделить одну от другой только по литологическим признакам довольно трудно, так как основным признаком для разделения служит только наличие септариевых конкреций. Последние же встречаются и в нижележащей баталпашинской свите. В верхней части септариевой свиты наблюдается несколько горизонтов черных марающих глин, переполненных остатками рыб и мучнистым пиритом. Это так называемые сажистые прослои, служащие иногда маркирующими горизонтами при геологических исследованиях. Изредка в сажистых глинах встречаются окатанные обломки глин и доломитов, что может свидетельствовать о размыве, возможно, имевшем место во время отложения сажистых глин. Контакт с вышележащей зеленчукской свитой проводится обычно по кровле верхнего сажистого горизонта.

Зеленчукская, или песчанистая, свита представлена также глинами, но среди них отмечаются пачки песчанистых глин с пропластами и прослоями песка. По р. Кубани и в других районах песчанники и пески обычно имеют подчиненное значение, но к востоку от р. Кубани количество песчанистых пород заметно увеличивается. По буровым скважинам в районе станицы Суворовской удалось проследить, что пески и песчанники залегают большей частью крупными линзами, раздувающимися до 80 м и сокращающимися в мощности до 1—2 м. Этим создаются предпосылки для формирования стратиграфических залежей. К востоку от г. Черкесска в районе Соленых озер в буровых скважинах в этих песчанниках был обнаружен метановый газ. Породы зеленчукской свиты залегают согласно на сажистых глинах.

Караджалгинская свита залегает непосредственно выше зеленчукской свиты. Она сложена листоватыми глинами с слоистыми конкрециями сидерита. Одним из наиболее характерных признаков караджалгинской свиты является своеобразный муаровый рисунок, отличающийся от муаровых рисунков других свит по его сравнительно темной окраске. Рисунок состоит из сливающихся мелких темных пятнышек. Сидеритовые конкреции более или менее равномерно распределены по всему разрезу и имеют разнообразную форму. В нижней и верхней частях караджалгинской свиты встречены два прослоя бентонитовой глины, свидетельствующие о вулканических проявлениях в момент формирования этих отложений.

Нами в этой свите в разрезах по р. Кубани фауны обнаружено не было. Е. В. Ливеровская (1938) указывает на нахождение в глинах раковинок *Hydrobia* и пелеципод, предположительно относящихся к роду *Corbicula*.

Выше глин караджалгинской свиты залегает комплекс конкреционно-скорлуповатых глин ольгинской свиты, в которых впервые на р. Кубани была найдена фауна моллюсков и фораминифер, изученных Е. В. Ливеровской и Н. Н. Субботиной. Контакт с нижележащей кара-

жалгинской свитой четкий. Обычно в кровле последней наблюдается прослой серого глинистого слоистого сидерита до 2—3 см толщины.

В отличие от других свит глины ольгинской свиты имеют неравномерную слоистость и более светлую окраску, приобретающую зеленобураватый оттенок, и увеличение сверху песчанности. В общей массе глины рассеяны тончайшие линзочки и прослой песка. Слоистость характерна главным образом для нижней и средней части. Муаровый рисунок не является постоянным. Сидеритовые прослой и конкреции редки и расположены главным образом в нижней части.

Е. В. Ливеровской (1938) из обнажений по р. Кубани (станции Ольгинская, Богословская, Успенская) определена следующая фауна моллюсков: *Cardium cingulatum* Goldf., *Cardium* sp. indet., *Cryptodon tautillus* Liv., *Cuspidaria* aff. *variocostata* Kogob., *Cuspidaria* sp., *Leda* sp. № 1, *Leda* sp. № 2, *Lima ilionae* Liv., *Lucina borealis* (L.), *Lucina* sp. indet., *Modiola* sp., *Nucula* sp., *Pecten* (*Pseudamussium*) *extenuatus* Liv., *Pecten* sp. № 1, *Pecten* sp. № 2, *Pecten* sp. № 3, *Solecortus antiquatus* (Pult.), *Tellina planata* L., *Tellina* sp. indet., *Thracia* sp., *Hydrobia* sp. № 1, *Hydrobia* sp. № 2, *Hydrobia* sp. № 3, *Hydrobia* sp. № 4, *Natica* sp. indet., *Echinoidea*, *Poecilasma miocenica* Reuss.

Нами в районе этих станций, помимо перечисленных, обнаружены: *Corbula gibba* Oliv., *Thracia ventricosa* Phil., *Chlamys* sp. В глинах этой же свиты была обнаружена фауна в районе Янкульского выступа. Отсюда нами определены *Leda accepta* Liv., *Nucula* sp., *Tellina* sp., *Lucina borealis* (L.), *Scaphander* sp.

К северо-западу от станции Николаевской на правом берегу р. Кубани в буровых скважинах в глине ольгинской свиты наблюдались мелкие тонкостенные гладкие *Pecten similis* Lask., *Leda fragilis* Chemnitz, L. cf. *kalmykensis* Liv., *Lunulites* sp.

В районе горы Стрижаменты на юго-восточном склоне ее, помимо *Schizaster* sp., определены *Lucina borealis* (L.), *Cardium* sp. и др. В районе сел. Курсавки был обнаружен один экземпляр *Cryptodon tautillus* Liv. Как видно из сказанного, фауна в отложениях ольгинской свиты встречается повсеместно. На основании обработанной фауны возраст ольгинской свиты Е. В. Ливеровская определяет не моложе нижнего миоцена и не древнее верхнего олигоцена. Ольгинская свита содержит обильную микрофауну, позволившую Н. Н. Субботиной (1936) выделить микрофаунистическую зону «песчаных фораминифер», включающую следующий комплекс форм: *Globigerina* ex gr. *bulloides* d'Orb., *G. trilobulinoidea* Pinner, *Globigerinella micra* (Cole), *Bulimina* sp., *Caucasina schischkinskye* (Sam.), *Bolivina* sp., *Pulvinulinella* sp., раковинки из семейства Polymorphinidae, *Nonion praeivius* Subb. (msc), *Nonion* sp., *Cilicides* aff. *pygmeus* Hantken, *Dentalina* sp., *Virgulina* sp. Эта зона является надежным коррелятивом для верхнего майкопа.

Рицевская свита, венчающая майкопские отложения, состоит из листоватых, сланцеватых глин с крупными сидеритовыми и глинисто-сидеритовыми караваеобразными конкрециями в нижней части и с рядом мелких конкреций сверху. Близ селения Псыж, у станции Невинномысской и в других пунктах по р. Кубани в глинах рицевской свиты обнаружена фауна и, как отмечает Е. В. Ливеровская, особенно развиты представители рода *Cardium*, из которых ею определен вид *Cardium cingulatum* Goldf. Кроме того, Е. В. Ливеровская отмечает появление гидробий. Позднее Б. П. Жижченко (1940) указывал на присутствие в рицевской свите пелеципод, по своему облику напоминающих онкофор. Нами в нижней части рицевской свиты в районе Янкулей (Волкова, 1950) и севернее в районе приманычевских степей обнаружена фауна онкофор и кардиид.

Мощность майкопских отложений по р. Кубани определяется от 700 до 800 м, причем на долю верхней рицевской свиты приходится 300 м.

Возраст свит баталпашинской, септариевой и зеленчукской принято считать средне-верхнеолигоценовым, караджалгинскую относят к нижнему миоцену и верхнему олигоцену, ольгинскую свиту по макрофауне к нижнему миоцену и ривцевскую к нижней части среднего миоцена—гельветскому ярусу.

СОПОСТАВЛЕНИЕ РАЗРЕЗОВ МАЙКОПА СТАВРОПОЛЬЯ

Майкопские отложения типа Кубанского разреза, представленные глинистыми породами, за исключением типично выраженной зеленчукской свиты, где отмечается присутствие песчаников, наблюдаются в обнажениях и в разрезах буровых скважин на обширной площади Южного Ставрополя. К западу же от р. Кубани и в северной части, примерно севернее параллели Кугульты и Петровска, уже на территории Манычевских и Сальских степей характер майкопской толщи резко меняется за счет увеличения песчаности в верхней части.

Мощности майкопа типа Кубанского разреза колеблются в значительных пределах — от 300 до 1000 м. Наибольшая мощность майкопских отложений (1000 м) отмечается в Нагутском районе, наименьшая в Сенгилеевском (300 м). Изменение мощностей в таких широких пределах объясняется отчасти изменением литологического состава отдельных частей разреза и главным образом размывом верхнего майкопа, как в предчокракское время, а также и последующими трансгрессиями, имевшими место в третичное время на Северном Кавказе. Там, где кровлей майкопа является тарханский горизонт, полная мощность определяется в 800—1000 м (Нагутский и Кубанский разрезы), в районах же, где чокракские отложения залегают трансгрессивно, мощность майкопских отложений уменьшается в зависимости от интенсивности размыва. Уменьшение мощностей наблюдается и к северу от Кубанского разреза. В районе Сенгилеевского поднятия роторной буровой скважиной пройдены майкопские отложения мощностью 640 м, а к северо-востоку в районе Ставропольской горы мощность майкопа, по данным роторной буровой скважины, достигает всего лишь 482 м.

Наша попытка применить метод литологического расчленения майкопских пород к разрезам буровых скважин Сенгилеевского поднятия и к другим отдаленным от р. Кубани районам оказалась безуспешной. Специфические особенности литологического состава, наблюдаемые в обнажениях по р. Кубани и в районе Янкулей, по керну скважин наблюдать трудно. По нашему мнению, здесь можно учитывать только органические остатки и по ним только можно делать сопоставления с другими районами. Такими ископаемыми являются фораминиферы, позволяющие выделить микрофаунистические зоны, и моллюски, свидетельствующие о возрасте пород. Моллюски в кернах Сенгилеевских, Северо-Ставропольских и Грачевских буровых скважин найдены не были, а изучение фораминифер позволило выделить фаунистические зоны в верхнем майкопе.

Интересны данные по изучению микрофауны майкопских отложений на всем Центральном Предкавказье. До изучения майкопа по буровым скважинам в районах севернее р. Кубани микрофауна была известна лишь в верхнем майкопе, т. е. это был богатый комплекс ольгинской свиты и единичные находки в верхней ривцевской свите. В районах севернее р. Кубани была обнаружена микрофауна почти по всему разрезу майкопских отложений. Единичные фораминиферы были встречены в заведомо караджалгинской свите в районе станицы Убеженской на левобережье р. Кубани. Особенно богаты микрофауной майкопские породы так называемой Северной зоны, расположенной к северу от Ставрополя в районе Манычевских и Сальских степей. Здесь фораминиферы встречаются выше хадумского горизонта в нижнем и среднем майкопе,

т. е. в той части разреза майкопа, которая должна соответствовать по своему положению баталпашинской, септариевой, зеленчукской и караджалгинской свитам майкопа р. Кубани.

Майкопские отложения к западу от р. Кубани, начиная от р. Б. Зеленчука, обнаруживают существенные фациальные изменения. Уже в разрезах по р. Б. Зеленчук в средней части майкопа в глинах зеленчукской свиты наблюдается постепенное увеличение количества миллиметровых пропластков тонкозернистого песка или алеврита, а также мощности характерных для этой свиты прослоев и линз песка и песчаника. Здесь еще сохраняется характер разреза майкопских отложений р. Кубани, но от р. Урупа на запад эти отложения вследствие их резкой фациальной изменчивости уже не укладываются в рамки кубанской схемы. Если в разрезах кубанского типа майкопской толщи мы отмечаем наличие прослоев песчаника и алевролитовые пропластки среди глин только в среднем майкопе, то к западу по р. Урупу и его притокам — Тегеням, р. Чамлыку и р. Лабе и далее на запад наблюдается заметное увеличение песчаности всей верхней половины майкопской толщи.

Некоторые исследователи (В. П. Колесников, Н. Д. Бакланова) эти песчано-глинистые образования майкопа считали аналогами зеленчукской свиты кубанского разреза. Иное толкование дает этим отложениям Г. П. Леонов (1950). Изучая разрезы майкопа на площади водораздела рр. Урупа и Лабы, Г. П. Леонов пришел к выводу, что песчаные образования майкопских отложений «принадлежат двум существенно различным типам, формировавшимся под влиянием различных литогенетических факторов» (стр. 75). Песчаные образования «первого типа», имеющие широкое развитие в районе рр. Урупа и Лабы, Г. П. Леонов считает «результатом региональных изменений условий осадконакопления, отражающихся на всей совокупности литологических признаков» (стр. 75). Появление здесь песчаных образований этот исследователь связывает с существованием в районе р. Лабы устья большой реки, впадавшей в майкопский бассейн со стороны Главного Кавказского хребта. Ко второму типу песчаных образований Г. П. Леонов относит зеленчукскую свиту рр. Кубани и Зеленчуков. Появление песчаных прослоев зеленчукского типа Г. П. Леонов считает результатом действия местных факторов литогенеза, проявляющихся в форме сильных береговых течений или небольших, но быстрых потоков реки, впадавшей в майкопское море с юга со стороны Главного Кавказского хребта. Эти течения приносили грубый песчаный материал, который отлагался среди тонких илистых образований.

Следовательно, существование двух различных генетических типов песчаных пород не может служить надежным признаком для целей корреляции, как это отмечает Г. П. Леонов. Учитывая, что начало увеличения песчаности всюду приурочено к нижней границе зеленчукской свиты, Г. П. Леонов считает, что песчаность «может рассматриваться, как определенный стратиграфический признак относительно широкого значения».

Майкопские отложения междуречья Кубани и Лабы Г. П. Леоновым делятся на две части: нижнюю и верхнюю. Нижняя часть помимо баталпашинской и септариевой свиты майкопа включает и хадумский горизонт. К верхней части он относит зеленчукскую, караджалгинскую, ольгинскую и рицевскую свиты кубанского разреза. Г. П. Леонов указывает, что песчаные образования появляются спорадически в различных частях разреза майкопской толщи.

В результате личных полевых наблюдений в районе «песчаного майкопа» на пространстве от рр. Б. и М. Зеленчуков до р. Лабы мы пришли так же, как и В. П. Леонов, к выводам, что кубанская схема расчленения майкопа имеет число местное значение, которую практически

не следует применять при геолого-съёмочных и разведочных работах, чтобы не впасть в ошибку, как неоднократно наблюдалось, особенно при расчленении разрезов буровых скважин. Что касается отложений майкопа, представленного мощной песчанистой толщей, выходы которой особенно хорошо прослеживаются по р. Лабе вниз от станицы Колложенской, то в настоящее время для нас еще не совсем ясны стратиграфическое положение и генезис этих песчанистых образований. Этот вопрос остается, с нашей точки зрения, окончательно не разрешенным и требует дополнительных исследований, а также находок органических остатков в этой толще или в покрывающих и подстилающих ее породах.

В просмотренных нами разрезах буровых скважин, пройденных севернее и северо-восточнее в районе северного крыла Беломечеткской синклинали, к югу от железнодорожной линии Минеральные Воды — Армавир, обнаружено наличие тарханского горизонта. Этими буровыми скважинами вскрыты лишь верхи майкопской толщи, следовательно, судить о характере отложений в целом в этом районе мы не можем.

Севернее, уже в правобережной части р. Кубани, северо-западнее станицы Николаевской, буровыми скважинами пройден весь разрез майкопских отложений. Так, в буровой скважине, расположенной в верховье балки Базовой, непосредственно под чокракскими отложениями на глубине 100 м, вскрыты майкопские глины, содержащие микрофауну. В первых 105 м встреченные фораминиферы не позволили точно установить принадлежность включающих их пород к той или иной свите. Отложения заведомо ольгинской свиты отмечены в интервале 205—440 м; ниже в интервале 440—715 м также обнаружена микрофауна почти во всех образцах, взятых через каждые 10 м. Здесь встречается обиденная микрофауна, среди которой есть формы, известные в ольгинской свите. В объем этого интервала по литологическим признакам, повидимому, должны входить условно, если применить в данном случае кубанскую схему, караджалинская и зеленчукская свиты. В интервале с глубин 715—765 м по литологическим признакам условно выделяются септариевая и баталпашинская свиты, но по микрофауне—это типично хадумские отложения. Приведенный разрез может служить ярким примером неправильного применения литологического метода расчленения майкопа в буровых скважинах. Необходимо также отметить нахождение фораминифер почти во всем разрезе этой скважины, а не только в ольгинской свите и хадумском горизонте, как это известно в разрезе р. Кубани.

Наблюдая майкопские отложения, пройденные многочисленными буровыми скважинами в северной части Ставрополя, в бассейнах рр. Б. и М. Кугульты, Кевсалы, Калауса и северо-западнее в бассейне р. Рассыпной и в нижнем течении р. Егорлыка, мы сталкиваемся с новым типом майкопских отложений, к которым также не применима схема кубанского разреза. Майкопские отложения вскрыты буровой скважиной на полную мощность в селении Ипатово и немногими буровыми скважинами в бассейне р. Кугульты и нижнего течения р. Егорлыка, большинством же скважин пройдена лишь верхняя часть майкопа. В Северном Ставрополе майкопские отложения в верхней своей части сложены песчано-глинистыми и песчаными породами, а в нижней только типичными тонкослойными листоватыми глинами с обильными ископаемым остатками рыб. В керне буровых скважин нами обнаружена фауна моллюсков в нижнем и верхнем майкопе. Изучение фауны позволило сопоставить нижнюю часть майкопских отложений с хадумским горизонтом Южного Ставрополя (разрез р. Кубани), а верхнемайкопские отложения, помимо Южного Ставрополя, и с Южными Ергенями.

Как известно, хадумский горизонт Южного Ставрополя характеризуется определенным литологическим составом, определенным комплексом фауны моллюсков и является определенной возрастной стратиграфической единицей, относящейся к нижнему олигоцену. Породы хадум-

ского горизонта в Южном Ставрополье (р. Кубань) представлены темными сланцеватыми карбонатными глинами и мергелями. К северу от р. Кубани литология майкопских отложений меняется. Глубоководные отложения хадумского горизонта сменяются относительно мелководными образованиями, содержащими значительные прослои глинистых песков и песчаников. Естественно, что изменение фациальных особенностей пород, свидетельствующее о неодинаковых условиях морского бассейна, сказалось и на составе фауны. Для Южного Ставрополья (р. Кубань) известен следующий комплекс фауны нижнеолигоценового возраста (И. А. Коробков): *Nucula compta* Goldf., *Nuculana chadumica* Короб., *Corbula conglobata* Коенен, *Phacoides batalpaschinicus* Короб., *Cuspidaria variocostata* Короб., *C. procopovi* Короб., *C. ninae* Короб., *Abra bosqueti* (Semp.), *Pseudamussium cossmanni* Коенен, *Cassidaria buchi* Boll., *Natica microphalus* Sand. var. *conomphalus* Sandb., *Aporrhais pescarbonis* Brong. var. *giganticus* Короб., *Pleurotoma laticlavia* Beyr., *P. cf. odontella* Edw., *P. selysi* de Kon., *Scaphander dilatatus* Phil., *Dentalium novaki* Коен.

К северу в Сенгилеевском и Северо-Ставропольском районах, где глинистые отложения хадума переходят в песчано-глинистые, помимо обнаруженных на р. Кубани форм, появляются известные в хадумском горизонте Крыма и в харьковском ярусе Украины *Astarte kickxi* Nyst., *Venericardia kickxi* Nyst., *Crassatella cf. woodi* Коен. В более северных районах, Ипатовском и Расшеватском, в отложениях, по своему положению в разрезе аналогичных хадумскому горизонту, т. е. лежащих выше фораминиферовых слоев, помимо комплекса фауны моллюсков, известного нам из хадумского горизонта Южного Ставрополья и промежуточной между севером и югом Ставрополья зоны Сенгилеевского района, встречаются более холоднлюбивые моллюски, как, например, *Toldia* sp.

Помимо фауны моллюсков в хадумских отложениях весьма часты птероподы: *Planorbella* и *Balantium* и остатки мелких рыб.

Полный разрез майкопа в Северном Ставрополье нами изучен по керну опорной буровой скважины, пройденной в селении Ипатово. Ниже помещаем схему подразделения майкопских отложений разреза Ипатовской буровой скважины, по данным фауны моллюсков (табл. 1).

В других буровых скважинах Северного Ставрополья в хадумском горизонте были встречены *Nucula compta* Goldf., *Pseudamussium cossmanni* Коен., *Astarte kickxi* Nyst., *Natica* sp., *Planorbella*.

В западной части Северного Ставрополья, в районе Сальских степей, полный разрез майкопских отложений нами просмотрен по керну скважины, пробуренных между селениями Башанта и Сандата. Здесь, так же как и в восточных районах Северного Ставрополья — в Приманычских степях, фауна моллюсков в майкопских отложениях встречается лишь в верхней и нижней частях, а средняя часть, как и в буровой скважине сел. Ипатово, макрофауны, помимо рыбных остатков, не содержит.

Как видно из изложенного выше, наиболее богата фауной моллюсков та верхняя часть майкопских отложений, которую принято параллелизовать с ольгинской свитой р. Кубани. Причем в северных районах, где майкопские отложения вскрыты только буровыми скважинами, фауна в верхнем майкопе более обильна и разнообразна, чем это наблюдается в разрезах по рр. Кубани, Янкулям и восточнее их.

Из приведенной выше краткой характеристики майкопских отложений в пределах Центрального Предкавказья можно судить о значительной фациальной изменчивости пород как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении. Это свидетельствует о протекавших в майкопское время колебательных движений, обусловивших неровности рельефа морского дна. В майкопском бассейне наряду с глубокими уча-

Таблица 1

Возраст	Интервал глубин в м	Литологическая характеристика	Фауна моллюсков	
Средний миоцен	98,35—124,0	Глины плотные	Комплекс фауны онкофорового горизонта	<i>Oncophora dubiosa</i> R. <i>Höern</i> var. <i>stavropolen- sis</i> Volk., <i>Cardium papillosum</i> Poli, <i>Hy- drobia</i> sp.
Нижний миоцен	124,0—388,0	Глины песчаные с прослоями и линза- ми песка и песча- ника	Комплекс фауны олигценового горизонта	<i>Pecten</i> aff. <i>incomparabilis</i> Risso, <i>Crassatella concentrica</i> Duy., <i>Lu- cina borealis</i> L., <i>Car- dium papillosum</i> Poli, <i>Corbula gibba</i> Oliv., <i>Fusus</i> sp. и др.
Средний и верх- ний олигоцен	388,0—480,0	Глины с обилием ос- татков рыб		
	480,0—598,0	Глины с редкими чешуйками рыб и крупными форами- ниферами		
Нижний олигоцен	598,0—634,0	Глины плотные, слан- цеватые	Комплекс фауны халумского горизонта	<i>Nucula compta</i> Goldf., <i>Cuspidaria ninae</i> Ко- роб., <i>Nuculana</i> sp., <i>Yoldia</i> sp., <i>Corbula conglobata</i> Коен., <i>Planorbella</i> и др.
	634,0—677,0	Глины с прослоями сидеритов в нижней части		<i>Nucula compta</i> Goldf. и др.
	677,0—683,0	Глины с остракодами		
	683,0—704,0	Глины плотные почти черные		<i>Pecten cosmanii</i> Коен., <i>Nucula compta</i> Goldf., <i>Astarte kickxi</i> Nyst., <i>Dentalium</i> sp. и др.
	704,0—837,0	Глинистые пески и песчаники		<i>Astarte kickxi</i> Nyst., <i>Abra bosqueti</i> (Semp.), <i>Cuspidaria prokopovi</i> Кор., <i>Nucula compta</i> Goldf., <i>Scanphander dilatatus</i> Phil., <i>Den- taliu novaki</i> Коен.

стками, где происходило накопление некарбонатных глин, как это имеет место на р. Кубани и восточнее, существовали, видимо, участки с приподнятым дном, где образовались более мелководные зоны, способствовавшие накоплению песчанистого материала.

Таким образом, полоса более мелководных участков располагалась к северу от р. Кубани. Наиболее спокойным отрезком майкопского времени на территории Центрального Предкавказья, повидимому, можно считать время отложения осадков среднего майкопа в условиях глубокого моря, о чем свидетельствует повсеместное распространение однообразных глинистых пород, лишенных моллюсковой фауны, но с обилием рыбных остатков.

СРАВНЕНИЕ РАЗРЕЗОВ МАЙКОПА СТАВРОПОЛЬЯ И ЕРГЕНЕЙ

Литологический состав майкопских отложений Северного Ставрополя является близким майкопу Ергеней. Для сравнения майкопской фауны Южных Ергеней и Центрального Предкавказья нами проанализированы данные Ф. П. Пантелеева по майкопским отложениям Ергеней, включающим описанную Е. В. Ливеровской фауну (1939).

В майкопских отложениях Южных Ергеней Ф. П. Пантелеев выделяет четыре свиты и сопоставляет эти свиты со свитами Кубанского разреза. К нижнему майкопу он относит «листовую свиту» — толщу темных с буровато-зеленым оттенком сланцеватых глин, лишенных макро- и микрофауны и переполненных остатками рыб. Эта свита соответствует баталпашинской свите р. Кубани. В средний майкоп выделена нугринская свита, сопоставляемая с септариевой и зеленчукской свитами р. Кубани. Эта песчано-глинистая толща в нижней части сложена зеленовато-синими скорлуповатыми глинами с прослоями глинистого сидерита, включениями гипса и выцветами железа и ярозита. Помимо остатков ихтиофауны, в этой свите обнаружена фауна моллюсков, морских ежей, ракообразных и фораминифер. Верхняя часть нугринской свиты содержит в глинах прослой песков и песчаников и завершается рыхлыми зеленоватыми песчаниками.

Фауна моллюсков была изучена Е. В. Ливеровской (1939). Ею определены следующие формы: *Cardium abundans* Liw., *Corbula gibba* Olivi, *C.* aff. *gibba* Olivi, *Crassatella* sp., *Cultellus* sp., *Cuspidaria* sp., *Cyrena* sp., *Cytherea* sp., *Isocardia* sp., *Leda* sp., *Leda accepta* Liw., *Lucina* sp., *Modiola* sp., *Nucula kalmikensis* Liw., *Panopaea* sp., *Pecten* (*Camptonectes*) *textus* Phil., *Pecten* sp., *Solecortus antiquatus* Pult., *Tellina* cf. *nystii* Desh., *Tellina* sp., *Venus* sp., *Dentalium* sp., *Natica* sp., *Pleurotoma duchastellii* Nyst., *Pyrula* sp., *Lunulites* sp., *Crustacea*, *Echinoidea*. Фауна моллюсков и микрофауна встречены только в средней части. Фораминиферы представлены песчанистыми формами. Из них Н. Н. Субботиной определены мелкие *Rhizamminidae*, *Thurammina* sp. (уплощенная) или *Proteonina* sp., *Ammodiscus incertus* d'Orb., *Haplophragmoides* sp.

Е. В. Ливеровская (1939) считает, что состав фауны нугринской свиты близок к фауне верхнеолигоценовых отложений Западной Европы.

А. А. Карус по встреченной в Шорбулукской буровой скважине в интервале глубин 500—189 м микрофауне *Haplophragmoides periferexcavata* Subb. (преобладает), *Ammodiscus incertus* (d'Orb.), *Bathysiphon* sp. (?), *Trochammina* sp. и плохой сохранности *Haplophragmoides acutidorsatum* Hantk., *H. canariensis* (d'Orb.), *Ammobaculites* sp. и ряду других сопоставляет нугринскую свиту с верхним майкопом Северного Кавказа, а интервал 500—450 м непосредственно с ольгинской свитой Кубанского разреза.

Мощность нугринской свиты, по данным Шарбулукской скважины, определяется 360 м, а по Степной скважине 178 м.

К верхнему майкопу Ф. П. Пантелеев относит две свиты: арадыгскую и цаганхакскую. Арадыгская — глинисто-сидеритовая свита — представлена снизу однообразной толщей сизобурых неизвестковых глин с резкими прослоечками песка, выцветами ярозита и прослоями сферосидерита, достигающими $1,5 \times 0,5$ м. Помимо чешуек рыб и остатков древесины, из глин Е. В. Ливеровской определены: *Cardita* sp., *Leda* sp., *Nucula* cf. *kalmykensis* Liw., *Pecten* sp. Б. П. Жижченко определены *Cardium abundans* Liw., *Nucula* sp., *Solecortus* sp. Верхняя часть арадыгской свиты сложена так же, как и нугринская свита, рыхлыми песчаниками, мощность которых не превышает 10 м. Макрофауна в нижней глинистой части представлена крупными песчанистыми формами, по определению Н. Н. Субботиной принадлежащими Rhizamminiidae, *Ammodiscus incertus* (d'Orb.), *Haplophragmoides* sp.

А. А. Кариус из керна Шарбулакской скважины в интервале глубин 450—189 м определила *Ammodiscus incertus* d'Orb. и *Haplophragmoides*, а с глубины 189 м появляются известковые фораминиферы, по ее мнению, относящиеся уже к низам чокрака. Ф. П. Пантелеев отмечает, что граница между свитами нугринской и арадыгской проведена условно. Мощность арадыгской свиты по Шарбулакской скважине 197 м.

Как видно из приведенных списков, комплекс фауны арадыгской свиты сходен с комплексом фауны нугринской свиты. Сходство фауны этих свит отмечается также и Е. В. Ливеровской.

Самая верхняя цаганхакская свита в районе Южных Ергеней — глинисто-песчаная — представлена внизу глинистой толщей мощностью до 130 м, а вверху — глинисто-песчанистой гравиеносной толщей мощностью около 60 м.

Из глин нижней части, выходящих в балке Арадык, Б. П. Жижченко определены *Nucula* cf. *nucleus* L., *Cardium* cf. *papillosum* Poli и *Aporrhais* sp. В балке Хундулан найдены *Nucula* sp., *Cuspidaria* sp. и пластинки морских ежей. В буровой скважине Шарбулука цаганхакская свита пройдена в интервале 141—14 м. А. А. Кариус из интервала 186—80 м определены плохой сохранности фораминиферы: *Entosolenia ovulum* Subb., *Bulimina caprolithoides* Andrae, *Globigerina tarchanensis* Subb., *Bulimina affinis* d'Orb., *Bolivina floridiana* Cushman, *Ammodiscus incertus* (d'Orb.), *Uvigerinella californica* Cushman и др.

На глубине 80—14 м, кроме игл морских ежей, других ископаемых не встречено. А. А. Кариус отложения, лежащие в интервале 180—80 м Шарбулакской скважины, относит по сходству микрофауны к тарханчокракским отложениям. Отсутствие же раковинок *Molliolidae* и *Rotalis beccarii* (Lippe), обычных для тархана и чокрака Грозненского и Апшеронского районов, А. А. Кариус объясняет большой глубоководностью осадков Шарбулакской скважины.

В буровой скважине Каменного бугра Ф. Ф. Голынец в цаганхакской свите найдены обломки *Leda fragilis* Chemp. и *Modiola*. Е. В. Ливеровской дополнительно отсюда определены *Leda* sp., *Leda* cf. *fragilis* Chemp., *Corbula gibba* Olivi. В майкопских отложениях северной части Центрального Предкавказья, в Манычских и Сальских степях указанные формы очень часто встречаются в аналогах ольгинской свиты р. Кубани.

В Южных Ергенях на крайнем юго-востоке верхняя часть цаганхакской свиты отсутствует и на глинах ее нижней части залегают непосредственно караганские глины.

В скважине Шарбулак цаганхакская свита пройдена почти полностью, но западнее Ф. П. Пантелеев отмечает выклинивание нижней части глинистой свиты и трансгрессивное залегание верхней глинисто-песчанистой свиты непосредственно на среднем майкопе — нугринской свите.

По схеме Ф. П. Пантелеева, аналоги онкофоровых слоев должны лежать на глинисто-песчанистой гравиеносной толще верхней части цаганхакской свиты.

Выводы

При сравнении приведенного материала по майкопу Южных Ергеней с новыми данными по майкопу Центрального Предкавказья мы пришли к выводу, что верхняя часть нугринской свиты, арадыгская свита и, возможно, низы цаганхакской свиты одновозрастны и соответствуют нашему ольгинскому горизонту, т. е. являются нижнемиоценовыми. Ниже приводим табл. 2 сопоставления фауны верхнемайкопских отложений Предкавказья и Южных Ергеней.

В списках для Южного Предкавказья, помимо наших сборов, помещены также и формы, не обнаруженные нами, но описанные Е. В. Ливеровской. Последние отмечены крестиками.

И. А. Коробков в своей работе «Анализ фауны моллюсков нефтеносной майкопской свиты» указал на одновозрастность ольгинской свиты Кубанского разреза с слоями квезани Грузии. Возраст фауны арадыгской и нугринской свит майкопа Южных Ергеней И. А. Коробков предполагает как нижнемиоценовый. И. А. Коробков отмечает общность трех следующих видов *Corbula gibba* Oliv., *Solecortus antiquatus* Pult., *Pleurotoma duchastelli* Nyst. с известными из слоев Квезани и указывает, что описанная Е. В. Ливеровской *Isocardia* sp. допускает отождествление ее с *Isocardia burdigalensis* Desh., а крупные *Meretrix* близки к *Meretrix (Cardiopsis) gigas* Lamk. И. А. Коробков упоминает также о выводах А. А. Кариус о сходстве фауны фораминифер Южных Ергеней с комплексом фораминифер ольгинской свиты.

Изученная нами фауна из буровых скважин северной части Ставрополя значительнополнила имеющиеся списки и позволила более уверенно говорить о синхроничности фауны нижней части верхнего майкопа Северного Кавказа и сакараульского горизонта (слои квезани и каспи) Грузии. Помимо сходства родового состава фауны, нами полностью отождествлены четырнадцать видов: *Leda accepta* Liv., *L. fragilis* Chern., *Limopsis minuta* Phil., *Pectunculus deshayesi* Mayer., *Lucina borealis* (L.), *Cryptodon tautilus* Liv., *Tellina planata* L., *Solecortus antiquatus* Pult., *Thracia ventricosa* Phil., *Cardium cingulatum* Goldf., *C. papillosum* Poli, *Corbula gibba* Oliv., *Pteromeris unidentata* Bast., *Pleurotoma duchastelli* Nyst.

Наиболее часто в песчано-глинистых отложениях верхнего майкопа, особенно в Северном Ставрополе, встречаются *Nucula*, *Leda* и *Corbula*. Последние очень часто образуют тонкие ракушечниковые прослойки.

При сравнении списков фауны, встреченной в южной части Ставрополя (рр. Кубань, Янкули) и в буровых скважинах Северного Ставрополя, с фауной Южных Ергеней, можно отметить, что последняя имеет большое сходство с Северным Ставрополем. В свою очередь, комплекс фауны Северного Ставрополя значительно богаче по видовому составу, чем комплекс фауны Южного Ставрополя. Последний вывод может быть и преждевременным, так как списки майкопской фауны с каждым годом пополняются, но все же различный литологический состав верхнего майкопа юга и севера Ставрополя свидетельствует о разных условиях морского бассейна, с чем главным образом тесно связано и изменение фауны.

Выше отложений с комплексом фауны ольгинской свиты наблюдаются более молодые отложения с фауной онкофор. По своему положению в кубанском разрезе эти отложения соответствуют нижней части рицевской свиты. Комплекс фауны онкофорового горизонта прослеживается не во всех районах.

	Южное Предкавказье	Северное Предкавказье	Южные Ергени
Рицеская свита	<i>Cardium</i> cf. <i>kartlicum</i> David.		
	<i>Cardium papillosum</i> Poli	<i>Cardium papillosum</i> Poli	
	<i>Oncophora dubiosa</i> Höern. var. <i>stavropotensis</i> Volk.	<i>Oncophora dubiosa</i> Höern. var. <i>stavropotensis</i> Volk.	
	<i>Hydrobia</i> sp.	<i>Meretrix</i> sp. <i>Hydrobia</i> sp.	
О л ь б ь г и н с к а я с в и т а	<i>Echinoidea</i>	<i>Echinoidea</i>	<i>Echinoidea</i>
	<i>Lunulites</i>	<i>Lunulites</i>	<i>Lunulites</i>
		<i>Lingula</i> sp.	
	<i>Nucula kalmikensis</i> Liw.	<i>Nucula kalmikensis</i> Liw.	<i>Nucula kalmikensis</i> Liw.
	<i>Nucula nucleus</i> L.	<i>Nucula nucleus</i> L.	<i>Nucula</i> cf. <i>nucleus</i> L.
	<i>Leda fragilis</i> Chemn.	<i>Leda fragilis</i> Chemn.	<i>Leda fragilis</i> Chemn.
	<i>Leda accepta</i> Liw.		<i>Leda accepta</i> Liw.
		<i>Leda</i> n. sp.	<i>Leda</i> cf. <i>deshayesiana</i> Duch.
		<i>Joldia</i> n. sp.	
	<i>Lucina borealis</i> L.	<i>Lucina borealis</i> L.	<i>Lucina</i> sp.
	<i>Cryptodon tautilus</i> Liw.		
	<i>Tellina planata</i> L.	<i>Tellina planata</i> L.	<i>Tellina</i> cf. <i>nystii</i> Desh
	<i>Tellina</i> sp.		<i>Tellina</i> sp.
	<i>Solecortus antiquatus</i> Pult.	<i>Solecortus antiquatus</i> Pult.	<i>Solecortus antiquatus</i> Pult.
		<i>Cultellus</i> sp.	<i>Cultellus</i> sp.
	<i>Cardium papillosum</i> Poli	<i>Cardium papillosum</i> Poli	<i>Cardium papillosum</i> Poli
		<i>Cardium</i> cf. <i>abundans</i> Liw.	<i>Cardium abundans</i> Liw.
		<i>Cardium</i> n. sp.	
		<i>Cardium</i> n. sp.	
		<i>Astarte triangularis</i> Mont.	
	<i>Crassatella concentrica</i> Duj.	<i>Crassatella</i> sp.	
	<i>Pteromeris unidentata</i> Bast.	<i>Cardita</i> sp.	
	<i>Isocardia</i> ? sp.	<i>Cyrena</i> sp.	
		<i>Isocardia</i> sp.	
	<i>Cythercae</i> sp.	<i>Venus</i> sp.	
	<i>Oncophora</i> n. sp.	<i>Cythereae</i> sp.	
	<i>Pectunculus deshayesi</i> Mayer.		
	<i>Lymopsis minuta</i> Phil.		

Верхняя часть нутринской свиты, арадагская и нижняя часть цаганкакской

	Южное Предкавказье	Северное Предкавказье	Южные Ергени
О Л Ь Г И Н С К А Я С В И Т А	<i>Pseudamussium extenuatus</i> Liw.*	<i>Chlamys</i> sp.	
	<i>Pecten</i> sp. № 1*	<i>Chlamys</i> sp.	<i>Pecten</i> sp.
	<i>Pecten</i> sp. № 2*	<i>Chlamys</i> aff. <i>incomparabilis</i> Risso.	<i>Pecten textus</i> Phil.
	<i>Pecten</i> sp. № 3*	<i>Chlamys</i> cf. <i>elegans</i> Andz.	
	<i>Pecten similis</i> Lask.	<i>Pecten similis</i> Lask.	
	<i>Lima ilionae</i> Liw.*	<i>Lima ilionae</i> Liw.	
	<i>Thracia ventricosa</i> Phil.		<i>Thracia</i> sp.
	<i>Cuspidaria</i> aff. <i>varicositata</i> Kor.	<i>Cuspidaria</i> aff. <i>varicositata</i> Kor.	
	<i>Corbula gibba</i> Olivi	<i>Corbula gibba</i> Olivi	<i>Corbula gibba</i> Olivi
		<i>Dentalium</i> sp.	
		<i>Balantium</i> sp.	
			<i>Panopaea</i> sp.
	<i>Natica</i> sp.*	<i>Natica helicina</i> Brocc.	<i>Natica</i> sp.
	<i>Hydrobia</i> sp.*	<i>Hydrobia</i> sp.	
	<i>Scaphander</i> sp.		
	<i>Pyrula</i> sp.	<i>Pyrula</i> sp.	
	<i>Fusus</i> sp.		
	<i>Pleurotoma duchastelli</i> Nyst.	<i>Pleurotoma duchastelli</i> Nyst.	

Верхняя часть нутринской свиты, арадакская и нижняя часть цаганкакской

* Формы, указанные Е. В. Ливеровской.

Так, по р. Кубани, где известен полный разрез верхнего майкопа, онкофор не обнаружено. Это объясняется, повидимому, большей глубокководностью осадков верхнего майкопа р. Кубани, чем в более северных и восточных районах. В 1940 г. в районе трассы Невинномысского канала у горы Недреманной нами было найдено ядро онкофоры, которая была определена лишь в 1949 г. при получении массового количества онкофор из обнажений левого склона р. Б. Янкуль. Здесь в глинах с алевролитовыми прослоями нижней части ричевской свиты встречены обильные скопления в основном хорошей сохранности ядер онкофор и один экземпляр кардиума. Позднее онкофорный горизонт прослежен в целом ряде буровых скважин Северного Ставрополя.

ЛИТЕРАТУРА

- Волкова Н. С. Новые данные о фауне верхнего майкопа Северного Кавказа. ДАН, т. LXXII, № 4, 1950.
 Жижченко Б. П. Нижний миоцен. Стратиграфия СССР, т. XII, Изд. АН СССР, 1940.
 Жижченко Б. П. Средний миоцен. Стратиграфия СССР, т. XII, Изд. АН СССР, 1940.
 Коробков И. А. Фауна моллюсков хадумского горизонта. Тр. геол. службы Грознефти, вып. 9, 1937.
 Коробков И. А. О некоторых видах моллюсков хадумского горизонта. Тр. геол. службы Грознефти, вып. 9, 1937.
 Коробков И. А. Анализ фауны моллюсков нефтеносной майкопской свиты. Вестник ЛГУ, № 5, 1947.

Леонов Г. П. О фациальной изменчивости майкопских отложений в Западном Предкавказье и их стратиграфическое расчленение. Вестник МГУ, № 6, 1950.

Ливеровская Е. В. Фауна моллюсков верхнего майкопа Северного Кавказа. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 104, 1938.

Ливеровская Е. В. Олигоценовая фауна Ергеней. БМОИП. Отд. геол., т. XVII (4-5), 1939.

Пантелеев Ф. П. Геологическое строение и газоносность южных Ергеней. Гостоптехиздат, 1947.

Прокопов К. А. Очерк геологических образований по р. Кубани. Тр. геол. службы Грознефти, вып. 8, 1937.

Субботина Н. Н. О находке фораминифер в верхнем майкопе на Северном Кавказе. Тр. НГРИ, сер. Б., вып. 60, 1936.

НЕОГЕН ЦЕНТРАЛЬНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ (стратиграфия, литология, фауна)

В результате проведенных автором за последние годы (1948—1954) работ по описанию керна буровых скважин получены новые данные по стратиграфии третичных отложений Центрального Предкавказья.

Настоящая статья является кратким обзором стратиграфии и литологии неогеновых отложений, составленным на основе нового материала структурного и картировочного бурения, а также детальных геологических съемок.

ТОРТОНСКИЙ ЯРУС

К тортонскому ярусу в Центральном Предкавказье принято относить среднемиоценовые отложения тарханского, чокракского, караганского и конкского горизонтов. В последние же годы некоторые исследователи (Н. И. Лупарев, Н. М. Прохоренко, Б. П. Жижченко и др.) считают более правильным отложения конкского горизонта рассматривать как начало сарматского яруса. Отнесение конкского горизонта к сармату для нас не является достаточно обоснованным, и поэтому мы придерживаемся существовавшей ранее схемы, т. е. конкский горизонт оставляем в тортонском ярусе.

Тарханский горизонт. До начала детальных исследований в Ставрополье тарханские отложения были известны лишь в одном пункте у сел. Яман-Джалга на р. Кубани. В последние годы (1948—1953) детальными геолого-съемочными и буровыми работами тарханские отложения были обнаружены еще в целом ряде пунктов. Эти отложения имеют все же ограниченное распространение в пределах описываемой площади и встречаются только в южной части Центрального Предкавказья. Они известны по буровым скважинам и естественным обнажениям в Беломечетской синклинали, вскрыты шурфом у сел. Марьины Колодцы, опорной скважиной у станицы Урухской и к юго-востоку от сел. Воронцово-Александровского Ново-Крестьянской буровой скважиной. Наиболее полные разрезы и контакт их с выше- и нижележащими отложениями чокрака и майкопа наблюдаются в естественных обнажениях южного крыла Беломечетской синклинали, по р. Кубани у хутора Яман-Джалга, по р. М. Зеленчуку, в районе станицы Беломечетской, по р. Б. Зеленчуку, южнее сел. Ново-Кувинского и в обрывах правого склона р. Уруп против станицы Отрадной. Севернее, в пределах северного крыла синклинали, а также на площади Александровского поднятия тарханские отложения вскрыты буровыми скважинами.

В пределах Беломечетской синклинали тарханские отложения представлены глубоководными отложениями, темнопепельно-серыми извест-

ковистыми глинами с прослоем бурого мергеля. Как в глинах, так и в мергелях встречаются раковины *Syndesmya parabilis* Zhizh., *Amussium denudatum* Reuss., *Apporhais pes-pelican* Linn. и другие моллюски, типичные для тарханского горизонта, а также многочисленные *Spirialis tarchanensis* Kittl. В районе станицы Беломечетской, помимо фауны моллюсков, обнаружены ежи и ракообразные. Такого же типа тарханские отложения—глины с спириалисами—вскрыты в зоне Кумско-Терской депрессии Георгиевской опорной буровой скважиной у станицы Урухской в интервале глубин 1688,6—1704,0 м. Несколько иного характера тарханские отложения вскрыты шурфом южнее сел. Марьины Колодцы. Здесь на глинах ритцевской свиты майкопа залегают серые глины с прослоем охристого плотного мергеля, изобилующего *Ostrea cochlea* L. и *Amussium denudatum* Reuss.

Мощность тарханских отложений в Беломечетской синклинали колеблется в пределах 7—24 м, а по данным опорной буровой скважины у станицы Урухской не более 16 м. Перерыва между верхним горизонтом майкопа и тарханскими отложениями не наблюдается, они всюду залегают согласно на майкопе. Граница между ними устанавливается легко по смене фауны моллюсков и фораминифер и по характеру глин. Темные почти черные некарбонатные глины майкопа, как это наблюдается в естественных разрезах и в буровых скважинах Беломечетской синклинали, резко сменяются более светлыми известковистыми глинами тарханского горизонта. В депрессии же, тяготеющей к Кумско-Терскому прогибу, по данным Георгиевской опорной скважины, глины тарханского горизонта имеют почти черный цвет и слабо отличаются от вышележащих чокракских глин.

Чокракский горизонт. Выходы чокракских отложений наблюдаются в целом ряде естественных обнажений по склонам возвышенностей и в долинах многочисленных рек и балок. В северной и северо-восточной частях Центрального Предкавказья, где чокракские отложения залегают под мощным покровом более молодых третичных и четвертичных пород, они вскрыты буровыми скважинами.

Литологически чокракские отложения представлены пестрой серией сильно изменчивых песчано-известковистых образований с колеблющейся мощностью до 700 м. Местами же, как это наблюдается на севере, они полностью размыты караганской трансгрессией. Резкое увеличение мощности наблюдается в сторону юго-восточного прогиба. Здесь у станицы Урухской опорной буровой скважиной пройдены чокракские отложения мощностью до 700 м. К северу и северо-западу мощность их уменьшается и в северной зоне поднятий (Благодарненском, Петровском, Грачевском, Сенгилеевском, Надзорненском, Северо-Ставропольском, Ипатовском и др.), а также еще севернее на Кугультинской и Тахтинской площадях мощность не превышает 20—5 м. Еще севернее, в своде Ипатовского поднятия чокракские отложения размыты полностью, как и за пределами описываемого района к северу от Западного Маныча, в области Ергенинского поднятия и в районе Сальских степей.

На территории Центрального Предкавказья, за исключением южной части, где сохранились от размыва тарханские отложения, чокрак лежит трансгрессивно на различных частях ритцевской свиты майкопа, а местами даже на ольгинской свите, как это имеет место в районах Тахтинской и Кугультинской площадей (бассейн рр. Кугульты и Тахты).

Литологическое разнообразие чокракских отложений и изменение мощностей их тесно связано с размывами во второй половине чокракского века и в начале караганского времени. Размыв с наступлением второй половины чокрака, повидимому, был значительнее, чем в период последующей караганской трансгрессии, на что указывает отсутствие осадков нижнего чокрака и тархана в северной части Ставрополя. В тесной зависимости от колебательных движений, влиявших на изме-

нение площади и гидрологического режима бассейнов, происходило и накопление непостоянных по своему литологическому составу пород.

Чокракские отложения в Центральном Предкавказье относительно полно представлены в юго-восточной части Минераловодского района, где они сохранились полностью. Здесь они подразделяются на две части — нижнюю и верхнюю. Нижняя сложена темными глинами с конкрециями мергеля и сидерита и с фауной спириалисов. Мощность ее не менее 120 м. Верхняя часть мощностью до 200 м представлена мелководными более светлыми известковистыми глинами с прослоями песков (до 3—12 м). Восточнее и юго-восточнее чокракские отложения известны в районе г. Георгиевска, где их мощность, по данным опорной буровой скважины, достигает 700 м. К востоку от ст. Минеральные воды чокракские отложения вскрыты на мощность 280 м Ново-Крестьянской буровой скважиной. Здесь они, как и чокрак в Георгиевской опорной скважине, залегают на темных, почти черных глинах тарханского горизонта. В южной части Центрального Предкавказья в бассейнах рр. Урупа, Б. и М. Зелёнчуков, р. Кубани и верховьев р. Калауса чокракские отложения сложены двумя литологически различными толщами: нижней — песчаной и верхней — глинистой. В северной и северо-западной частях Центрального Предкавказья отложения нижней части чокрака нацело размыты верхнечокракской трансгрессией и здесь повсеместно развиты глинистые образования второй половины чокракского века. На всей этой площади чокракские отложения второй половины века в свою очередь размывались в эпоху карагана.

По литологическим признакам чокрак подразделяется на несколько типов осадков, в зависимости от условий их накопления. Наибольшая площадь в зоне северных поднятий сложена осадками относительно глубоководного бассейна конца чокракского времени — зелеными бесструктурными глинами, мощностью не более 20 м.

Иногда в глинах наблюдаются небольшие прослои мергелей, песков и ракушечников. Для глин характерны редкие раковинки *Spaniodontella intermedia* Andrus., а в мергелях и песках части *Ervilia praepodolica* Andrus., *Tellina sokolovi* Golub., *Arca turonica* Duj., *Leda fragilis* Chemn., *Gibbula tschokrakensis* Andrus., *Bittium digitatum* Zhizh., *Nassa restitutiana* Font. и др.

Нижняя граница глин отмечается довольно резко, отличаясь по структуре и цвету от нижележащих темных глин майкопа. Контакт чокрака с майкопом носит следы отчетливого размыва. Как и в естественных обнажениях, так и в буровых скважинах этот размыв выражен наличием глиняных галек в основании чокрака. В обнажении у сел. Марьино в обрывах левого берега р. Кубани чокракские отложения подстилаются мелкими плоскими галечками. Базальный галечник отмечен и южнее в левобережной части р. Кубани буровыми скважинами на Александровском и Западно-Невинномысском поднятиях. В южной части Центрального Предкавказья, ближе к береговой линии, от Желтмесских высот на западе и до Круглолесских на востоке по южному крылу Беломечетской синклинали протягивается полоса мелководных прибрежных отложений: известняков, песчаников, ракушечников, песков с прослоями глин, песчаников и конгломератов, — относящихся к нижнему песчаному комплексу чокрака.

Классические разрезы, иллюстрирующие прибрежный тип отложений, наблюдаются по р. Чамлыку в южной части станицы Упорной, где они выражены грубозернистыми песками с кремнистой и кварцевой галькой.

По р. Кубани в районе хут. Усть-Невинномысского выходят косо-слоистые, грубозернистые песчаники чокрака с банками крупных пектен и устриц. Южнее грубозернистые песчаники и конгломераты обнажаются в обрывах правого берега р. Кубани у хут. Яман-Джалга. Эти

же грубообломочные плохоокатанные песчано-галечниковые породы появляются на южном крыле Беломечетской синклинали в виде карниза по южному склону Сычевых гор. Здесь в основании чокрака залегает горизонт конгломератов. От Сычевых гор грубокластические породы — конгломераты, пески, ракушняки и, реже, глины и мергели протягиваются до Воровсколесских высот, откуда поднимаются к северу и как бы окаймляют Беломечетскую синклинали. У станицы Воровсколесской разрез чокракских отложений начинается зелеными и серыми глинами с тонкими прослоями темных мергелей мощностью 20 м. Выше залегают косослоистые пески, содержащие в верхней части линзы песчаников, иногда с мелкой галькой и линзами раковинного детрита. Мощность песчаной толщи 18,5 м. Пески сменяются серыми тонкослоистыми песчаными глинами с тонкими пропластками песка. Мощность глин 4,5 м. Выше глин снова появляются пески с линзами песчаников и известковистых глин.

В направлении Круглолесских высот конгломераты постепенно выклиниваются, пески обогащаются глинами; наблюдаемое частое переслаивание глин и песков с прослоями песчаников и мергелей и увеличение песчаности ведут к увеличению мощности. Чокракские отложения Круглолесских высот занимают среднее положение между маломощными отложениями глинистой фации, удаленной от морского берега северной зоны поднятий, и мощными глинистыми отложениями юго-восточной впадины, протягивающейся в направлении к Кумско-Терской депрессии. В пределах Нагутской флексуры разрез чокрака отличается сильной фациальной изменчивостью и представлен переслаиванием глин с песками, песчанками и мергелями. Преобладающими являются глины, характерные для Воровсколесских и Круглолесских высот конгломераты, а мощные до нескольких метров песчаники отсутствуют. Мощность чокрака в районе сел. Нагут до 200 м, у сел. Марьины Колодцы она достигает 320—350 м. Максимальная мощность, определяемая в 700 м, наблюдается в зоне юго-восточного погружения (опорная буровая скважина Георгиевская). Минимальные мощности приурочены к площадям размыва нижнечокракских отложений во второй половине чокракского времени, а также к площадям, где верхняя часть чокракских отложений срезана предкараганской трансгрессией. Различная степень размыва является следствием неравномерности поднятий того времени в различных участках Центрального Предкавказья.

Верхняя граница чокракских отложений носит также следы размыва, о чем свидетельствует присутствие базального конгломерата в основании карагана и конкреций мшанкового известняка как в естественных обнажениях, так и в многочисленных буровых скважинах северной части Ставрополя.

К а р а г а н с к и й г о р и з о н т. Подобно чокракским, выходы караганских отложений обрамляют склоны возвышенностей и вскрываются в обрывах речных и балочных долин. Они так же, как и чокракские, отличаются непостоянством литологического состава и подвержены частой изменчивости по простиранию.

В основном караганские отложения представлены глинисто-мергелисто-известково-песчанистой толщей с постепенно увеличивающейся мощностью с севера и северо-запада на юг и юго-восток, от 40 м в районе Ипатовского поднятия до 311 м в опорной буровой скважине станицы Урухской. Как правило, наблюдается уменьшение мощностей в сводовых частях отдельных поднятий и увеличение в синклиналиях. В северной зоне поднятий мощности выдерживаются в среднем в пределах 60—100 м. Здесь караганские отложения сложены толщей однообразных, обычно коричневатых и зеленоватых, микрослоистых глин с пропластками тонкозернистого слюдистого песка и с характерными для карагана раковинами *Spaniodontella*. В глинах наблюдаются прослой мер-

гелей и мшанковых известняков. Последние имеют обычно форму караваеобразных конкреций и располагаются рядами в нижней части разреза. В средней части разреза в обнажениях района Сенгилеевского озера встречаются прослои до 20—30 см кварцевого песка, мощность которых быстро увеличивается в восточном направлении, достигая у г. Ставрополя 10—12 м. Фактический материал подтверждает уменьшение мощностей в сводовых частях этих поднятий до 55 м и их увеличение в местах погружения до 100 м и выше. Нарастание мощностей тесно связано с увеличением песчаности по мере приближения к южной береговой линии. От г. Ставрополя в южном и особенно в юго-восточном направлении увеличение мощностей происходит более интенсивно и в основном оно вызвано изменением фациального состава пород караганского горизонта с появлением песчаных прослоев во всех частях разреза и особенно внизу.

На восточном склоне горы Стрижамент, южнее станицы Ново-Екатерининской, в нижней части разреза наблюдаются три прослоя мшанковых известняков, из них нижний залегает в основании на границе с чокраком. В глинах нижней части довольно часты тонкие прослои песка, а средняя часть разреза почти полностью представлена рыхлыми песчаниками и песками, достигающими мощности 9 м. В верхней части разреза снова появляются глины, незаметно сменяющиеся уже глинами конкского горизонта.

Увеличение песчаности по сравнению с более северными районами Ставрополя отмечается в долине р. Невинки и в районе Невинномысских высот. К югу от хут. Усть-Невинномысского по правому берегу р. Кубани в основании карагана залегают мшанковые известняки, выше песчаники, пески и глины с двумя прослоями мшанкового известняка. Прослои песков достигают 30 см, резко увеличиваясь к востоку от р. Кубани. Уже в 1 км от р. Кубани наблюдаются кварцевые стекольные пески мощностью до 12 м. Еще восточнее песчаные отложения чокрака непосредственно контактируют с песками карагана, и общая мощность этой серии пород составляет 20—25 м. Глинистые отложения верхней и нижней части карагана здесь не выдерживаются, в них появляются песчаные прослои, мергели и пачки сильно песчаной глины. Мощность караганских отложений здесь не менее 70 м.

В Воровсколеском районе караганский горизонт представлен толщей песков, песчаников с прослоями караваев мшанковых известняков мощностью до 0,5 м. Пески с мшанковыми известняками кверху сменяются пачкой песчаных глин с тонкими прослоями мелкозернистого песка. Мощность песчанистой серии 100 м. Общая мощность карагана в этом районе достигает 150—160 м. Северо-восточнее, в направлении к Круглолесским высотам фациальный состав пород выдерживается. У сел. Круглолесского в песках и песчаниках встречается окатанная галька. Мощность карагана в бассейне р. Татарки достигает 170 м, а несколько севернее, в районе Круглолесских высот, она уменьшается до 110 м. К северо-востоку от горы Брык имеет место фациальное изменение, выражающееся в обогащении разреза глинистыми породами.

Юго-восточнее, в Курсавском и Нагутском районах, караганские отложения представлены глинами с тонкими прослоями и линзочками тонкозернистого кварцевого песка, перемежающегося с линзами песков, иногда значительной мощности. Наблюдается увеличение песчаности снизу вверх. Мощность 140—160 м. Юго-восточнее в депрессии, тяготеющей к Кумско-Терскому прогибу, в Георгиевской опорной буровой скважине мощность караганских отложений достигает 311 м. От р. Чамлыка до р. Кубани караганские отложения сложены в основном песчаными глинами с прослоями мшанковых известняков. У Желтмесских высот караган обнажен плохо, но восточнее, по р. Уруп в обрывах у станицы Отрадной наблюдаются выходы караганских глин с прослоями плитча-

тых мергелей и с огромными караваеобразными конкрециями мшанковых известняков в основании на границе с чокраком. Подобный характер караганских отложений наблюдается по рр. Б. и М. Зеленчукам, а также сохраняется и по р. Кубани. В разрезах по р. Чалмыку в нижних горизонтах карагана были встречены песчаные прослои, местами переполненные раковинами *Hydrobia* sp. и более редкими раковинами *Mohrensternia* sp., *Melanopsis* sp. и *Helix* sp., свидетельствующими о значительном опреснении некоторых участков прибрежной зоны караганского моря. Мощность караганских отложений по р. Чалмыку 100 м, к востоку увеличивается и на р. Уруп достигает 150 м.

В междуречье Урупа и Кубани на северном крыле Беломечетской синклинали караганские отложения вскрыты колонковыми буровыми скважинами. Здесь караган также представлен глинами с прослоями плитчатых мергелей и, изредка, с прослоями песков и песчаников. Наблюдается увеличение мощности в юго-восточном направлении. В районе Александровского поднятия мощность карагана колеблется в пределах 100—120 м, увеличиваясь к юго-востоку и в районе Западно-Невинномысского поднятия, где достигает в переклиальных участках структуры 150—163 м.

Конкский горизонт. В Центральном Предкавказье почти всюду он выражен в глубоководной фации и вследствие литологического сходства с караганом и нижним сарматом трудно выделяется.

В Ставрополье между глинами караганского горизонта и палеонтологически охарактеризованными слоями нижнего сармата отмечается маломощная пачка, состоящая из темносерых с зеленоватым оттенком слоистых известковистых глин с частыми прослоями мелкозернистого песка. Эту пачку мощностью до 8—10 м обычно принято относить к конкскому горизонту. Фауна, встречающаяся в этой пачке, состоит из представителей рода *Syndesmya*, *Spaniodontella*, *Pholas* и *Spiralits*. Но часто фауна не обнаруживается, и в таких случаях конкский горизонт отмечается по наличию в нем характерных прослоев тонкослоистых, листоватых мергелей, отличающих его как от вышележащих глин нижнего сармата, так и от нижележащих глин карагана. Типичный разрез конкских отложений подобного типа, обоснованный макро- и микрофауной, отмечен в районе станицы Темнолесской (Волкова, 1939) и позднее прослежен в других районах Центрального Предкавказья.

Как уже упоминалось выше, некоторыми исследователями конкский горизонт объединяется с нижним сарматом (Н. И. Лупарев, Н. М. Прохоренко, Б. П. Жижченко и некоторые другие) в соответствии с положением, высказанным В. П. Колесниковым, что конкский век является началом развития сарматской фауны. Н. И. Лупарев и Н. М. Прохоренко отмечают следы перерыва между караганским и конкским горизонтами и постепенный переход конкского горизонта к нижнему сармату. Они указывают на присутствие между глинистыми отложениями конкского горизонта и караганом у сел. Садового и в устье р. Айгурки тонкозернистого кварцевого песка обычно белого цвета. Они относят их к конкскому горизонту. Еще севернее за Манычами в Южных Ергенях Ф. П. Пантелеевым в Шар-булуке под глинами конкского горизонта выделяется толща немых кварцевых грубозернистых песков с гравием и галькой мощностью до 35 м. На песках залегают глины с прослойками мергеля и песка с *Spiralits*, *Miliolidae*, редкими остракодами и обломками фолад.

Здесь мощность конкских отложений 85 м (Шар-булук). Пески в основании конкского горизонта, по Ф. П. Пантелееву, наблюдаются в Южных Ергенях почти повсеместно.

Мощность конкского горизонта почти на всей площади Центрального Предкавказья выдерживается в пределах 4—8 м, за исключением площади, тяготеющей к Южным Ергеням, где в основании конкского гори-

зонта появляются пески. Здесь мощность конкских отложений достигает 15—35 м. В. А. Кузнецов (1932) в районе сел. Ипатово выделяет фолადовый горизонт мощностью до 4 м, отвечающий конкскому горизонту. Такой же характер конкских отложений, как у станицы Темнолесской, и южнее в полосе, окаймляющей Янкульский выступ. Восточнее, в сел. Сотниковском конкские отложения мощностью до 69,5 м (Ильинский, 1946) вскрыты буровой скважиной. Здесь они выражены более глубоководной фацией — глинами с прослоями мергелей с *Spirialis*.

Ближе к южной береговой линии в пределах Беломечетской синклинали в районе бассейна р. Невинки (гг. Дубровая, Каменная) отложения с конкской фауной известны еще по исследованиям К. А. Прокопова (1910) и В. П. Колесникова (1940). Последний к конкскому горизонту относил здесь мощную толщу (до 110 м) песчано-известково-глинистых пород с фауной смешанного характера. Среди этой фауны встречаются представители нижнего сармата и среднего миоцена. Нами в этом районе непосредственно к конкскому горизонту относятся отложения, наблюдаемые в районе хуторов Широкого и Георгиевского на левом склоне р. Невинки, где выше глин караганского горизонта наблюдаются тонкослоистые глины с прослоями тонкоплитчатых листоватых мергелей с *Syndesmya alba* Wood. var. *scythica* Sok., *S. reflexa* Eichw., *Sponiodontella sokolovi* Sinz., *Spirialis andrussovi* Kittl. и с многочисленными рыбными и растительными остатками. Мощность этих отложений колеблется в пределах 5—14 м. Выше залегают горизонтально слоистые песчаные глины с редкими *Maetra* и *Syndesmya*. Восточнее, по линии оси Беломечетской синклинали на значительном ее погружении конкские отложения вскрыты буровой скважиной южнее хут. Раздольного. Здесь литологический состав конкских отложений меняется. Наблюдается переход глинистых отложений в песчанистые с увеличением мощности до 27 м. По данным буровой скважины района хут. Раздольного, конкские отложения представлены среднезернистыми песками с подчиненными прослоями глин. Помимо указанных выше форм, встречающихся в глинистых образованиях конкского горизонта, здесь наблюдается более разнообразная фауна: *Corbula gibba* Olivi var. *curta* Zhiz., *Donax dentiger* Eichw. var. *tanaica* Gat., *Modiola buglovensis* Gat., *Cardium* sp., *Maetra* sp., *Gibbula* sp., *Buccinum neutrum* Koles. var. *pergravis* Koles., *Bulla lajonkaireana* Bast. и др. Восточнее на северном и южном склонах горы Дубровой, там, где происходит перегиб Беломечетской синклинали, конкские отложения выражены мелководной фацией песков и песчаников с большим количеством фауны хорошей сохранности. Здесь встречаются *Turritella atamanica* Bog., *Sponiodontella sokolovi* Sinz., *Maetra konkensis* Lask., многочисленные *Ervilia trigonula* Sok., *Pholas (Barnea) pseudoustjurtensis* Bog., *Tapes vitalianus* d'Orb. и др. Среди этой фауны были обнаружены единичные раковины, встречающиеся только в чокракском горизонте, как *Leda fragilis* Spenp. var. *raricostata* Merck., обломки *Chlamys* sp., *Arca* sp. и др.

Фауна из отложений горы Дубровой описана Е. В. Ливеровской (1935). Комплекс фауны сопоставляется ею с фауной из отложений рр. Конки и Бугловки (Украина), а также с фауной окрестностей г. Новочеркасска.

ВЕРХНИЙ МИОЦЕН

В пределах Центрального Предкавказья широко развиты сарматские отложения, мезотические же имеют весьма ограниченное распространение и представлены морскими, фаунистически не охарактеризованными, лагунно-континентальными образованиями.

Нижний сармат в основном представлен темными глинами с прослоями плитчатых и хрупких мергелей. Этот горизонт отличается выдержанностью и однообразием литологического состава на обширной территории и только в южной части Центрального Предкавказья по долинам рр. Урупа, Б. Зеленчука и в бассейне р. Невинки среди глин появляются пески и песчаники. В районе р. Невинки нижнесарматские пески с прослоями песчаных глин лежат над конкскими слоями и содержат богатую фауну, среди которой, помимо типичных нижнесарматских форм, встречаются конкские формы. Появление песчаности наблюдается также в северо-восточной и восточной частях Центрального Предкавказья. Н. И. Лупарев и Н. М. Прохоренко отмечают увеличение песчаности к югу от р. Грачевки и появление в верхней части нижнего сармата прослоев кослоистых песков, а на севере в районе Ипатовского поднятия в сводовой его части наряду с увеличением песчаности уменьшается мощность нижнего сармата. По наблюдению вышеупомянутых авторов, песчаность приурочена к сводовым частям структур, а в местах погружения нижнесарматские отложения снова приобретают глинистый характер. Еще севернее, за пределами описываемого района, согласно Ф. П. Пантелееву (1947), нижний сармат представлен в мелководной песчанистой фации.

Однообразный литологический состав отложений нижнего сармата, выдерживающийся в центральной части Ставрополя, свидетельствует об относительно глубоководных условиях бассейна, способствовавших отложению однородного глинистого материала. Мелководные же фации, окаймляющие узкой полосой южный (Кавказский) и северный берега суши, имеют неширокое распространение.

Фаунистически нижний сармат Центрального Предкавказья почти повсеместно подразделяется на две части: нижнюю — глины с *Syndesmya reflexa* Eichw. и верхнюю — глины с *Maetra eichwaldi* Lask. и *M. andrussovi* Koles. Особенно четко это подразделение выражено в западной части описываемой территории, где имеются довольно полные разрезы нижнего сармата как в естественных выходах, так и в многочисленных буровых скважинах.

Мощность нижнего сармата колеблется в пределах 20—150 м; как правило, в тектонических депрессиях она наибольшая, а в сводовых частях структур мощности значительно уменьшаются. Так, например, в районе Кугультинского поднятия мощность в сводовой части 18 м, а в периклинальных частях увеличивается до 40 м. Резкое увеличение мощностей наблюдается к востоку и югу от Благодарненского поднятия в областях наибольшей песчаности. Наибольшая песчаность нижнего сармата отмечается в Круглолесском районе (КП-0,31) и наименьшая на северо-западе в районе Сенгилеевского поднятия (КП-0,04) и севернее в Каменнобродском районе (КП-0,03).

Средний сармат. Среднесарматские отложения отличаются большим разнообразием и представлены двумя типами отложений: нижним глинисто-мергелистым, называемым криптоактровым горизонтом, и верхним — песчано-известняковым, известным под названием горизонта с типичной среднесарматской фауной. Оба эти типа среднесарматских отложений не являются строго обособленными стратиграфическими горизонтами, а имеют чисто местное значение. Верхний горизонт с типичной среднесарматской фауной представлен более мелководными отложениями и имеет более высокое стратиграфическое положение, залегая на относительно глубоководных отложениях криптоактровога горизонта. Появление этих разновозрастных горизонтов объясняется перемещением фаций, имевшим место в середине среднесарматского века, когда глубоководные фации были оттеснены далеко на север мелководными.

Криптомактровый горизонт литологически и фаунистически подразделяется на три части: нижнюю, представленную пачкой плотных и рыхлых мергелей с прослоями глин, выделяемую в Ставрополье под названием мамайского горизонта; среднюю, сложенную обычно известковистыми глинами с прослоями мергелей с *Cryptomactra*; верхнюю, состоящую из песчаных глин с *Tapes naviculatus* R. Нёгп.

Пачка мергелей мамайского горизонта очень отчетливо выделяется вследствие свойственной ей желтовато-беловатой окраски в местах выхода на поверхность. Она служит надежным маркирующим горизонтом при геологической съемке, а также является опорным горизонтом при построении структурных карт. Мамайский горизонт включает две разновозрастные пачки мергелей. Нижние мергели, мощностью от 0,70 до 3 м содержат нижнесарматскую фауну, главным образом *Maetra andrussovi* Коless. Верхняя, большая по мощности часть до 18 м, лежит на нижней нижнесарматской пачке с явным размывом, который выражен присутствием плоских мергелистых галек в основании верхней пачки. В некоторых случаях хорошо обозначена волнистая линия размыва на границе этих разновозрастных мергелей. При картировании пачку мамайских мергелей следует относить к среднему сармату, что является более правильным, так как на долю нижнего сармата приходится небольшая часть. Мощность мамайских мергелей колеблется в пределах 3—8 м, а иногда в периклинальных частях поднятий, как это имеет место в пределах Северо-Ставропольской антиклинали, достигает 20 м.

Появление пачки мергелей между глинами нижнего сармата и криптомактрового горизонта свидетельствует о кратковременном обмелении на границе нижнесарматского и среднесарматского времени.

Средняя часть криптомактрового горизонта представлена светло-серыми и темносерыми известковистыми глинами с прослоями ноздреватых мергелей, включающих многочисленные раковины *Cryptomactra pes-anseris* Andrus., *Cr. pes-anseris* Andrus. var. *braevicaudata* Volk., *Maetra urupica* Dan., *Ervilia dissita* Eichw., *Cardium barboti* R. Нёгп., *Gibbula urupensis* Usp., *G. prolixa* Volk. и др.

Верхняя, менее глубоководная часть криптомактрового горизонта, представлена зеленовато-серыми песчанстыми глинами с прослоями песка с *Tapes naviculatus* R. Нёгп. Между более глубоководными глинами с *Cryptomactra* средней части и менее глубоководными с *Tapes naviculatus* R. Нёгп. верхней части криптомактрового горизонта Н. И. Лупаревым и Н. М. Прохоренко (1947) выделяется выдерживающийся на обширных площадях Центрального Предкавказья маркирующий пласт мергеля с обильной среднесарматской фауной, названный ими «мутнянским пластом». Мощность мутнянского пласта до 3 м.

В юго-восточном направлении от г. Ставрополя по р. Калаусу южнее сел. Сергиевского характер криптомактровых отложений постепенно меняется. В верхней части появляются прослои песков и песчаников с *Cryptomactra*, а еще далее на юго-восток породы песчанистой фации приобретают более значительное развитие. Выходы их известны по р. Мокрой Сабле, рр. Томузловке и Калиновке. Вниз по р. Мокрой Сабле песчаники с *Cryptomactra* постепенно обогащаются глинистым материалом, и у сел. Саблинского уже появляются типичные криптомактровые глины и мергели. Постепенное замещение глинистых фаций песчанстыми наблюдается также к востоку от горы Стрижамент, и в районе Круглолесских высот уже заметно преобладание песчаных пород над глинистыми. На фаціальную изменчивость верхней части криптомактрового горизонта в обнажениях сел. Н. Барханчак указывают Н. И. Лупарев и Н. М. Прохоренко. Мощность криптомактрового горизонта в Центральном Предкавказье колеблется в широких пределах — от 40 м на северо-западе в районе Северо-Ставропольского поднятия до 270 м по

р. Томузловке южнее с. Новосельцы, где в криптомактровом горизонте преобладающими являются песчаные породы.

Горизонт с типичной среднесарматской фауной слагает водораздельные пространства рек Ставропольского плато и представлен более мелководными образованиями — песками, содержащими прослой и линзы песчаников, известняков, изредка мергелей и глин. Основными породами этого горизонта являются пески, в которых большое развитие получают мшанковые и раковинные известняки. Пески с мшанковыми известняками известны на северном склоне Джелтмесских высот. Севернее, между г. Армавиром и сел. Каменнобродским глыбы мшанковых известняков протягиваются широкой полосой, достигая 22 м высоты и нескольких десятков метров длины. Мшанковые известняки встречаются и к востоку от этой полосы, по р. Тамузловке у сел. Китаевского. Восточнее полосы песков с мшанковыми известняками отложения песчаной толщи среднего сармата представлены тонко- и мелкозернистыми песками с прослоями известняков и песчаников, причем мощность, количество прослоев и литологический состав известняков меняются. Среди них встречаются раковинные, детритусовые, оолитовые и кальцитизированные известняки. Количество прослоев достигает четырех, но постоянным и более мощным является верхний, определяющий платообразный характер водораздельных возвышенностей.

Непосредственно на Ставропольском плато различаются два постоянных горизонта известняков. Нижний горизонт известняка детритусовый — карабинский пласт и верхний плотный песчаный известняк — холодногогорский пласт*. Фауна в песках не встречается, а в известняках она очень плохой сохранности: наблюдаются ядра и отпечатки *Mastra jabreana* d'Orb., *M. naviculata* Bailly, *Cardium fittoni* d'Orb. и др. В нижней части песчаной толщи появляются глинистые прослой, частота и мощность которых книзу увеличивается. Далее на восток прослой известняков замещаются песчаниками, и на Бешпагирском плато, а также на р. Калаусе и восточнее по рр. Томузловке и Калиновке в песках преобладают прослой известковистых песчаников. К северу и к востоку (балки Шелкальная, Грязная, долина р. Мокрой Буйволи) мелководные отложения верхней части среднего сармата довольно быстро переходят в более глубоководную фацию, представленную песчаными глинами с небольшими прослоями глинистых песков, со среднесарматскими мактрами.

Севернее долины р. М. Кугульты, по данным буровых скважин, средний сармат с типичной среднесарматской фауной размыт понтическим морем. Мощность среднего сармата с типичной среднесарматской фауной в районе непосредственно Ставропольского плато 60—75 м. К северо-западу мощность увеличивается до 120 м (Каменнобродский район), а к югу и востоку уменьшается. Так в районе горы Недреманной, Надзорненском и Невинномысском поднятиях мощность колеблется в пределах 55—35 м, в районе Круглолесских высот и восточнее мощность не превышает 50 м. Наименьшие мощности (3—40 м) наблюдаются на северо-востоке по рр. Айгурке и Калаусу и в районе Благодарненского поднятия, где средний сармат был смыт в верхнесарматское время.

Верхний сармат. В Центральном Предкавказье верхний сармат сохранился лишь отдельными участками, преимущественно на возвышенностях. Сплошное распространение верхнего сармата наблюдается лишь к востоку от р. Калауса, где почти вся площадь сложена известняками и песчаниками верхнего сармата.

Литологически и фаунистически верхний сармат подразделяется на две части — нижнюю и верхнюю. Нижняя часть выражена мелководными отложениями и залегает на размытой поверхности среднего сармата. Она сложена глинами, тонко- и мелкозернистыми песками, песча-

* Названия пластов даны К. А. Прокоповым в 1939 г.

никами и конгломератами с фауной *Maetra naviculata* Bailey, пресноводными моллюсками *Viviparus*, *Valvata*, *Planorbis*, *Melanopsis* и некоторыми пережившими опреснение среднесарматскими формами, как, например, *Cardium fittoni* d'Orb. и *Solen subfragilis* La'sk., а также многочисленными флористическими остатками в виде отпечатков стеблей, листьев и остатков древесины. Верхняя часть представлена глинами с прослоями мергелей, рыхлыми песками, песчаниками и известняками — ракушечниками с фауной *Maetra bulgartca* Toula, *M. crassicolts* Sinz., *M. naltivkini* Koles и *M. caspia* Eichw.

Наиболее полные разрезы нижней части верхнего сармата с *Maetra naviculata* Bailey и пресноводными гастроподами встречаются в окрестностях г. Армавира. К северо-востоку от г. Армавира до станиц Каменнобродской и Ново-Троицкой протягивается полоса галечников и конгломератов, окаймляющая с запада Ставропольскую возвышенность. Вторая полоса галечников прослеживается на востоке между горой Острой, сел. Бешпатир и Кугульта. Восточнее этой полосы галечников у сел. Спицевки наблюдаются мелкозернистые пески с *Maetra naviculata* Bailey, *Viviparus* и др. Далее на восток в низах верхнего сармата появляются прослой глин и мергелей.

Отложения верхней части верхнего сармата имеют наиболее широкое развитие восточнее р. Калауса. Они протягиваются сплошным известняковым и песчаным карнизом по правому склону долины р. Калауса, слагают поверхность междуречий и участвуют в строении отдельных высот. Наибольшая мощность верхнего сармата, до 170 м, вскрыта буровыми скважинами у станицы Расшеватской (К-3, К-5). В среднем мощность верхнего сармата по естественным выходам не превышает 64 м. К северу и востоку от сел. Петровского мощность верхнего сармата значительно уменьшается и достигает у сел. Н. Барханчак всего лишь 24—25 м, а еще севернее не превышает 20 м. Уменьшение мощности сопровождается фаціальным изменением, выражающимся в замещении песчаного материала глинистым.

Мэотический ярус. Морской мэотис известен в буровых скважинах. На севере в бассейне р. Рассыпной (приток р. Егорлыка) мэотические отложения, вскрытые буровыми скважинами, представлены песчаными глинами и песками с фауной *Cardium maëoticum* Andrus., *Syndesmya tellinoides* Sinz., *Ervilia minuta* Sinz., *Venerupts abichi* Andrus., *Congeria* sp. и др. По аналогии с отложениями р. Рассыпной, мэотические отложения выделены в буровых скважинах севернее сел. Тахта. В восточной части Ставрополья морской мэотис обнаружен в буровых скважинах окрестностей селений Арзгира и Петропавловского (Старозурмутинская дача). В буровой скважине Старозурмутинской дачи (Гатуев, 1915) мэотис выражен зеленовато-серыми мергелями с *Congeria* ex gr. *novorossica* Sinz. и подстилающими их известняками с *Syndesmya* cf. *tellinoides* Sinz., *Certhium* cf. *comperet* d'Orb. и многочисленными корненожками. В окрестностях же Арзгира мэотис имеет несколько иной характер. Здесь между верхним сарматом и понтом залегают бесструктурные бурые и красноватые глины с известковистыми журавчиками, выше которых лежит пласт раковинного известняка с *Congeria* aff. *novorossica* Sinz. По мнению В. П. Колесникова (1940), глины с журавчиками «можно с большой уверенностью отнести к континентальным мэотическим образованиям».

Н. И. Лупарев и Н. М. Прохоренко склонны относить к мэотису фаунистически не охарактеризованные лагунно-континентальные образования, выраженные зелеными бесструктурными глинами. Выходы этих глин наблюдаются в районе р. М. Буйволы, где они залегают между фаунистически охарактеризованными известняками верхнего сармата и песчаниками понта. Условно к мэотису Н. И. Лупарев и Н. М. Прохоренко относят также зеленые континентальные глины в бассейне р. Айгурки.

Эти глины лежат на размывтой поверхности криптомактрового горизонта среднего сармата. Местами в основании зеленых глин залегают грубозернистые пески мощностью до 1,5 м с гравием и галькой, свидетельствующие о перерыве. На зеленых глинах трансгрессивно залегают песчаники понта, в основании которых указанными исследователями отмечен прослой конгломерата с обломками костей млекопитающих.

Подобные зеленые бесструктурные глины, лежащие выше верхнесарматских глин с *Maetra crassicolis* Sinz., наблюдались Н. С. Волковой на правом склоне р. Кубани между г. Армавиrom и ст. Прочноокской. Эти глины Н. С. Волковой в 1939 г. были отнесены условно к мэотису—понту, без подразделения.

Мощность мэотических отложений, по данным буровых скважин Рассыпнянской площади, не превышает 160 м, а на Тахтинской площади, по предварительным данным, колеблется в пределах 5—54 м.

ПЛИОЦЕН

Понтический ярус. Понтические отложения имеют широкое распространение лишь в крайней северной части Центрального Предкавказья, где они окаймляют северо-западные, северные и северо-восточные склоны Ставропольской возвышенности. Выходы понтических отложений многочисленны, кроме того, они вскрыты целым рядом буровых скважин. Понтические отложения отличаются невыдержанностью литологического состава и залегают трансгрессивно на породах различного возраста, начиная с верхнего сармата и до майкопа включительно. Выходы понтических отложений протягиваются на западе от сел. Донского на восток к р. Айгурке. У сел. Донского понт представлен песками и песчаниками с редкими прослоями глин с фауной *Paradacna abichi* R. Hoern.

В песчаниках встречаются *Dreissensia tenuissima* Sinz., *Congerta novorossica* Sinz., *Syndesmya tellinoides* Sinz., *Monodacna* ex gr. *pseudocatillus* V a r b., *Prosodacna littoralis* Eichw. и др.

К востоку от сел. Донского по р. Терновке (хут. Красная горка), р. М. Кугульте (хут. Жадана), р. Калаусу (сел. Лиман) и р. Айгурке появляются раковинные известняки, переходящие местами в песчаники. Вблизи устья р. Айгурки в основании понта вскрыты брекчиевидные конгломераты. Юго-восточнее устья р. Айгурки наблюдается постепенное фациальное изменение отложений понта от мелководно-прибрежных образований к более глубоководным, но галечник в основании сохраняется почти повсюду (Н. И. Лупарев и Н. М. Прохоренко, 1951—1952). К северо-западу в районе Кугультинском и Тахтинском понтические отложения вскрыты целым рядом буровых скважин и имеют несколько иной характер: мелководные сменяются более глубоководными, представленными синевато-серыми известковыми глинами с понтической фауной, переходящими книзу в каолиноподобные светлосерые слоистые глины. Мощность понта вблизи береговой линии 4—20 м увеличивается по мере удаления от берега. Севернее р. Кугульты в Тахтинском районе мощность глинистых отложений понта достигает 200 м и более.

Ачкагельский ярус. Ачкагельские отложения в пределах Ставропольской возвышенности имеют незначительное распространение. Они известны в буровых скважинах станицы Урухской, сел. Сотниковского и южнее по рр. Карамыку и Томузловке. По рр. Карамыку и Томузловке ачкагельские отложения преимущественно представлены мелководно-прибрежной фацией: песками, песчаниками и конгломератами. В песчаниках часты ядра и отпечатки *Cardium dombra* Andrus и *Maetra karabugastica* Andrus. К северу от р. Карамыка ачкагельские отложения вскрыты глубокими копанями колодцами, где под толщей суглинков наблюдаются темносерые глины с отпечатками редкорбристых кардиид и многочисленными *Ostracoda* (Гатуев, 1933). Буровой

скважиной в сел. Сотниковском пройдены фаунистически охарактеризованные акчагыльские породы мощностью около 70 м, представленные преимущественно глинами. Самые южные выходы пород акчагыльского яруса наблюдаются в Минераловодском районе, где они сложены песчаниками и глинами с *Mastra karabugasica* Andrus и *Cardium dombra* Andrus. Мощность акчагыльского яруса от 15 м на западе увеличивается к востоку до 70—80 м.

Апшеронский ярус. Морские отложения апшерона были отмечены буровыми скважинами лишь в восточной части Центрального Предкавказья. В селениях Херсонском и Преображенском выше слоев с акчагыльскими мактрами и кардидами вскрыты отложения с дрейссенсидами и гидробиями апшеронского облика. Апшеронские отложения с фауной, родственной *Dreissensia carinato-curvata* Sinz., и руководящей, для апшеронского яруса вскрыты буровой скважиной по р. М. Буйволе у хут. Мутанского. В Бургушинском лимане в отвалах буровой скважины Н. И. Лупаревым обнаружены *Monodacna* cf. *baciana* Andrus.

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ ПЛИОЦЕН

До исследований Н. И. Лупарева и Н. М. Прохоренко не был определен возраст красноцветных континентальных отложений армавирской свиты. В. П. Колесников (1940) предполагал послепонтический, среднеплиоценовый возраст ее, когда в условиях жаркого климата балаханского века могли образоваться красные глины. Накопление красноцветных пород он связывал с элювиальными процессами, которые шли за счет разрушения понтических известняков.

Н. С. Волкова в армавирской свите различает две подсвиты — нижнюю, представленную непосредственно красными глинами, и верхнюю, сложенную перемежающимися породами красноватых и краснобурых глин с прослоями известковистых стяжений, глинистыми песками, песчаниками и конгломератами. Эти подсвиты, по ее мнению, разновозрастны и принадлежат двум различным эпохам. Н. С. Волкова считает, что к аналогам киммерийских отложений можно относить только горизонт красных глин — нижнюю подсвиту. Верхняя же подсвита, по ее мнению, могла отлагаться только в условиях умеренного климата, каковым являлся более поздний, куяльницкий век.

Позднее Н. И. Лупарев, основываясь на многолетних систематических полевых наблюдениях, предложил новую схему для расчленения армавирской свиты и четвертичных отложений. В армавирской свите, как понимал ее В. П. Колесников, Н. И. Лупарев различает три разновозрастных горизонта. Нижний горизонт — «армавирские глины» (по Н. С. Волковой, нижняя подсвита армавирской свиты) он относит к верхнему апшерону. К такому выводу Н. И. Лупарев пришел не только на основании региональных наблюдений. На площади Бурукшинского лимана в отвалах буровой скважины в темносерых слоистых глинах, подстилающих красные глины, он обнаружил раковину *Monodacna* cf. *baciana* Andrus. (определение Н. С. Волковой). В связи с этой находкой Н. И. Лупарев считает возможным предполагать проникновение морского апшерона из Манычского пролива к югу в пределы Ставрополя по Бурукшинскому лиману. Накопление красных глин Н. И. Лупарев связывает с эоловыми процессами в верхнеапшеронский век. Выше лежащий средний горизонт назван Н. И. Лупаревым «горизонтом кугультинских песков» (песчаники и пески верхней подсвиты армавирской свиты Н. С. Волковой), а верхний горизонт, залегающий над кугультинским, — «горизонтом софиевских глин» (красноцветные глины и суглинки — верхняя подсвита армавирской свиты Н. С. Волковой).

Образование кугультинских песков и софиевских глин Н. И. Лупарев связывает с эпохой оледенения в бакинское время.

ЛИТЕРАТУРА

Волкова Н. С. О фауне третичных отложений Егорлык-Калаусского района. Тр. по геол. и полезн. ископ. Северного Кавказа, сб. III, Северный Кавказ. Геол. управл., г. Ростов, 1939.

Волкова Н. С. К стратиграфии верхнетретичных отложений Ставрополя. Тр. по геол. и полезн. ископ. Северного Кавказа, сб. IV, Северный Кавказ. Геол. упр., г. Ростов, 1939.

Гатуев С. А. Артезианские колодцы Старозурмутинской дачи Ставропольской губ. Тр. Ставр. общ. для изуч. Сев.-Кавк. края, т. III, вып. IV, 1915.

Гатуев С. А. Геологическое и гидрогеологическое описание Восточного Предкавказья. Лист Д—3 пятиверстной карты Кавказа. Тр. ВГРО, вып. 296, 1933.

Ильинский С. М. Новые данные по стратиграфии и литологии третичных отложений Центрального и Восточного Предкавказья. Госгеолиздат, 1946.

Колесников В. П. Стратиграфия СССР. Неоген, т. XII. Изд. АН СССР, 1940.

Кузнецов В. А. Геологические исследования в пределах листа Д—2 и восточной части планшета Е—2 пятиверстной карты Кавказа. Тр. НГРИ, вып. 24, 1932.

Ливеровская Е. В. Фауна конкского горизонта горы Дубровой (Северный Кавказ). Тр. НГРИ, вып. 44, 1933.

Ливеровская Е. В. Фауна моллюсков тарханского горизонта. Тр. геол. службы Грознефти, вып. 6, 1935.

Пантелеев Ф. П. Геологическое строение и газоносность Южных Ергеней. Госоптехиздат, 1947.

Прокопов К. А. Очерк геологических образований Удельной степи Ставропольской губ. Записки Горн. ин-та, т. III, 1910.

К ПЕТРОГРАФО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТЫХ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДАГЕСТАНА

Материалом для данной статьи послужило минералого-петрографическое изучение коллекций нижнемеловых песчано-глинистых пород Дагестана, собранных Северо-Кавказской экспедицией ВСЕГЕИ, работавшей с 1946 по 1949 гг. под руководством В. Д. Голубятникова.

Петрографо-минералогическому исследованию подверглись песчано-глинистые породы нижнего мела из следующих разрезов: по рр. Андийское-Койсу (у сел. Ботлих и сел. Чирката), Сулак (сел. Зубутль), Бюргене-озень (сел. Казанище), Губден-озень, Кака-озень, у сел. Чалда и Акуша, по рр. Уллу-чай, Рубас-чай, Ханаг-чай, Цмур-чай, Курах-чай.

Геологическая характеристика района и стратиграфические подразделения в настоящей работе даны по В. Д. Голубятникову, Т. А. Мордвилко и И. Ф. Пустовалову.

При минералогическом исследовании породы подвергались гранулометрическому анализу по методу Вильямса. Карбонатные разности пород предварительно обрабатывались 5% HCl на холоду. После гранулометрического анализа фракции 0,25—0,01 мм разделялись по удельному весу в бромформе (уд. вес 2,89). Минералы тяжелой и легкой фракции изучались иммерсионным методом.

Общая характеристика пород дана на основании изучения под микроскопом шлифов.

ПЕТРОГРАФО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Нижнемеловые отложения на изученной территории Дагестана представлены валанжинским, готеривским, барремским, аптским и альбским ярусами.

Валанжин

Отложения валанжина трансгрессивно залегают на размытой поверхности различных горизонтов юры.

На севере горного Дагестана (рр. Андийское-Койсу, Сулак) и в некоторых юго-западных районах (сел. Гапшима) карбонатные породы валанжина залегают на слабо доломитизированных известняках верхней юры (титон). В восточной части Центрального Дагестана в районе сел. Казанище (р. Бюргене-озень), сел. Вунашемахи (д. Кака-озень) и сел. Маджалис (р. Уллу-чай) отложения валанжина и вышележащего готерива отсутствуют, и на терригенных породах средней юры с угловым несогласием залегают известняки нижнего баррема. В Южном Дагестане известняки валанжина местами с прослоями песчаников и глин (р. Цмур-чай), а в районе р. Рубас-чай конгломераты залегают с угловым несогласием на терригенных породах средней юры и лишь в районе

рр. Чирах-чай и Куарчаг-су — на терригенных и местами карбонатных породах верхней юры.

Отложения валанжина в Центральном Дагестане изучены в районе р. Андийское-Койсу (у сел. Ботлих и Чирката), р. Сулак (у сел. Зубутль) и у сел. Гапшима; в Южном Дагестане по рр. Рубас-чай, Куарчаг-су, Чирах-чай, Цмур-чай и Курах-чай.

В Центральном Дагестане отложения валанжина мощностью от 22 (сел. Зубутль) до 45 м (сел. Ботлих) представлены известняками, серыми, плотными, пелитоморфными с многочисленными включениями пирита

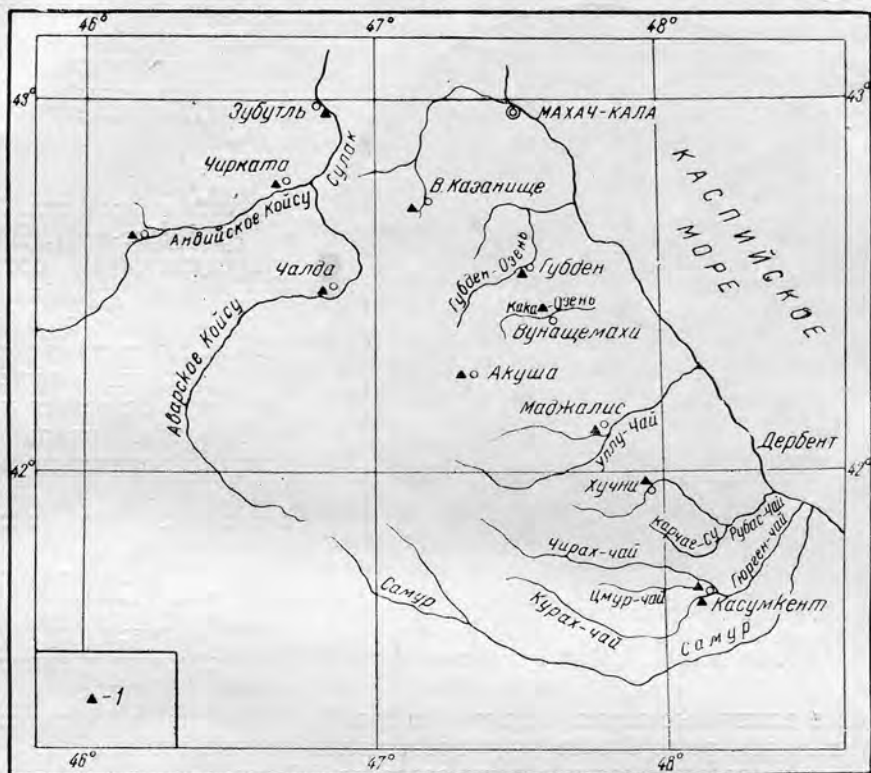


Рис. 1. Обзорная карта в масштабе 1:1 500 000

1 — изученные обнажения

и марказита, содержащими редкую фауну фораминифер и обломки пластинчатожаберных. Реже здесь встречаются (р. Сулак) оолитово-обломочные известняки.

В южном Дагестане развиты преимущественно прибрежно-морские фации оолитовых и органогенно-обломочно-оолитовых известняков серого цвета. Местами (р. Цмур-чай и Курах-чай) в нижней части разреза встречаются пелитоморфные разности, сходные с описанными на севере Центрального Дагестана, но здесь они иногда доломитизированы. В отличие от Центрального Дагестана в изученных разрезах Южного Дагестана постоянно присутствуют редкие и маломощные прослои мергелей, глин, алевролитов и песчаников. На юго-западе изученной территории (р. Рубас-чай) терригенные породы преобладают над карбонатными. Общая мощность валанжина в Южном Дагестане колеблется в пределах от 28 до 52—64 м. Увеличение мощности идет с востока на юго-запад. Песчаники валанжина по крупности зерна подразделяются на три разновидности: разнотернистые, среднетернистые и мелкозернистые алевроитовые.

Разнотернистые песчаники встречены только в районе сел. Хучни (р. Рубас-чай). По гранулометрическому составу песчаники этого типа

характеризуются плохой отсортированностью материала, они содержат крупную и мелкую гальку кварца, яшмы и других пород. Фракция 1—0,5 мм составляет 2%, фракция 0,5—0,25 мм 25,5%, фракция 0,25—0,1 мм 51% и примесь алевритовых частиц 10,5%. Содержание глинистой фракции (< 0,01 мм) около 10%. По составу обломочного материала описываемые песчаники относятся к полевошпатово-кварцевым с небольшой примесью обломков пород (кварцитов, кремнистых и редко эффузивных пород). Цемент типа выполнения пор и пленочный.

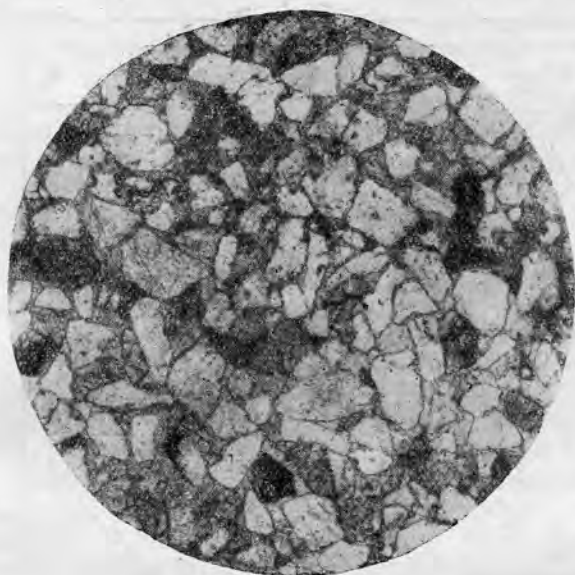


Рис. 2. Песчаник среднезернистый с кальцитовым цементом. Валанжин (р. Рубас-чай у сел. Хучни, шл. 28, сл. 102), $\times 30$; без анализатора

Поровый тип цемента представлен мелкозернистым кальцитом и участками гидроокислами железа; пленочный — глинистым веществом.

Среднезернистые песчаники встречены также только в районе сел. Хучни (р. Рубас-чай). В гранулометрическом составе песчаников преобладают зерна размером от 0,25 до 0,5 мм. По составу обломков песчаники описываемого типа относятся к полевошпатово-кварцевым. Кварц с волнистым погасанием и калиевые полевые шпаты, реже кислые плагиоклазы, составляют в сумме 96% легкой фракции. В качестве небольшой примеси присутствуют обломки кремнистых пород и микрокварцита,

а также единичные зерна циркона и граната. Цемент в песчаниках контактовый, реже базальный, представлен он кальцитом с размером зерен от нескольких сотых миллиметров до 0,8 мм.

Мелкозернистые алевритовые песчаники встречены в Южном Дагестане в обнажениях по рр. Рубас-чай, Цмур-чай и Курах-чай. По гранулометрическому составу песчаники этого типа характеризуются плохой отсортированностью материала, обычно они содержат значительную примесь алевритовых частиц: от 23,0 до 29%. Фракция 0,25—0,1 мм варьирует в пределах от 43 до 64%, фракция 0,25—0,5 мм составляет от 0 до 3%. Содержание глинистой фракции составляет от 10 до 27,6%. В составе обломочного материала господствует кварц с нерезко выраженным волнистым погасанием, составляющий от 46 до 58% легкой фракции, и полевые шпаты в количестве от 35 до 45%, представленные здесь калиевыми полевыми шпатами, иногда пелитизированными, часто с двойниковой решеткой микроклина, а также кислыми плагиоклазами (ряда альбит—олигоклаз). Мусковит составляет 0,5%. Кроме того, обычно присутствуют обломки пород, содержание которых колеблется от 4 до 12%. В составе обломков обнаружены кремнистые породы и кварциты. В тяжелой фракции преобладают рудные минералы (85—92,5%), представленные гидроокислами железа, реже ильменитом, лейкоксеном и пиритом. Из прозрачных минералов постоянно присутствуют: гранат, от 1% до 2,5%, циркон от 3,5 до 7%, турмалин (0,1—0,5%), обыкновенная роговая обманка около 1%, рутил, эпидот, ставролит, дистен встречаются в количестве, не превышающем 0,5%. Цемент базального типа представ-

лен мелкозернистым доломитом с небольшой примесью глинистого вещества и местами пленочный, глинистый.

Алевриты мало распространены в валанжине и встречаются только в виде редких маломощных прослоев в разрезах по р. Цмур-чай и Курах-чай. В составе обломочных частиц преобладает кварц, составляющий 50% легкой фракции. Полевые шпаты составляют 39% и представлены главным образом калиевыми полевыми шпатами, реже кислыми плагиоклазами. В небольшом количестве присутствуют пластинки биотита. Заметную примесь (10,5%) составляют обломки кремнистых пород и микрокварцитов. В тяжелой фракции преобладают рудные минералы (68,5%), представленны магнетитом, ильменитом, лейкоксеном, гидроокислами железа, реже пиритом. Из прозрачных минералов постоянно присутствует группа устойчивых минералов (циркон 19,0%, гранат 6%, турмалин 0,5%, рутил 0,5%) в количестве, не превышающем 0,5%. Отмечены также ставролит, сфен, эпидот, обыкновенная роговая обманка в количестве, не превышающем 0,5%. Цемент базального типа и представлен тонкозернистым доломитом.

Глины серые встречаются в обнажениях по рр. Рубас-чай, Куарчаг-су, Чирах-чай и Цмур-чай. Глины валанжина также хорошо отсортированы: частицы < 0,01 мм составляют 94,5%; фракция 0,1—0,01 мм 5,5%. Минералогический анализ алевритовой части глин показал, что в их составе господствует кварц (47%) и полевые шпаты (45%). Слюда зеленая и бесцветная составляет 5,5% легкой фракции; обломки пород—2,5%. В тяжелой фракции преобладают рудные минералы, до 97%. Представлены они главным образом пиритом в виде шаровидных конкреций, в меньшем количестве присутствуют гидроокислы железа. Из прозрачных минералов присутствуют гранат, циркон и корунд.

Фациальный анализ отложений валанжина позволяет предполагать, что в разных местах изученной территории Дагестана в валанжинское время условия осадконакопления были несколько различные. В Центральном Дагестане существовал относительно неглубокий теплый морской бассейн, временами с повышенной концентрацией солей Са и Mg, придонные слои которого местами, возможно, были заражены сероводородом. Прибрежная зона этого бассейна, вероятно, располагалась в районе Южного Дагестана, на что указывает характер карбонатных осадков, представленных здесь оолитовыми и органогенно-обломочными известняками. Наличие среди известняков прослоев грубообломочных пород, представленных песчаниками разно-, средне- и мелкозернистыми, содержащими иногда окатанную гальку, а также алевритов и глин, говорит о периодическом усилении привноса терригенного материала с прилегающей суши. Присутствие в основании валанжина (р. Рубас-чай) крупно- и мелкогалечных конгломератов, залегающих несогласно и с большим стратиграфическим перерывом на нижележащих отложениях средней юры, свидетельствует о трансгрессии моря в эти районы.

Комплекс минералов тяжелой и легкой фракции песчано-глинистых пород и нерастворимых остатков карбонатных пород говорит о наличии в валанжинское время в составе питающей провинции осадочных, метаморфических пород и изверженных пород гранитного ряда. Временами как на севере, так и на юге Дагестана происходил размыв юрских пород, на что указывает присутствие обломков юрских известняков в отложениях валанжина.

Готерив

Отложения готерива развиты в южной и северо-западной частях Дагестана и отсутствуют в восточной части Центрального Дагестана. Эти отложения нами изучены в обнажениях по р. Андийское-Койсу (у сел. Ботлих и сел. Чирката), р. Сулак (у сел. Зубутль), у сел. Акуша и по рр. Рубас-чай (у сел. Хучни), Куарчаг-су, Чирах-чай, Цмур-чай,

Курах-чай. В Центральном Дагестане отложения готерива представлены чередованием песчаников, алевролитов и глин с редкими маломощными прослоями оолитовых и органогенно-обломочных известняков. Лишь в самом западном разрезе у сел. Ботлих готерив представлен в нижней половине преимущественно мергелями, а в верхней — чередованием мергелей, глин и песчаников. Общая мощность готеривских отложений от 62 м (Акуша) до 271 м (Ботлих), причем закономерное увеличение этой мощности наблюдается в северо-западном направлении.

В Южном Дагестане в разрезе готерива наблюдается преобладание оолитовых и органогенно-обломочных известняков над песчано-глинистыми породами. Мощность его здесь от 26 м (р. Рубас-чай) до 84 м

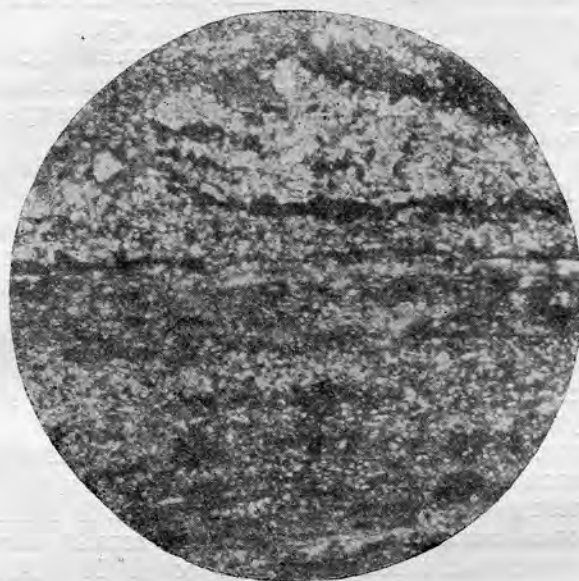


Рис. 3. Глина алевритовая. Готерив. (р. Андийское-Койсу у сел. Ботлих, шл. 7, сл. 159), $\times 30$; без анализатора

(р. Цмур-чай). Песчаники светло- и темносерые, иногда с зеленоватым оттенком, реже серо-бурые, тонко горизонтальнослоистые и толстоплитчатые, редко косослоистые, местами известковистые, иногда с заметным содержанием глауконита. В нижней части разреза встречена фауна: крупные *Terebratula* sp., *Osirea*, *Exogyra* и редкие морские ежи плохой сохранности.

По величине зерна песчаники подразделяются на две разновидности: среднезернистые и мелкозернистые алевритовые. Среднезернистые разновидности встречаются только в нижней части готеривских отложений по р. Андийское-Койсу у сел. Чирката и у сел. Ботлих (в верхней

части разреза). Они характеризуются слабой окатанностью зерен и плохой сортировкой обломочного материала. Преобладают зерна размером 0,25—0,5 мм, но заметную примесь составляют зерна от 0,1 до 0,25 мм и встречаются более крупные — до 1 мм. В составе обломочного материала господствует кварц, часто трещиноватый с извилистыми контурами и волнистым погасанием. В качестве небольшой примеси присутствуют: калиевые полевые шпаты, кислые плагиоклазы, обломки микрокварцита, полуокатанные зерна яркозеленого глауконита и единичные зерна циркона. Цемент соприкосновения и выполнения пор представлен разнозернистым кальцитом, участками гидроокислами железа. Местами цемент отсутствует и зерна плотно соприкасаются.

Мелкозернистые песчаники пользуются широким распространением в Центральном Дагестане (сел. Акуша, р. Сулак у сел. Зубуль и р. Андийское-Койсу у сел. Чирката и Ботлих). Гранулометрический состав песчаников этого типа характеризуется плохой отсортированностью материала, обычно они содержат значительную примесь алевритовых частиц (от 13,5 до 35%). Фракция 0,1—0,25 мм колеблется в пределах 45—73,5%, фракция 0,25—0,5 мм от 0 до 7%, содержание глинистой фракции ($< 0,01$ мм) от 12 до 35%.

В составе обломочного материала преобладают кварц (44—67%) и полевые шпаты (15—31%), в сумме дающие от 68 до 95,5% легкой

фракции. Полевые шпаты представлены калиевыми разностями, нередко с четко выраженной двойниковой решеткой микроклина и кислыми плагиоклазами. Слюда, мусковит и биотит составляют от единичных зерен до 3%. Спорадически присутствует хлорит (до 1,5%), обычен глауконит (до 5%). Кроме того, наблюдаются обломки пород, их содержание колеблется от 1 до 27% (микрокварциты, кремнистые, хлоритово-кремнистые и слюдисто-кремнистые и, редко, эффузивные породы). Содержание тяжелой фракции в песчаниках этой разновидности составляет от сотых долей процента до 0,40%. В ней преобладают рудные минералы (35—97%), главным образом ильменит, в меньшем количестве лейкоксен и гидроокислы железа, редко встречается магнетит. Из прозрачных минералов постоянно присутствуют: гранат, составляющий от 0,5 до 31% тяжелой фракции, циркон 1—22,5%, турмалин от единичных зерен до 23%, рутил 0,5—2%, обыкновенная роговая обманка 0,1—2%. Спорадическое распространение имеет эпидот. Ставролит в единичных зернах встречен только в разрезе у сел. Ботлих. Барит и целестин (до 2%) наблюдались только в разрезе у сел. Чирката. По составу цемента мелкозернистые песчаники подразделяются на три разновидности: с кальцитовым цементом, с глинистым цементом и смешанным кальцитово-глинистым цементом.

Алевриты, серо-зеленоватые и буроватые, глинистые, иногда известковистые и глауконитовые, встречаются редко в виде тонких прослоек среди песчаников и глин. Гранулометрический состав алевритов характеризуется повышенным содержанием глинистых частиц (38%). Фракция 0,01—0,1 мм составляет 59%, фракция 0,1—0,25 мм 3%. В составе обломочных частиц крупнее 0,01 мм преобладает кварц, от 60 до 71% в легкой фракции. Заметную примесь составляют полевые шпаты (от 18 до 24,5%), калиевые разности и кислый плагиоклаз. Постоянно присутствуют пластинки мусковита (до 3,5%), хлорит (до 1,5%), глауконит (до 1%) и обломки пород (6—16%), среди них отмечены микрокварциты и кремнистые породы. Содержание тяжелой фракции незначительно (не более 0,20%). В ее составе играют значительную роль рудные минералы (28—50,5%), представленные ильменитом и магнетитом, реже встречается лейкоксен и гидроокислы железа. Из прозрачных минералов отмечено повышенное содержание циркона (12,5—33%), граната от 3 до 12%, турмалина от 9,6 до 17%, рутила 1—2,5%. В образцах, не обработанных соляной кислотой, содержание апатита доходит до 42%. В верхней части разреза присутствует обыкновенная роговая обманка, биотит. Цемент алевритов базальный, глинистый, и смешанный: пленочный и выполнения пор кальцитово-глинистого состава. В разрезе у сел. Ботлих цемент пленочный, участками представлен бурым глинистым веществом, участками гидроокислами железа.

Глины широко распространены в готеривских отложениях Дагестана и встречены во всех изученных разрезах. Они имеют серый цвет, местами с зеленоватым, реже коричневатым оттенком, иногда темносерые, почти черные, участками слабо известковистые и в некоторых местах (р. Курах-чай и Цмур-чай) содержат фауну брахиопод и пелеципод, а также конкреции пирита. По гранулометрическому составу глины подразделяются на две разновидности: глины тонкие и глины алевритовые. Первая, наиболее распространенная разновидность характеризуется содержанием частиц < 0,01 мм от 96 до 99%, фракция 0,01—0,1 мм составляет от 1 до 4,0%. Песчаные фракции обычно отсутствуют.

Алевритовые глины встречены в северной части Центрального и в Южном Дагестане. Глинистая фракция в них составляет от 66 до 87,5%, количество же алевритовых частиц от 12,5 до 34%. Фракция крупнее 0,1 мм присутствует лишь в одном из исследованных образцов (р. Курах-чай) и составляет около 6%. Местами в глинах этого типа хорошо заметна микрослоистая текстура. Слоистость обусловлена чере-

дованием слоев, обедненных и обогащенных алевритовым материалом. В составе обломочных частиц крупнее 0,01 мм преобладает кварц, составляющий от 38 до 78,5% легкой фракции. Содержание полевых шпатов, главным образом калиевых, реже кислого плагиоклаза, колеблется от 11 до 57%. Постоянно присутствует мусковит (1,5—14,5%) и обломки кремнистых и серицитово-кремнистых пород (0,5—5%), изредка встречается хлорит и глауконит.

В тяжелой фракции обычен гранат (0,2—5%), циркон (2—14%), турмалин (0,1—7,5%), рутил (0,5—2%) и рудные минералы, составляющие от 62,5 до 91% и представленные пиритом, иногда окисленным, в подчиненном количестве магнетитом, ильменитом, лейкоксеном и гидроокислами железа. Биотит составляет до 8%. Изредка встречаются ставролит, эпидот, сфен, обыкновенная роговая обманка, хлоритоид, анатаз и бруксит.

Как видно из сказанного, в составе готеривских отложений господствуют песчано-глинистые и местами карбонатные породы. Такой состав осадков указывает на сохранение на юге изученной территории прибрежно-морского режима, о чем свидетельствует и наличие здесь оолитовых и органогенно-обломочных известняков. Этому предположению не противоречит характер встречающейся здесь фауны, представленной толстостворчатыми пелециподами, ведущими бентонный образ жизни. На севере Дагестана в районе р. Сулак, р. Андийское-Койсу и сел. Чирката осадконакопление происходило также в условиях мелководья, но с усиленным привносом в бассейн терригенного материала. Осадки здесь представлены песчаниками и алевролитами, с подчиненными им глинами и тонкими редкими прослойками органогенно-обломочных и оолитовых известняков. Западнее располагалась более глубокая и спокойная часть бассейна, о чем говорит значительное увеличение мощности осадков в этом направлении и характер осадков, представленных в районе сел. Ботлих мощной толщей мергелей. Комплекс тяжелых и легких минералов, обломочных пород говорит о наличии в составе питающей провинции изверженных пород гранитного ряда, а также метаморфических и осадочных пород.

Баррем

Нижний баррем. В нижнебарремское время осадконакопление на всей территории Дагестана происходило в условиях прибрежно-морского режима, об этом свидетельствуют оолитовые и органогенно-обломочные известняки, представленные во всех изученных разрезах. Привноса обломочного материала в нижнебарремское время не было.

Верхний баррем. К началу верхнебарремского века привнос обломочного материала резко увеличился: осадки представлены преимущественно песчаниками, алевролитами и глинами с подчиненными им редкими маломощными прослоями органогенно-обломочных известняков. При этом, как и в готериве, здесь наблюдается некоторое различие разрезов в северной и в южной частях Дагестана. На севере изученного района имеют распространение более грубообломочные отложения, чем в южной части Дагестана.

В северной части Дагестана отложения верхнего баррема представлены главным образом песчаниками и алевролитами, глины здесь играют подчиненную роль, еще реже встречаются тонкие прослои ракушечниковых известняков. В Южном Дагестане — это толща иловатых, нередко песчаных глин, содержащих морскую фауну устриц и иногда ходы червей. Среди глин присутствуют тонкие прослои органогенно-обломочных, часто песчаных известняков, содержащих устрицы. В верхней части разреза здесь появляются прослои песчаников, нередко глауконитовых, иногда с крупными известковистыми стяжениями. Песчаники

верхнего баррема светлосерые и темносерые, нередко с зеленоватым оттенком, иногда серовато-бурые, редко коричневатобурые, местами содержат шарообразные и неправильной формы конкреции плотных серых песчаников, мергелей и известняков. В песчаниках местами наблюдается косяя слоистость и знаки ряби. Песчаники часто содержат фауну крупных пелеципод, реже брахиопод и морских ежей. По размеру зерен они подразделяются на две разновидности: разнотернистые и мелкозернистые.

Песчаники первой разновидности мало распространены и встречаются только по р. Андийское-Койсу (у сел. Чирката и Ботлих). Они плохо отсортированы. Содержание фракции крупнее 1 мм (сел. Ботлих) доходит до

38%, фракции 1—0,5 мм колеблется от 0,5 до 7,5%, фракции 0,5—0,25 мм от 3 до 21%, фракции 0,25—0,1 мм от 18 до 42%, фракции 0,1—0,01 мм от 9 до 30,5% и глинистых фракций (<0,01 мм) от 6,5 до 43,5%. В составе обломочных слабоокатанных зерен преобладает кварц (68—85%), обычно с волнистым погасанием, часто трещиноватый. В подчиненном количестве присутствуют калиевые полевые шпаты, нередко с хорошо выраженной двойниковой решеткой микроклина, реже кислые плагиоклазы. Полевые шпаты в сумме составляют от 10,5 до 22%.

В небольшом количестве присутствуют слюда, глаукоцит и обломки кремнистых пород и микрокварцитов. Содержание тяжелой фракции составляет от 0,18 до 0,90%. В ее составе преобладают рудные минералы (76—100%), представленные главным образом гидроксидами железа и в меньшем количестве ильменитом, лейкоксеном, магнетитом. Из прозрачных минералов постоянно присутствуют: гранат, циркон, турмалин, рутил, обыкновенная роговая обманка, эпидот, барит.

Мелкозернистая разновидность песчаников характеризуется постоянным присутствием в значительных количествах алевритовых частиц (13—29%), содержание фракции 0,1—0,25 мм колеблется в пределах 49—75,5%, фракции 0,25—0,5 мм не превышает 2%. Глинистая (<0,01 мм) фракция составляет от 0,5 до 28%. В составе легких минералов преобладают кварц (41—65,5%) и полевые шпаты (15—53%), представленные калиевыми разностями и кислыми плагиоклазами. В отличие от готеривских песчаников здесь наблюдается нередко повышенное содержание глаукогита (до 15,5%). Иногда (сел. Ботлих) встречается хлорит. Кроме того, постоянно присутствуют обломки кремнистых и глинистых, иногда хлоритовых пород и микрокварцитов.

Содержание тяжелой фракции колеблется в пределах от 0,1 до 0,9%. В ее составе нередко преобладают рудные минералы (30,5—85%), представленные ильменитом, лейкоксеном, магнетитом и, местами, гидроксидами железа. Из прозрачных минералов постоянно присутствуют: циркон (3,5—20,5%), гранат (0,5—21,5%), турмалин (0,1—10%), ру-

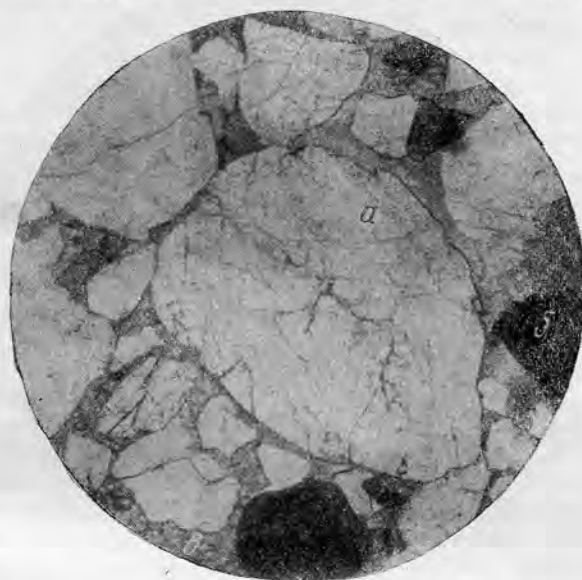


Рис. 4. Песчаник неравномерно-грубозернистый, с кальцитовым цементом. Верхний баррем (р. Андийское-Койсу у сел. Ботлих, шл. 14, сл. 122), $\times 30$; без анализатора

a — кварц трещиноватый, *b* — железистые оолиты, *c* — цемент

тил (0,1—8%), обыкновенная роговая обманка (до 1%), биотит (до 2%). Спорадически встречаются: сфен, ставролит, шпинель, брукит, редко дистен, монацит, эпидот. Цемент в песчаниках этого типа пленочный и смешанный: пленочный и выполнения пор. Пленки образованы бурым глинистым веществом, редко окислами железа. Поры выполнены тонкозернистым кальцитом. Местами цемент отсутствует и зерна плотно соприкасаются.

Алевриты верхнего баррема, как и песчаники, плохо отсортированы, они характеризуются постоянной примесью песчаной фракции (0,1—0,25 мм), составляющей от 1 до 31,5%, фракции 0,1—0,01 мм в пределах 50—71,5%, фракции < 0,01 мм от 12,5 до 42%. Минералогический состав алевритов сходен с описанным в мелкозернистых песчаниках.

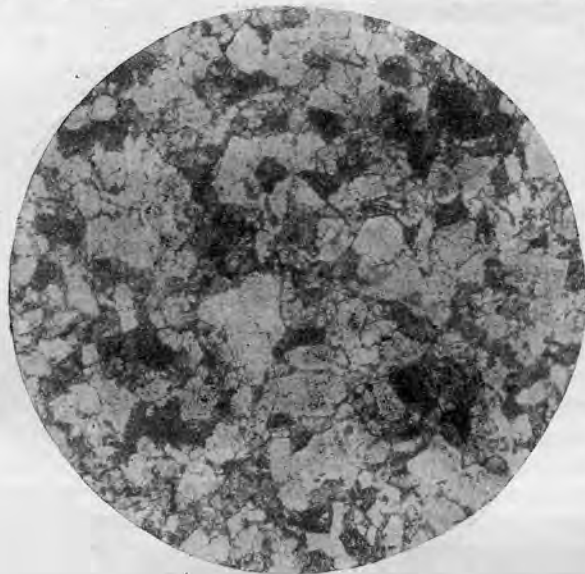


Рис. 5. Песчаник мелкозернистый с глинисто-кальцитовым цементом. Верхний баррем (р. Андийское-Койсу у с. Чирката, шл. 50, сл. 120), $\times 30$; без анализатора

Глины верхнего баррема темносерые, иногда почти черные и серо-бурые, реже с зеленоватым оттенком, плотные, иногда известковистые. В Южном Дагестане они местами обогащены пиритом и часто содержат фауну пеллеципод.

По гранулометрическому составу глины подразделяются на две разновидности: 1) глины тонкие с содержанием частиц < 0,01 мм от 92 до 98%, фракция 0,01—0,1 мм от

2 до 6,5%, фракция 0,1—0,25 мм не более 1,5% и часто совсем отсутствует; 2) глины алевритовые характеризуются содержанием фракции < 0,01 мм от 55,5 до 82,5% и повышенным количеством алевритовых частиц (0,01—0,1 мм) от 12 до 42%, фракция 0,1—0,25 мм присутствует постоянно в количестве не более 6%, лишь в одном случае оно доходит до 18%. Минералогический состав алевритовой фракции аналогичен с описанным выше в мелкозернистых песчаниках.

Приведенные данные по составу осадков показывают, что верхнебарремские отложения Дагестана представляют собой мелководные осадки литоральной зоны. На мелководный характер бассейна указывают также ходы червей, состав фауны (устрицы и другие толстостворчатые пеллециподы), и, кроме того, присутствие в породах яркозеленого глауконита. Комплекс минералов тяжелой и легкой фракции говорит о размыве тех же пород, что и в готеривское время.

Апт

Отложения апта изучены в обнажениях по р. Андийское-Койсу у сел. Ботлих и Чирката, р. Сулак (у сел. Зубутль), р. Аварское-Койсу (сел. Чалда), у сел. Акуша, р. Бюргене-озень (сел. Казанище), рр. Губден-озень, Кака-озень, Уллу-чай, Ханаг-чай и Цмур-чай.

Нижний апт. Отложения нижнего апта на изученной территории Дагестана характеризуются развитием исключительно терригенных осад-

ков, представленных здесь песчаниками и алевролитами с подчиненными им прослоями глин.

Песчаники нижнего апта серые и темносерые, иногда с зеленоватым оттенком, местами бурые, часто содержат многочисленную фауну мелких и крупных пелеципод, гастропод, брахиопод, аммонитов и белемнитов.

Гранулометрический состав песчаников характеризуется пониженным содержанием фракции 0,25—0,1 мм от 54 до 68% и обычно повышенным содержанием алевролитовых частиц (16—21%). Фракция < 0,01 мм колеблется от 14 до 25%. В составе обломочных частиц преобладает кварц (45—63%) и полевые шпаты (21—42%), представленные калиевыми разновидностями и кислыми плагиоклазами. Постоянно присутствует темнозеленый глауконит (до 7%) в виде окатанных и полукатанных зерен, а также обломки кремнистых пород, реже пелитоморфных известняков (до 11,5%). Тяжелая фракция составляет десятые доли процента. В ее составе нередко преобладают рудные минералы (24—83,5%), магнетит, ильменит, лейкоксен, реже пирит. Из прозрачных минералов постоянно присутствуют: гранат (5,5—25%), циркон (4,5—23%), турмалин (до 5%), рутил (до 4,5%), сфен (4—7%). Спорадически встречаются: эпидот (1—2%), обыкновенная роговая обманка (до 0,5%), ставролит. Редки: дистен, монацит, пироксен, анатаз, апатит, барит. Цемент в песчаниках базальный, сложенный тонкозернистым кальцитом, местами глинистым веществом, участками гидроокислами железа.

Алевролиты нередко песчаные, серые, часто с зеленоватым оттенком, серо-бурые, реже желтовато-серые, местами тонко- и косослоистые, часто известковистые, участками с тонкими линзами бурых глин. В алевролитах встречена фауна: пелеципод, аммонитов, брахиопод и ходы червей. Как и в песчаниках, здесь встречаются крупные шарообразные конкреции плотных песчаников. В гранулометрическом составе алевролитов преобладает фракция 0,1—0,01 мм (50—76%), постоянно примесь песчаных зерен (0,25—0,1 мм), составляющих от сотых долей процента до 12%. Содержание глинистой фракции (< 0,01 мм) колеблется в пределах 22—46%. Минералогический состав алевролитово-песчаных фракций сходен с описанным выше в песчаниках. Кварц составляет 51—80,5% легкой фракции. Содержание полевых шпатов колеблется в пределах 15,5—40%, слюды 0,5—6,5%, глауконита содержится до 12%, обломки пород (0,5—16%) представлены главным образом кремнистыми породами, реже кварцитами. Изредка встречаются чешуйки хлорита (до 1%). Содержание тяжелой фракции колеблется в пределах 0,05—0,6%. В ее составе всегда имеются: гранат (1—45,5%), циркон (1—33%), турмалин (0,1—9%), рутил (1—12%) и рудные минералы (11—95%): магнетит, ильменит, лейкоксен, пирит, иногда в значительном количестве и часто окисленный, и гидроокислы железа. Спорадически распространены: эпидот, сфен, дистен, ставролит, шпинель, обыкновенная роговая обманка, брукит, анатаз, барит, единичные зерна акмита и хлоритонда. Цемент в алевролитах базальный, глинистый, редко кальцитовый.

Глины нижнего апта темносерые, почти черные, иногда сланцеватые, с конкрециями пирита. В глинах встречена фауна мелких пелеципод, нередко пиритизированных, и аммониты. По гранулометрическому составу глины подразделяются на две разновидности: тонкие и алевролитовые.

Тонкие глины характеризуются повышенным содержанием фракции < 0,01 мм (89—91,5%), содержание фракции 0,01—0,1 мм колеблется в пределах от 8 до 11%, песчаная фракция составляет сотые доли процента.

Вторая разновидность пользуется более широким распространением в нижнем апте и характеризуется пониженным содержанием фракции < 0,01 мм (52,5—82,5%), фракция 0,01—0,1 мм составляет 17,5—47%, фракция 0,1—0,25 мм 0,01—7%. Минералогический состав частиц крупнее 0,01 мм сходен с описанным в алевролитах и песчаниках.

Состав пород и фауны нижнеаптского времени указывает на сохранение режима мелководного морского бассейна на всей изученной территории Дагестана. Однако состав фауны в отложениях Южного Дагестана, появление головоногих и более мелких тонкостворчатых моллюсков, чем в верхнем барреме, свидетельствует о некотором удублении этой части морского бассейна по сравнению с барремом.

Комплекс минералов тяжелой и легкой фракции тот же, что и в барремских отложениях, но здесь заметно общее увеличение содержания граната и циркона (рис. 9).

Верхний апт. Отложения верхнего апта представлены алевритами и глинами с подчиненными им маломощными прослоями мелкозернистых песчаников. В Южном Дагестане мощность нижнего апта увеличивается по направлению на юго-восток (Цмур-чай — 19 м, Рубасчай — 101 м). В Центральном Дагестане наблюдается наибольшая мощность верхнего апта в районе сел. Акуша, где она достигает 244 м. На севере Центрального Дагестана мощность верхнеаптских отложений колеблется в пределах от 54 (сел. Ботлих) до 187 м (р. Сулак, сел. Зубуль). Песчаники верхнего апта сходны с описанными в нижнем апте. Они также мелкозернистые, алевритовые, иногда глауконитовые, местами косослоистые. Часто содержат крупные стяжения более плотных песчаников с многочисленной фауной головоногих и мелких пеллицпод.

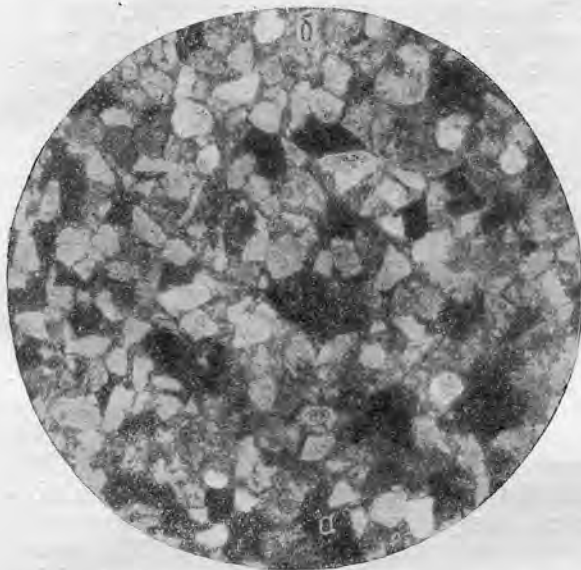


Рис. 6. Песчаник мелкозернистый полиминеральный с глауконитом. Цемент кальцитовый. Нижний апт (р. Кака-озень, шл. 77, сл. 82), $\times 30$; без анализатора

а — глауконит; *б* — кальцит

Алевриты светлосерые и серые, иногда с зеленоватым оттенком, реже серобурые, нередко известковистые, местами косослоисты. Часто содержат крупные конкреции песчаников и известняков с фауной аммонитов, гастропод, пеллицпод. Гранулометрический состав алевритов характеризуется содержанием фракции 0,01—0,1 мм от 50 до 81,0%; фракции 0,1—0,25 мм 0,01—4,50% и лишь в двух случаях до 13—26%. Содержание фракции < 0,01 мм колеблется в пределах 19—47%. В составе обломочных частиц крупнее 0,01 мм преобладает кварц, составляющий 48—83% легкой фракции. Полевые шпаты в количестве 14—49% представлены главным образом калиевыми разностями, реже кислыми плагиоклазами. Постоянно присутствует мусковит и биотит в сумме до 7%. Часто встречается глауконит (до 7%). Обломки кремнистых пород составляют от 0,5 до 19%. Изредка наблюдается хлорит. Содержание тяжелой фракции составляет от 0,01 до 0,75%. Она характеризуется повышенным содержанием граната (12,5—42,5%) и циркона (8—39%). Кроме того, постоянно присутствуют: турмалин (0,3—7%), рутил (1,5—14%), анатаз (0,2—20%). Рудные минералы в количестве 18—70% представлены пиритом, часто в значительном количестве и нередко окисленным, ильменитом и лейкоксеном, местами также в большом количе-

стве. Иногда преобладают гидроокислы железа. Магнетит встречается реже. Спорадически обнаруживаются дистен (до 4%), ставролит (до 2%), сфен (до 1,5%), эпидот (до 1,5%), обыкновенная роговая обманка (0,1%), шпинель (до 0,5%), апатит и единичные зерна брукита, глаукофана и хлоритоида.

Глины верхнего апта темносерые, почти черные, иногда буроватые, часто известковистые, содержат редкие конкреции известняков, мергелей,

Рис. 7. Алеврит песчанистый с кальцитово-глинистым цементом. Верхний апт (р. Сулак у сел. Зубуть, шл. 19, сел. 66), $\times 30$; без анализатора
а—глауконит

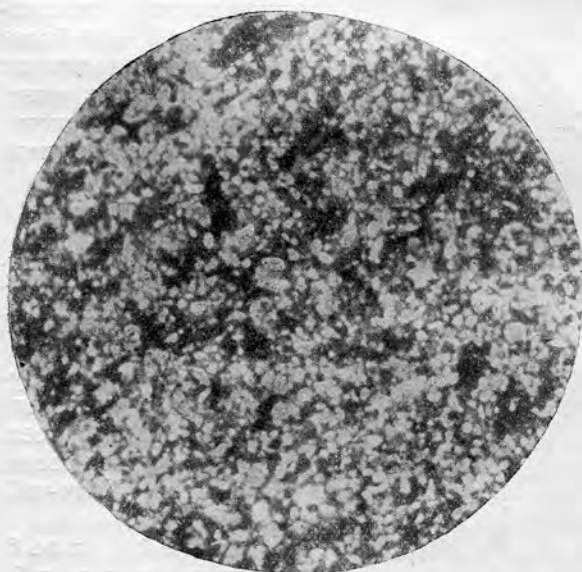
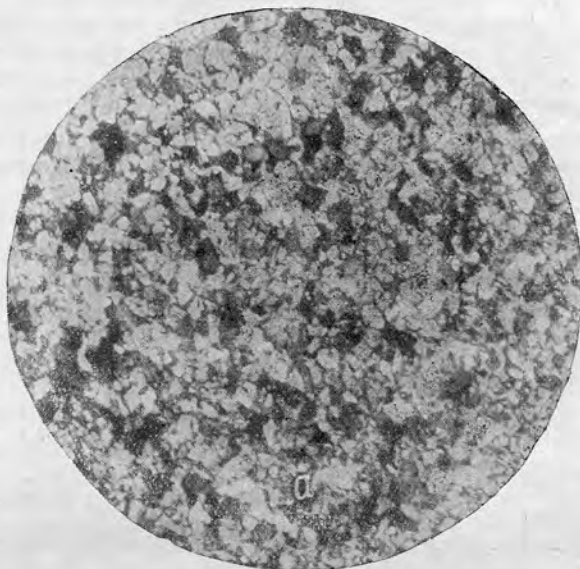


Рис. 8. Алеврит с глинистым цементом. Верхний апт (р. Бюргене-озень у сел. Казанише, шл. 16, сл. 91), $\times 30$; без анализатора

сидерита, пирита и марказита, местами сланцеватые. В глинах встречена фауна мелких пелеципод и аммонитов, обломки белемнитов. По гранулометрическому составу глины подразделяются на две разновидности: тонкие и алевритовые.

Первая разновидность глин встречается реже и характеризуется повышенным содержанием частиц $< 0,01$ мм (92—95%), фракция 0,01—0,1 мм составляет 5—8%, фракция 0,1—0,25 мм часто отсутствует и нигде не превышает 0,30%.

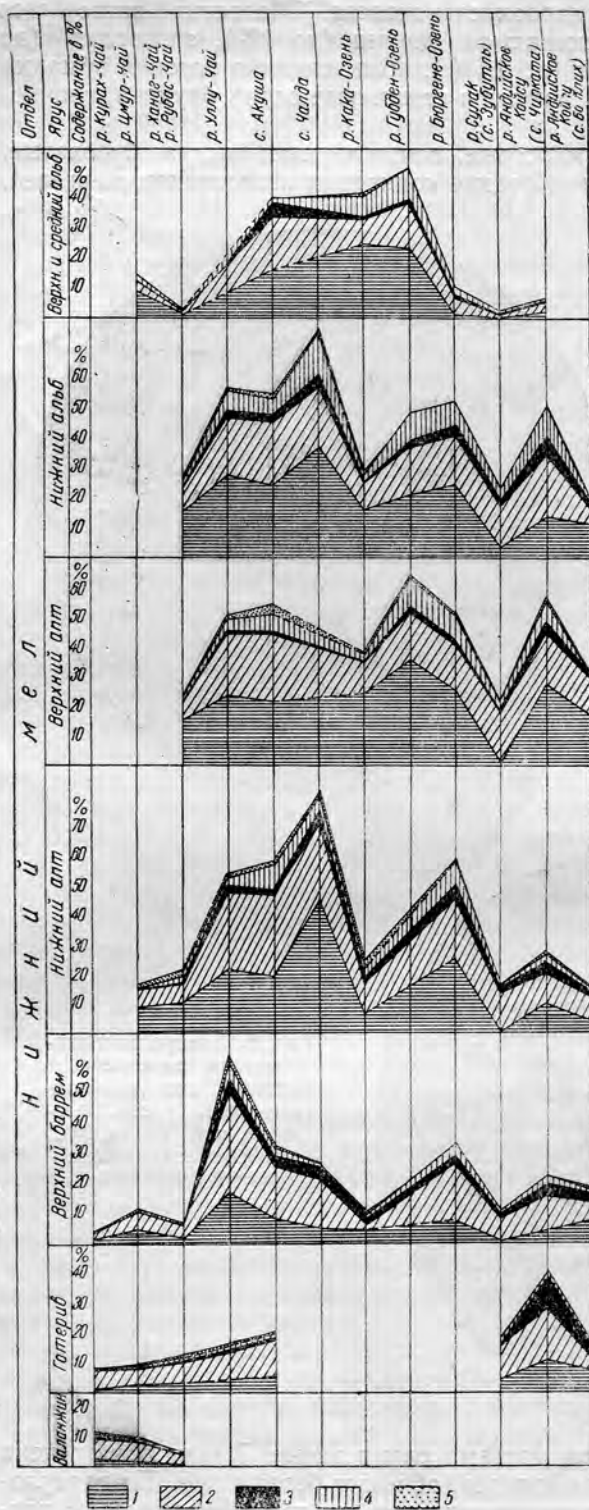


Рис. 9. График изменения среднего содержания главных минералов тяжелой фракции

1—гранат; 2—циркон; 3—турмалин; 4—рутил; 5—дистен; 6—ставролит

Вторая разновидность характеризуется содержанием фракции 0,01 мм в пределах 55—89% и постоянным присутствием фракции 0,01—0,1 мм, составляющей от 11 до 45%, фракция 0,1—0,25 мм обычно присутствует в ничтожно малых количествах (до 0,5%), лишь в одном случае повышаясь до 2%. Минералогический состав частиц крупнее 0,01 мм сходен с описанными выше в алевролитах.

Комплекс терригенных отложений верхнего апта свидетельствует о том, что в верхнеаптское время сохранились те же условия осадконакопления, которые характеризовали и нижнеаптское время. Минералогический состав тяжелых и легких фракций песчано-глинистых пород тот же, что и в нижнеаптских отложениях, но здесь еще более увеличивается содержание группы устойчивых минералов: граната, циркона, турмалина и рутила (рис. 9).

Альб

Отложения альба изучены в обнажениях по рр. Андийское-Койсу (у сел. Ботлих и сел. Чирката), р. Сулак (у сел. Зубуль), р. Бюргене-озень (у сел. Казанище), у сел. Акуша, рр. Губден-озень, р. Кака-озень, Уллу-чай, Ханар-чай.

Нижний альб. Отложения нижнего альба представлены в основании разреза глинами, выше толщей переслаивания глин, алевролитов и песчаников. Общая мощность нижнего альба колеблется в пределах от 27 (Ханар-чай) до 118 м (с. Чалда).

Песчаники играют подчиненную роль в разрезе нижнего альба. Это преимущественно мелкозернистые алевритовые разности серой, серо-бурой, желтовато-бурой, иногда зеленоватой окраски. Обычно они толсто- или тонко-горизонтальнослоистые, местами косослоистые, нередко известковистые, участками глауконитовые. Часто содержат известковистые и мергелистые конкреции. В песчаниках местами встречена фауна пелеципод, мелких гастропод и обломки белемнитов. Особенно многочисленна фауна в разрезах Южного Дагестана. Кроме того, в песчаниках встречены остатки окаменелого дерева (р. Сулак). Минералогический состав песчаников нижнего альба сходен с таковым аптских песчаников.

Алевролиты светлосерые, серобурые и желтовато-бурые, местами косослоистые, иногда глауконитовые, известковистые, часто содержат конкреции пирита и песчаников с фауной аммонитов. В алевролитах встречена фауна пелеципод, аммонитов и обломки белемнитов. Гранулометрический состав алевролитов характеризуется содержанием фракции 0,01—0,1 мм в пределах 50—84%, фракции 0,1—0,25 мм от 0,03 до 13%, редко она отсутствует. Глинистая фракция (<0,01 мм) составляет 13—43%. Минералогический состав фракции крупнее 0,01 мм сходен с описанным в аптских отложениях.

Глины черные и темносерые, иногда с зеленоватым оттенком, как и песчаники, местами содержат шарообразные конкреции известняков, мергелей и сидерита, обычно с фауной аммонитов. В глинах встречена фауна мелких пелеципод и аммонитов. По гранулометрическому составу глины подразделяются на две разновидности: тонкие и алевритовые.

Глины первой разновидности мало распространены и характеризуются повышенным содержанием фракции < 0,01 мм (92—98%); фракция 0,01—0,1 мм постоянно присутствует и составляет не более 8%, частиц 0,1—0,25 мм обычно менее 0,5%.

Глины алевритовые содержат фракцию < 0,01 мм от 55 до 89%. Обычно они характеризуются повышенным содержанием фракции 0,01—0,1 мм (11—45%), фракция 0,1—0,25 мм составляет от 0,02 до 6%, лишь в одном случае повышаясь до 14%. Минералогический состав алевритовых частиц сходен с описанным выше в апте.

В первой половине нижнеальбского времени на территории Дагестана, повидимому, произошло небольшое углубление сравнительно спокойного морского бассейна, в который поступало значительное количество тонкого терригенного материала, что и обусловило накопление алевритовых глин. Во второй половине нижнеальбского века береговая линия значительно приблизилась к изученной территории Дагестана, о чем свидетельствует смена глин алеврито-песчаными отложениями с остатками древесины и раковинами *Lingula* (р. Кака-озень). Комплекс минералов в изученных породах тот же, что и в аптских отложениях, содержание циркона и граната несколько уменьшилось по сравнению с аптом, но все же еще высокое (рис. 9).

• Средний и верхний альб. В средне-верхнеальбское время на территории Дагестана происходит накопление относительно глубоководных осадков. В разрезе среднего—верхнего альба наблюдается переослаивание известняков, иногда битуминозных, мергелей и темносерых, почти черных сланцеватых известковистых глин, содержащих аммониты и мелкие иноцерамы, часто встречаются конкреции пирита и марказита. Характер осадков позволяет говорить о некотором углублении морского бассейна в среднеальбское время. Придонные части бассейна были заражены сероводородом. О сравнительной глубоководности бассейна говорит и многочисленная микрофауна, представленная преимущественно мелкими фораминиферами из семейства глобигерин, встреченная в известняково-мергелистой толще. Не противоречит этому и состав макрофауны, среди которой присутствуют головоногие и тонкостворчатые свободно плавающие пелециподы. Отсутствие среди отложений среднего и

верхнего альба грубообломочных терригенных пород свидетельствует о значительной удаленности береговой линии. Лишь в самом начале среднеальбского века на площади Центрального и Южного Дагестана происходит накопление маломощных, иногда глауконитовых и известковистых песчаников, сменяющихся позднее фацией более глубоководных отложений. Возможно, эти участки были захвачены трансгрессией моря несколько позже, чем вся остальная территория Дагестана, и в начале среднеальбского времени здесь еще сохранялись те же условия осадконакопления, которые существовали в нижнем альбе.

Комплекс минералов тяжелой фракции из нерастворимых остатков мергелей значительно беднее, чем в отложениях нижнего альба. Здесь почти полностью отсутствуют минералы метаморфических пород (ставролит, дистен, роговая обманка, эпидот). Резко падает содержание устойчивых минералов (гранат, циркон, рутил, турмалин). В Южном Дагестане отмечено увеличение содержания калиевых полевых шпатов (р. Цмур-чай до 54%).

Комплекс минералов тяжелой и легкой фракции говорит о наличии в составе питающей провинции осадочных пород и изверженных пород гранитного ряда.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТЫХ ПОРОД НИЖНЕГО МЕЛА ДАГЕСТАНА

Минералогическому исследованию подверглись фракции механического анализа 1—0,5 мм, 0,5—0,25 мм, тяжелая и легкая фракции 0,25—0,01 мм.

Фракция крупнее 0,25 мм. Фракция крупнее 0,25 мм присутствует далеко не во всех изученных разрезах. В составе ее главная роль принадлежит кварцу, иногда глаукониту темнозеленого, реже буровато-зеленого цвета. Кварц встречается в виде полуокатанных, реже окатанных и угловатых зерен, иногда удлинённых, с зубчатыми и волнистыми очертаниями, нередко зерна кварца трещиноваты и имеют резко выраженное волнистое погасание, иногда мозаичную структуру. Большая часть зерен содержит мелкие включения непрозрачных минералов, располагающихся иногда параллельными рядами.

В небольшом количестве присутствуют полуокатанные обломки кремнистых пород и редкие зерна полевых шпатов. Лишь в двух случаях (у сел. Чалда верхний апт и по р. Андийское-Койсу у сел. Чирката верхний барем) полевые шпаты присутствуют в значительном количестве. Иногда они в слабой степени пелитизированы.

Фракция 0,25—0,01 мм. Это наиболее распространенная фракция, присутствующая во всех исследованных образцах.

Легкая фракция. В составе легкой фракции обнаружены следующие минералы: кварц, полевой шпат, слюда бесцветная и окрашенная, хлорит, глауконит и обломки горных пород (главным образом кремнистых). Главными минералами легкой фракции являются кварц и полевые шпаты.

Кварц составляет от 39,00 до 91,5% легкой фракции. Встречается в виде неправильных, преимущественно угловатых зерен, редко слабо окатанных, к последним принадлежат зерна более крупных размеров. Большинство зерен содержит в себе мелкие (< 0,01 мм) включения непрозрачных минералов и пузырьков газа. Некоторые зерна с поверхности покрыты тонкой пленкой глинистого вещества и бурых окислов железа. Зерна кварца имеют большей частью нерезко выраженное волнистое погасание, что указывает на возможное происхождение его из метаморфических пород.

Полевые шпаты составляют от 3 до 45% легкой фракции. Встречаются в виде зерен неправильной формы, угловатых и полуокатанных,

нередко пелитизированных и серицитизированных. Из полевых шпатов наиболее распространены калиевые — ортоклаз и микроклин, обычно с двойниковой решеткой. В подчиненном количестве присутствуют кислые плагиоклазы (олигоклаз-альбит), нередко с полисинтетическими* двойниками, и сравнительно свежие основные плагиоклазы.

Слюда составляет от 0,5% до 14,5% легкой фракции. Встречается в виде пластинок округлых или угловатых. Представлена бесцветным мусковитом и биотитом зеленовато-коричневого цвета, иногда разложеным флогопитом зеленого цвета. Хлорит имеет спорадическое распространение и обычно встречается в виде светлозеленых пластинок, иногда тонкоагрегатного строения.

Обломки пород обычно присутствуют, правда, в небольшом количестве. Представлены они главным образом кремнистыми породами, реже кварцитами, эффузивными породами и глинистыми хлоритово-серицитовыми агрегатами.

Глауконит обычен и составляет от единичных зерен до 20% (Акуша). Встречается в виде зерен большей частью неправильной формы, реже овальных и округлых. Размер зерен глауконита, как правило, больше зерен кластического материала. Цвет глауконита ярко темнозеленый, реже зеленовато-бурый и желтовато-зеленый. Глауконит в большинстве случаев является, по видимому, сингенетическим аутигенным образованием, на что указывает развитие его в цементе (рис. 6), а также в виде образований овальной и лапчатой формы в песчано-глинистых породах, реже в карбонатных. В карбонатных породах глауконит довольно часто развивается по органическим остаткам (иглокожим), выполняет ячеи мшанок. В этих случаях глауконит тоже является аутигенным образованием, диагенетическим или сингенетическим. Иногда глауконит наблюдается в центральной части оолитов в известняках. Генезис таких образований неясен (терригенный материал или сингенетичные образования).

Тяжелая фракция. Тяжелая фракция изученных пород составляет обычно от сотых долей процента до 1% фракции 0,01—0,25 мм. Лишь в редких случаях ее содержание поднимается до 2,5%. Такое увеличение тяжелой фракции объясняется обогащением породы пиритом или баритом. В составе тяжелой фракции обнаружены следующие минералы: циркон, гранат, турмалин, рутил, анатаз, брукит, титанит, ставролит, дистен, эпидот, апатит, обыкновенная роговая обманка, глаукофан, пироксен, хлоритонд, корунд, целестин, барит, сидерит, рудные минералы, титанистые минералы, ближе неопределимые, минералы группы шпинели.

Главными минералами тяжелой фракции являются рудные минералы, циркон, гранат. Обычны: турмалин, рутил, барит. Спорадически встречаются: эпидот, ставролит, дистен, анатаз, брукит, титанит, обыкновенная роговая обманка, глаукофан, пироксены, ксенотим, монацит, хлоритонд, корунд, целестин, сидерит, минералы группы шпинели.

Рудные минералы являются главной частью тяжелой фракции, составляя от 18 до 100% последней. Наиболее распространен (особенно в верхней части разреза — альб) пирит в виде сферических зерен и неправильной формы конкреций из таких же, но более мелких зерен, нередко окисленных. Пирит в нижнемеловых отложениях Дагестана, по видимому, в большинстве случаев сингенетичный и реже диагенетический (кристаллы пирита по остаткам фауны и флоры). Гидроокислы железа встречаются спорадически, но более распространены в нижней и верхней частях разреза нижнего мела. Они имеют форму неправильных комочков, в отраженном свете желтовато-красных и темнокрасных.

Ильменит обычен и распространен больше в средней и нижней частях разреза нижнемеловых отложений; встречается в виде неправильных полуокатанных и окатанных зерен с серым блеском в отраженном

свете. В редких зернах частично переходит в лейкоксен в виде полуокатанных зерен, желтовато-белых и белых в отраженном свете. Очевидно, он является продуктом разложения ильменита и других титанистых минералов.

Магнетит так же, как и ильменит, распространен больше в средней и нижней частях разреза нижнемеловых отложений. Встречается в виде угловатых и полуокатанных зерен серых и синевато-серых в отраженном свете.

Циркон составляет от 0,5 до 33,0% тяжелой фракции. Встречается в виде бесцветных, реже розовых призматических, иногда короткостолбчатых кристаллов с бипирамидальными вершущками, иногда углы слегка или сильно сглажены, редко зонального строения. Наряду с кристаллами встречаются полуокатанные и окатанные обломки таких зерен. Повышение содержания циркона в апте и нижнем альбе прослеживается за небольшим исключением почти во всех изученных разрезах Дагестана.

Гранат составляет от 0,5 до 45,5% тяжелой фракции. Наибольшее содержание его отмечается в апте, особенно в верхнем, и в нижнем альбе. Встречается в виде бесцветных, редко розовых и красных, обычно угловатых зерен, иногда со сглаженными углами. В разрезах по рр. Кака-озень, Губден-озень и Андийское-Койсу (сел. Чиркаты) нередко встречаются зерна с черепитчатой структурой или, реже, в виде хорошо ограниченных кристаллов кубической сингонии. Наиболее распространен из гранатов альмандин, реже темнокрасный пироп.

Турмалин составляет от десятых долей процента до 23% тяжелой фракции. Встречается в виде призматических кристаллов с различно ограниченными концами, со слегка сглаженными углами, а также в виде полуокатанных обломков таких кристаллов. Плеохроизм от желтоватого до желтовато-зеленого, серовато-зеленого и темнозеленого, почти черного.

Рутил составляет от единичных зерен до 18,5% тяжелой фракции. Встречается в виде удлиненных призматических кристаллов с пирамидальными вершущками, со сглаженными углами, реже в виде неправильных угловато-окатанных зерен. Редко встречается в виде коленчатых двойников. Цвет рутила светлорозовато-желтый, розовато-коричневый и красновато-коричневый, иногда наблюдается слабый плеохроизм.

Анагас встречается далеко не во всех изученных образцах и обычно в небольшом количестве до 2—3%, и лишь в отложениях верхнего апта его содержание иногда повышается до 20%. Зерна имеют таблитчатую со штриховкой и пирамидальную форму, часто неправильную угловато-окатанную, розовато-коричневого цвета.

Брукит имеет небольшое распространение и встречается от единичных зерен до 1—2%, главным образом в апте и альбе и лишь в одном случае в верхнем барреме (разрез по р. Сулак, сел. Зубуль). Зерна неправильно-угловатые, иногда слегка удлиненные, светложелтого цвета.

Титанит (сфен) встречается далеко не во всех изученных образцах, составляя от единичных зерен до 7% тяжелой фракции. Зерна угловатые, реже полуокатанные, буровато-желтые и бесцветные.

Ставролит распространен по всему разрезу (от готерива до верхнего альба), но встречается не во всех исследованных образцах. Составляет от единичных зерен до 5,5% тяжелой фракции. Зерна неправильные, угловатые, иногда с зубчатыми очертаниями, реже полуокатанные, плеохроируют в желтых тонах.

Дистен в противоположность ставролиту очень редок и встречается спорадически в виде единичных неправильно-угловатых бесцветных зерен, редко призматической формы, иногда со следами спайности.

Группа эпидота. Минералы этой группы присутствуют не во всех изученных разрезах и встречаются спорадически. Содержание их обычно

не превышает 2%, лишь в отдельных случаях повышаясь до 8,5% (в разрезе по р. Рубас-чай). Зерна полуокатанные и угловатые, большей частью окрашенные в бледножелтовато-зеленый цвет или бесцветные. Это главным образом эпидот, реже цоизит.

Обыкновенная роговая обманка имеет спорадическое распространение, ее содержание не превышает 2% тяжелой фракции. Встречается в виде удлинённых, иногда со сглаженными углами, зерен темнозеленого цвета, со слабым плеохроизмом в зеленых тонах.

Глаукофан встречается как в нижней, так и в верхней части разреза редко и только в виде единичных зерен, слегка удлинённых, с плеохроизмом от серовато-синего до серовато-лилового.

Пироксены встречаются в виде единичных зерен в Южном Дагестане (по р. Рубас-чай и Уллу-чай). Это моноклинные пироксены — диопсид, эгирин и акмит.

Апатит обнаружен в образцах, не подвергшихся обработке соляной кислотой. Присутствует иногда в значительном количестве (до 20% тяжелой фракции). Встречается в виде бесцветных округлых и неправильных полуокатанных зерен, реже призматической формы со сглаженными углами. Иногда они содержат мелкие включения непрозрачных минералов. Корреляционного значения апатит не имеет, так как большая часть образцов предварительно обрабатывалась соляной кислотой, и можно предполагать, что значительная его часть при этом удалена.

Хлоритоид очень редок и встречается в виде единичных голубоватых зерен с низкой интерференционной окраской.

Корунд наблюдался только в разрезах по р. Сулак (сел. Зубуль) и по р. Рубас-чай в виде единичных угловатых синеватых зерен.

Группа шпинели. Минералы этой группы встречены только в трех разрезах (по р. Губден-озень сел. Чалда и сел. Чиркаты) в аптском ярусе, где их содержание не превышает 0,5%. Зерна угловатые, изотропные, красновато-коричневого цвета.

Группа барита. Минералы этой группы представлены баритом и целестином и имеют широкое распространение в Дагестане по всему разрезу нижнего мела, присутствуя иногда в значительных количествах. Их содержание колеблется в широких пределах — от единичных зерен до 82%. Барит встречается в виде бесцветных зерен неправильно-угловатой и угловато-окатанной, реже округлой формы, с мелкими включениями непрозрачных минералов. Оптически двуосный, положительный с $N_p=1,636$; $N_g=1,647$. Целестин встречается реже. Зерна угловатые, неправильной формы, часто удлинённые, бесцветные, с низким двупреломлением, иногда с мелкими включениями непрозрачных минералов с $N_m=1,624$.

Сидерит встречается редко в виде единичных зерен овальной и округлой формы.

Титанистые минералы, разложенные, ближе неопределимые, имеют широкое распространение в Южном Дагестане.

Заключение

В результате петрографо-минералогического исследования песчано-глинистых пород нижнего мела Дагестана можно сделать следующие выводы:

1. Ассоциация терригенных минералов нижнемеловых пород на изученной территории Дагестана во всех ярусах, начиная от валанжина и кончая верхним альбом, сохраняет один и тот же состав, что указывает на преемственность областей питания в течение всего нижнемелового времени.

2. Постоянное присутствие в тяжелой фракции песчано-глинистых пород нижнего мела, группы устойчивых минералов (граната, циркона,

турмалина и рутила) и преобладание кварца в легкой фракции свидетельствуют о том, что в составе пород питающей провинции преобладающую роль играли древние осадочные образования.

3. Наличие в песчаниках зерен трещиноватого кварца с волнистым погасанием, часто обладающих извилистыми и зубчатыми контурами, а также присутствие обломков кремнистых пород и кварцитов и, кроме того, обнаруженные в тяжелых фракциях этих песчаников дистен, ставролит, гранат указывают, что в состав питающей провинции входили и формации метаморфических пород.

4. Периодическое появление обыкновенной роговой обманки и пироксенов, характерных для кавказских изверженных и метаморфических пород, свидетельствует о размыве в некоторые этапы седиментации этих пород.

5. Присутствие в тяжелой фракции песчано-глинистых пород циркона, сфена, апатита, биотита и в легкой, кроме кварца, в значительном количестве полевых шпатов, представленных главным образом калиевыми разновидностями, а также мусковита говорит о том, что среди пород питающей провинции, кроме осадочных и метаморфических пород, могли присутствовать и граниты.

6. В меловое время, повидимому, происходил также размыв верхнеюрских осадков. На это указывает сходство минералогического состава меловых и верхнеюрских отложений, что отмечено рядом исследователей (Л. Н. Розанов, И. А. Шамрай и др.) и автором.

7. Содержание граната постепенно увеличивается от валанжина к верхним ярусам нижнего мела в среднем от 3—4 до 35—45%. Наибольшее содержание его наблюдается в апте и нижнем альбе.

8. Слабая окатанность и плохая сортировка терригенного материала и значительное содержание в изученных породах полевых шпатов указывают на то, что область сноса находилась на небольшом расстоянии от зоны осадконакопления. При этом рассматриваемая территория находилась вблизи береговой линии, о чем свидетельствует характер осадков, представленных мелководными, большей частью прибрежными, фациями (органогенно-обломочными и оолитовыми известняками и грубо- и мелкозернистыми песчано-глинистыми породами, нередко со значительным содержанием глауконита и растительных остатков).

9. Сопоставление приведенных выше результатов минералогических исследований по Дагестану с аналогичными исследованиями, выполненными автором по Минераловодскому району (Нагутская опорная скважина), а также с данными И. А. Шамрая для района Кабарды и р. Лабы, позволяет сделать следующие выводы о минералогическом составе нижнемеловых отложений указанных районов:

а) Основные типы минеральных ассоциаций нижнемеловых отложений этих районов являются весьма сходными. Некоторые имеющиеся различия, которые, естественно, могли возникнуть в удаленных друг от друга участках бассейна, не имеют существенного значения, так как выражаются или в увеличении количества отдельных минералов, или их групп по отношению друг к другу. В основном терригенные минералы нижнемеловых отложений являются сходными.

б) В указанных районах отмечается распространение граната с характерным черепитчатым строением (ступенчатый); это указывает на то, что в рассматриваемое время в области сноса, повидимому, присутствовали породы одинакового петрографического состава.

ЛИТЕРАТУРА

Благонравов С. А. Об изменениях типов минералогических ассоциаций обломочных пород мезозойских и третичных отложений восточной части Северного Кавказа. Тр. Грозн. ордена Трудового Красного Знамени нефтяного ин-та, сборник 7, 1949.

Голубятников В. Д. Геологические исследования Кайтаго-Табасаранского округа Южного Дагестана. Изв. Геол. ком., т. 44, № 3, 1925.

Голубятников В. Д. Проблема газоносности мезозойских отложений Юго-Восточного Кавказа. Мат. ВСЕГЕИ. Сборник «Полезные ископаемые», 3, 1946.

Дробышев Д. В. Хребет Лес в Даргинском округе Дагестана. Тр. Главн. геол.-разв. упр. ВСНХ СССР, вып. 86, 1931.

Ренгартен В. П. Геологические наблюдения в Кайтаго-Табасаранском и Даргинском округах в Дагестане. Мат. по общ. и прикл. геол. Геол. ком., вып. 66, 1927.

Розанов Л. Н. Материалы к петрографии юрских отложений Дагестана, Записки Всеросс. мин. общ., ч. LXVIII, № 4, 1939.

Шамрай И. А. Проблемы генезиса майкопской нефтеносной свиты на Северном Кавказе. Мат. Аз.-Черном. геол. упр., сборник IX, 1939.

ИСТОРИЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КАРПАТОВ
ОТЛОЖЕНИЯ МЭЗОЗОИ И ПАЛЕОЗОИ
ОПОРНОЕ СКАЖАНИЕ

Настоящая история стратиграфии Карпатского бассейна является результатом многолетних исследований, проведенных в этом бассейне геологами СССР и зарубежных стран. В основу этой истории положены работы, выполненные в последние десятилетия в СССР и за рубежом. В основу этой истории положены работы, выполненные в последние десятилетия в СССР и за рубежом.

В основу этой истории положены работы, выполненные в последние десятилетия в СССР и за рубежом. В основу этой истории положены работы, выполненные в последние десятилетия в СССР и за рубежом. В основу этой истории положены работы, выполненные в последние десятилетия в СССР и за рубежом.

СТРАТИГРАФИЯ

История стратиграфии

История стратиграфии Карпатского бассейна является результатом многолетних исследований, проведенных в этом бассейне геологами СССР и зарубежных стран. В основу этой истории положены работы, выполненные в последние десятилетия в СССР и за рубежом.

В основу этой истории положены работы, выполненные в последние десятилетия в СССР и за рубежом. В основу этой истории положены работы, выполненные в последние десятилетия в СССР и за рубежом. В основу этой истории положены работы, выполненные в последние десятилетия в СССР и за рубежом.

В основу этой истории положены работы, выполненные в последние десятилетия в СССР и за рубежом. В основу этой истории положены работы, выполненные в последние десятилетия в СССР и за рубежом. В основу этой истории положены работы, выполненные в последние десятилетия в СССР и за рубежом.

История стратиграфии Карпатского бассейна является результатом многолетних исследований, проведенных в этом бассейне геологами СССР и зарубежных стран.

ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ МЕЗОЗОЯ И ПАЛЕОЗОЯ НАГУТСКОЙ ОПОРНОЙ СКВАЖИНЫ

Нагутская опорная скважина расположена близ ст. Минеральные Воды. Этой скважиной вскрыты отложения эоцена, представленные (сверху вниз) белой, бурой и зеленой свитами. Ниже залегают отложения палеоцена, представленные двумя свитами: «Горячего ключа» и эльбурганской, отложения верхнего мела, нижнего мела, верхней юры и на глубине 1894,9 м отложения палеозоя.

Нагутская опорная скважина первая вскрыла в Центральном Предкавказье мезозойские и палеозойские отложения.

До бурения Нагутской скважины отложения нижнего мела и более древние изучались исключительно по естественным обнажениям: по рр. Кума, Подкумок, Кубань и др. Детальным изучением и постоянным сбором фауны мезозоя в Минераловодском районе на Северном Кавказе в последнее время занималась Т. А. Мордвилко. Ею же была обработана фауна нижнемеловых отложений Нагутской скважины. Петрографическое изучение пород производилось Л. А. Варданянцем и Г. И. Ершовой.

СТРАТИГРАФИЯ

Нижнемеловые отложения

Верхний и средний альб. Верхне-среднеальбские отложения мощностью 17,8 м представлены темносерыми, почти черными плотными аргиллитами с включениями пирита. В аргиллитах встречаются в большом количестве *Aucellina gryphaeoides* Sow. и *Belemnites minimus* List., которые являются руководящими формами для верхнего и среднего альба (см. рисунок).

Нижний альб. Отложения нижнего альба мощностью в 137,9 м выражены толщей серых с зеленоватым оттенком глауконитовых, местами пятнистых алевролитов с подчиненными прослоями глауконитовых песчаников. Пятнистость в породе обусловлена появлением неправильных по форме, более темных или почти черных битуминозных участков и участков, обогащенных темнозеленым глауконитом.

В основании толщи залегает светлосерый, очень мелкозернистый песчаник с кальцитовым цементом и шелковистым блеском (пойкилитовый песчаник). По подошве этого характерного слоя мы проводим границу между нижним альбом и верхним аптом. Несмотря на незначительную мощность (0,15—0,20 м), слой рассматриваемого песчаника строго выдержан во всех изученных разрезах нижнего мела центральных районов Кавказа. Он содержит обычно фауну клансейского горизонта нижнего альба и бывает переполнен мелкими *Thetironia nolani* M o r d v.

Верхний апт. Толщу пород мощностью 270,4 м между выше-описанным пойкилитовым песчаником и фаунистически охарактеризованным нижним аптом мы относим к верхнему апту. Отложения эти не содержат остатков фауны и расчленяются на три толщи. Верхняя толща — темносерые, почти черные, слюдястые алевролиты мощностью 5 м подстилаются толщей мелкозернистых глауконитовых песчаников с характерной пятнистой или мозаичной окраской мощностью 225 м.

Нижняя толща верхнего апта мощностью 40,4 м представлена темносерыми, почти черными, алевролитами с прослоями мелкозернистого, иногда глауконитового песчаника.

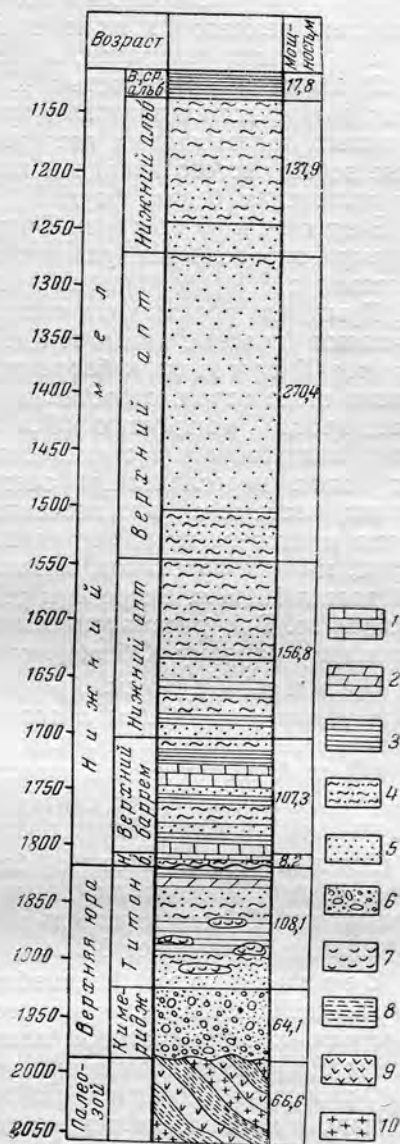
Нижний апт. Возраст отложений, относимых к нижнему апту, хорошо подтверждается богатым комплексом характерных пелеципод и обломков *Deshayesites* sp.

По резкому различию литологического состава пород нижнего апта, вскрытого скважиной, этот подъярус можно подразделить на верхние и нижние дегезитовые слои: верхние с *Deshayesites dechy* P a r r. и нижние с преобладанием *D. weissii* Neum. et Uhl. Самые нижние слои нижнего апта с *Propaem hilssi* Sow. по литологическим признакам не могут быть выделены.

Общая мощность нижнего апта 156,8 м. Верхние дегезитовые слои мощностью 92,1 м представлены толщей почти черных глинистых, иногда песчаных, алевролитов с многочисленными мелкими остатками слюды и включениями пирита. Примерно в середине толщи они переслаиваются со светлосерыми и серыми мелкозернистыми песчаниками.

Верхние дегезитовые слои содержат обильную фауну пелеципод: *Nuculana* cf. *scapha* Orb., *N. pseudomariae* Nik., *N. cf. planata* Leym., *Corbula juliae* Mordv., *Astarte* sp. ex gr. *A. senecta* Woods., *A. subcostata* Orb., *Cyclorisma renevieri* Mordv., *Grammatodon* cf. *schapsugensis* Mordv., *Anthonya cornueli* Orb., *Tellina carteroni* Orb., *Barbatia aptiensis* Pictet et Campr., *Deshayesites* sp. и др. (определения Т. А. Мордвилко).

Среди перечисленных форм имеется целый ряд видов, характерных почти исключительно для нижнеаптских отложений и составляющих обычный комплекс для глинистых фаций этого подъяруса. Рассматриваемые отложения относятся к верхним дегезитовым слоям. По всему Северному Кавказу отложения верхних дегезитовых слоев представлены



Обобщенный разрез Нагутской опорной скважины

1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — аргиллиты; 4 — алевролиты; 5 — песчаники; 6 — конгломераты; 7 — ангидриты; 8 — сланцы песчано-глинистые; 9 — кварцевые альбитофиры; 10 — гранит-порфиры

аналогичной толщей глинистых черных алевролитов или аргиллитов с характерной фауной пелеципод.

Нижние дегезитовые слои нижнего апта мощностью 64,7 м подразделяются на две части:

1) Верхняя — представлена пачкой серобурых полимиктовых мелкозернистых и крупнозернистых песчаников мощностью 16,8 м с кальцитово-глинистым цементом и включениями галек кварца, полевого шпата, обломками мелких пелеципод, мшанок и других органических остатков.

2) Нижняя — мощностью 47,9 м состоит из переслаивающихся темно-серых пятнистых алевритовых аргиллитов, алевролитов и неравномернозернистых полимиктовых песчаников. В песчаниках наблюдаются угловатые зерна чистого кварца и кальцита, достигающие 5 мм в диаметре. Эти отложения бедны фауной (определены лишь обломки *Pinna* sp.).

Верхний баррем. Возраст отложений, относимых к верхнему баррему, определяется условно на основании общего литологического сходства с синхроничными отложениями районов г. Кисловодска и р. Кумы, где обнажаются весьма характерные красные известковистые песчаники (красные камни г. Кисловодска). Мощность пород, относимых в районе Кисловодска к баррему, достигает 14 м. В скважине непосредственно ниже пород, отнесенных нами к низам нижнего апта, также залегает прослой мощностью 2,8 м красновато-серого органогенно-обломочного и оолитового известняка с включениями галек кварца. Ниже залегает толща переслаивания алевролитов, аргиллитов, органогенно-обломочных, местами сильно песчаных известняков с подчиненными прослоями мелкозернистых песчаников. Известняки переполнены обломками устриц, мелких пелеципод, мшанок, брахиопод и иглокожих. Мощность этой толщи 104,5 м. Встречены редкие экземпляры *Nuculana scapha* Ogb., *Cardium* sp. Всю рассматриваемую пачку отложений мы условно относим к верхнему баррему. Общая мощность верхнего баррема 107,3 м.

Нижний баррем. Граница верхнего и нижнего баррема проводится условно по общим литологическим признакам и сходству с ближайшими изученными разрезами нижнего мела. Мы приняли за пограничный слой детритусовый известняк, залегающий в основании верхнего баррема, который может считаться аналогом прослоя галечников, прослеживаемых в ближайших разрезах Кисловодска по р. Подкумок.

Верхняя часть нижнего баррема мощностью 4,3 м представлена обломочными, псевдооолитовыми известняками, переходящими книзу в алевролит. Общая мощность нижнебарремских отложений в Нагутской скважине не превышает 8,2 м.

Верхняя юра. Нижнебарремские отложения в описываемой скважине подстилаются типичной пестроцветной толщей пород, залегающей на песчано-конгломератовом комплексе. Отсутствие фауны в этих отложениях затрудняет точное определение возраста, но по аналогии с другими разрезами соседних районов мы относим пестроцветную толщу к титону, а мощную песчано-конгломератовую толщу к кимериджу.

Отложения титона мощностью 108,1 м в Нагутской скважине представлены переслаиванием темнокрасных, фиолетовых и зеленовато-серых алевролитов и аргиллитов, серых микрозернистых песчаных доломитов с прослоями аркозовых и полимиктовых песчаников от микрозернистых до крупнозернистых. Характерно присутствие в средней части этой толщи ангидрита, который залегает в виде прослоев мощностью 1 м или в виде неправильных линз или гнезд. В керне пестроцветной толщи наблюдаются многочисленные зеркала скольжения.

Пестроцветная толща титона совершенно согласно залегает на горизонтально лежащей красной толще кимериджа, представленной переслаиванием конгломератов, гравелитов и крупно-неравномернозернистых песчаников общей мощностью 64,1 м.

В конгломератах присутствуют гальки диаметром от 1 до 3 см со значительной примесью гравия, от мелкого до крупного. Среди галек, обычно слабоокатанных, обнаружены обломки гранита, гранит-порфира, кварцита, доломита. Цемент конгломератов представлен песчаным материалом с примесью глинистого вещества, окрашенного окислами железа в темнобурый цвет. В составе гравелитов присутствуют гальки (размером от 2 мм до 1 см) кварца, полевых шпатов, обломки глинистых сланцев, кварцитов, микропегматитов, микрофельзитов. Обломки пород, входящие в состав гравелитов, в большинстве случаев слабо окатаны.

То обстоятельство, что конгломераты и песчаники залегают горизонтально и вполне согласно с вышележащими слоями и связаны с ними постепенным переходом, дает основание Л. А. Варданянцу относить эпоху накопления толщи конгломератов и гравелитов к кимериджу верхней юры.

Толща краснобурых конгломератов, гравелитов и песчаников кимериджского возраста залегают на интенсивно дислоцированных породах совершенно другого облика и значительно более древнего возраста, отнесенных нами условно к палеозою. Этот древний комплекс состоит из свиты песчано-глинистых сланцев, в достаточной степени метаморфизованных, переслаивающихся с изверженными породами типа кварцевых и, реже, бескварцевых порфиров, в свежем состоянии имеющих облик липаритов. Песчано-глинистые сланцы имеют зеленовато-серую окраску.

Слоистость и сланцеватость пород выражена ясно. Углы наклона слоев в керне колеблются от 45 до 90°. Под микроскопом в сланцах видны следы слабой филлитизации. Порфиры довольно сильно серицитизированы и карбонатизированы, а часто и пиритизированы. Породы этой толщи встречены на глубине 1894,9 м и прослеживаются до забоя. Всего, таким образом, в палеозойской толще скважина прошла 66,6 м.

В заключение следует отметить значительное сходство вскрытых скважиной отложений нижнего мела с аналогичными отложениями разреза в районе г. Кисловодска. Однако в отличие от Кисловодского разреза в Нагутской скважине полностью отсутствуют значительная часть нижнего баррема, отложения готерива и валанжина. Отложений готерива, валанжина на площади в районе скважины, повидимому, нет совсем и после титонской регрессии этот участок представлял собой сушу. Только к концу нижнего баррема этот район был залит морем и начали отлагаться органогенно-обломочные карбонатные осадки.

Нижнебарремские отложения транспрессивно, но без углового несогласия, залегают на нижележащей пестроцветной толще титона, для которой характерно присутствие в средней части толщи линзообразных прослоев и неправильных включений ангидрита.

Как нижнемеловые отложения, так и отложения верхней юры (включая толщу конгломератов), залегают горизонтально или почти горизонтально (угол падения от 1 до 3°) на интенсивно дислоцированных породах палеозоя.

Интенсивно дислоцированные более древние породы обнаружены под меловыми или юрскими отложениями и в других пунктах Центрального Предкавказья (скв. Невинномысская Р-5, Сенгилеевская Р-2, Сенгилеевская Р-3).

Таким образом, под очень слабо дислоцированной толщей мезокайнозоя в области Центрального Предкавказья залегают сложнодислоцированный комплекс пород, относимый к палеозойскому возрасту.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ И ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ОБРАЗОВАНИЯ СОЛЯНОКУПОЛЬНЫХ СТРУКТУР ПРИКАСПИЙСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Изучение солянокупольных образований в Эмбенской области уже давно привлекает внимание советских геологов. Это и естественно. Решение вопросов о закономерностях, управляющих распределением и образованием соляных куполов на площади Прикаспийской низменности, имеет чрезвычайно большое значение для успешного освоения связанных с ними месторождений нефти, в особенности для перспективной оценки солянокупольных районов. Академик И. М. Губкин, рассматривая в своем капитальном «Учении о нефти» вопрос об образовании солянокупольных структур, указывает, что «правильное его разрешение имеет громадное чисто практическое значение».

Первый опыт установления закономерностей распределения солянокупольных структур Урало-Эмбенской области принадлежит Н. Н. Тихоновичу (1924), который выдвинул идею о приуроченности этих структур к определенным тектоническим направлениям.

После Н. Н. Тихоновича вопрос о закономерностях распределения солянокупольных структур в пространстве неоднократно освещался в советской геологической литературе, но попытки установить законы распределения соляных куполов не давали удовлетворительных результатов, а стало быть, не давали и основы для решения вопроса об их образовании. Несмотря на это, большинство авторов, затрагивавших в литературе за истекшие 30 лет вопрос об образовании соляных куполов, придерживалось мнения о приуроченности куполов к определенным тектоническим направлениям. Среди этих авторов могут быть отмечены: Л. П. Смирнов (1933), В. П. Скворцов (1933), И. Г. Пермяков (1933), С. В. Шумилин (1933, 1935), а позднее Н. И. Буялов (1938, 1940) и Ю. А. Косыгин (1950). Построения И. Г. Пермякова (1938), в которых он стремился установить закономерную ориентировку соляных куполов по отношению к меридиану, сводятся по существу также к попытке установить в них зависимость от орогенических движений, якобы вызывавших пликативные дислокации в осадочной толще Эмбенской области. Однако до последнего времени все эти представления не нашли подтверждения в фактическом распределении куполов на территории Прикаспийской низменности. Отсутствие определенной линейной ориентировки в распределении куполов не дает оснований связывать образование куполов с определенными фазами складчатости, являющимися следствием проявления тангенциальных сил.

В связи с исследованиями пермских отложений в Стерлитамакском районе А. А. Богданов (1935) выдвинул предположение о кольцевой закономерности распределения куполов в пространстве. Это представление было им перенесено на солянокупольные структуры Эмбенской области. Концепция А. А. Богданова вызывает большой интерес и, несомненно,

заслуживает особого внимания. К аналогичному выводу в применении к солянокупольным образованиям Прикаспия пришли на основании анализа данных гравиметрии и эмбенские геологи (Авров, 1935; Чернобров, 1940).

Однако эта концепция, остановившаяся на стадии чисто морфологической характеристики, не объясняет еще генезиса солянокупольных структур. Даже в сочетании с гравитационной гипотезой она не раскрывает ни причин образования «колец», ни механики поднятия гипса и соли и, таким образом, оставляет открытыми основные вопросы солянокупольной тектоники.

Не находя путей к решению вопроса об образовании соляных куполов на основании анализа региональных закономерностей, многие исследователи пришли к выводу об отсутствии какой-либо закономерности в распределении соляных куполов и стали искать решения проблемы генезиса солянокупольных структур в углубленном изучении отдельных соляных куполов. В связи с интенсивным развитием этого направления было произведено большое количество исследований отдельных куполов, намечены основные черты соотношений куполов со штоками, выдвинут ряд классификаций куполов и штоков, а также создан ряд концепций, трактующих вопросы генезиса соляных куполов. С этим направлением были связаны попытки применения к Эмбенским куполам гравитационной гипотезы (Косыгин, 1950). В геологической литературе, посвященной Эмбенской области, это направление прослеживается до самого последнего времени (Авров, 1950; Василенко, 1950).

Однако, несмотря на обилие фактических данных, полученных при этих исследованиях, попытки выводить региональные закономерности на основе изучения отдельных куполов нельзя признать успешными. Авторы их большей частью остаются в пределах тех или других вариантов тангенциальной гипотезы или ее сочетаний с гипотезой поднятия соли под действием дифференциальной нагрузки. Как мы видели, тангенциальная гипотеза не подтверждается фактическим материалом и потому не может дать убедительного решения вопроса о генезисе солянокупольных структур.

В последнее время советскими геологами Н. Н. Черепановым и В. Я. Авровым была выдвинута новая концепция, в которой зарождение и рост куполов трактуются как результат колебательных движений подсолевого фундамента, вызывающих внедрение пластичной массы соли в ослабленные участки надсолевой осадочной толщи. Однако для выяснения региональных закономерностей самого распределения этих ослабленных зон в надсолевой толще, а следовательно, и распространения солянокупольных структур эта концепция в том виде, как она изложена указанными авторами, дает еще очень мало. Авторы данного представления не сумели выйти за пределы анализа строения отдельных куполов и потому, естественно, не смогли подойти к освещению региональных вопросов солянокупольной проблемы.

Интересные мысли о связи между соседними куполами высказал недавно В. К. Василенко (1950). Однако, с точки зрения В. К. Василенко, эта связь только подтверждает значение направленных тектонических движений в образовании солянокупольных структур.

Выдвигая макатскую и танатарскую орогенические фазы как причины возникновения на Южной Эмбе двух различно ориентированных систем перпендикулярных трещин, этот автор, к сожалению, не развивает своих представлений с большей детальностью. Благодаря этому у читателя создается впечатление, что выделение орогенических фаз проводится автором по чисто формальному признаку — наличию на куполе одного или двух направлений трещин. Несомненно, что анализ динамики процесса возникновения такой системы трещин привел бы его к необходимости искать другой ответ на данный вопрос.

Таким образом, поиски решения проблемы образования солянокупольных структур на пути изучения отдельных куполов зашли в тупик. Между тем, конечно, уже само обилие куполов, которое наблюдается в солянокупольных областях и, в частности, на Эмбе, подсказывает, что здесь мы имеем дело с явлением регионального порядка, которое должно подчиняться именно региональным закономерностям. К пониманию этих закономерностей подводят нас последние детальные геологические, а также геофизические исследования в Эмбенской области, которые дали много нового и интересного материала, позволяющего к освещению генезиса соляных куполов подойти с новой стороны.

Основное значение новейших исследований, проведенных в Эмбенской области, заключается в том, что они показали тесную связь соляных куполов, ранее считавшихся «изолированными образованиями» или «тектонически самостоятельными поднятиями». Таким образом, эти исследования подтверждают, что соляные купола являются результатом региональных геотектонических движений, охватывающих всю область депрессии*. В структуре надсолевой осадочной толщи Прикаспийской депрессии эти движения проявляются в образовании системы сбросовых трещин и приуроченных к ним соляных штоков и гребней. На роль этих гребней и сбросов в формировании соляных куполов указывает также В. К. Василенко (1950), однако он не оценивает в должной мере регионального значения связи между куполами.

Прежде чем перейти к рассмотрению региональных закономерностей в распределении солянокупольных структур, следует обратить внимание на одну важную морфологическую особенность этих структур, которая наблюдается на значительном количестве куполов и имеет также характер региональной закономерности.

Рассмотрение имеющихся геологических карт по многочисленным куполам Прикаспийской депрессии приводит нас к выводу, что основные сбросовые трещины, разделяющие купола на отдельные «крылья», располагаются закономерно, на основе гексагональной симметрии (Гейслер, 1951). Трещины образуют в солянокупольных структурах определенные сочетания, в которых они сходятся под углом 120° . Из 155 рассмотренных нами куполов, геологически освещенных в Сборнике НГРИ 1935 г., те или иные элементы гексагональной симметрии были обнаружены в 130 поднятиях. В остальных 25 куполах не могла быть уловлена какая-либо закономерность вследствие недостаточности имеющихся в сводке геологических данных.

Характер проявления гексагональной симметрии, который мы видим на картах солянокупольных структур, зависит не только от строения куполов, но в значительной части и от их изученности. В ряде случаев в недостаточно изученных куполах бывает вскрыта только часть структуры и благодаря этому она характеризуется на картах примитивным строением и элементарным проявлением гексагональной симметрии. Выявление остальных частей данной структуры позволяет установить в ней и другие элементы гексагональной симметрии. Это наглядно иллюстрируется теми данными, которые получены при изучении куполов после 1935 г.

Позднейшие исследования внесли, конечно, много нового в характеристику целого ряда отдельных солянокупольных структур. Однако, детализируя строение известных ранее структур или освещая совершенно новые поднятия, эти исследования не только не опровергают намеченной нами закономерности, но, напротив, дают обширный материал, подтверждающий ее значение в пределах всей изученной территории Прикаспийской низменности.

* Интересно, что на существование некоторой закономерной связи между куполами впервые указал еще Н. Н. Тихонович в 1915 г. (Василенко, 1950).

Сочетания основных сбросовых трещин, наблюдаемые на картах солянокупольных структур, можно схематически свести к следующим шести типам (Гейслер, 1951), которые иллюстрируются целой серией примеров, встречающихся среди многочисленных куполов Прикаспийской области (рис. 1).

1 тип. Сбросовые трещины образуют простой «угол» в 120° , оконтуривающий часть одного поднятого крыла структуры (Байчунас, Иманкара, Джаман-агач, Джалгас, Каратон, Новобогатинск и др. на Южной Эмбе; Боктыгарын, Джаман-агач и др. на Северной Эмбе).

2 тип. Сбросовые трещины очерчивают как бы «грань» с двумя прилежащими к ней углами по 120° , представляющую также одно поднятое крыло структуры (Асан-Кеткен, Кошак-Танатар и др. на Южной Эмбе; Аккудук, Тамдыкуль на Северной Эмбе).

3 тип. Основные трещины образуют сочетание двух углов по 120° , лежащих на разных концах общей для них грани и обращенных в противоположные стороны. Здесь мы имеем уже тип структуры с двумя выявленными крыльями («двойник»). Примерами могут служить трактовки куполов Аралтюбе-Бакачи, Бисбулюк, Кульджан на Южной Эмбе и Акджар на Северной Эмбе.

4 тип. Сбросовые трещины образуют сочетание трех углов по 120° у одной вершины («тройник»). Сочетание такого рода отвечает куполу с тремя крыльями. Примеры куполов с такой трактовкой известны в большом количестве. На Южной Эмбе к ним можно отнести Акаткуль-Досале, Искине, Кожегали, Кужа, Кулсары, Кошкар Южный; на Северной Эмбе — Шубар-кудук, Мортук (по соли), Кинжалы, Толгонай.

5 тип. Основные сбросовые трещины образуют сочетание двух смежных «граней» и двух «углов», примыкающих к ним на их концах («четверник»). В этом случае мы встречаемся уже с куполами, обладающими четырьмя крыльями. Такой тип сочетания основных сбросовых трещин в настоящее время зафиксирован на картах куполов Женгельды, Косчагыл, Кошкар Северный, Сагиз, Тюлюс, Тюлегень, Куттубай, Доссор-Таскудук, Джалгас-Тогускен и др. на Южной Эмбе и в комбинации куполов Караганда—Соркудук на Северной Эмбе.

6 тип. В некоторых случаях основные сбросовые трещины образуют почти или вполне замкнутую фигуру, которая нередко имеет вид правильного шестиугольника («полигон»). На отдельных куполах этот тип сочетания трещин встречается очень редко; примером такого типа может служить грандиозный купол Индерского поднятия. Значительно чаще этот тип сочетания трещин наблюдается в группах, образованных несколькими соседними куполами, о которых речь будет ниже.

Как видно из сказанного, характер сочетания основных сбросовых трещин, наблюдаемый на картах солянокупольных структур, особенно в более простых типах, отражает не столько строение данного купола, сколько уровень наших знаний о его структуре. Тем не менее, несмотря на громадную разницу в степени изученности различных куполов, мы в подавляющем большинстве случаев можем в каждом из куполов, в том или ином сочетании его основных сбросовых трещин, наблюдать отражение общей для них гексагональной закономерности. В связи с широким

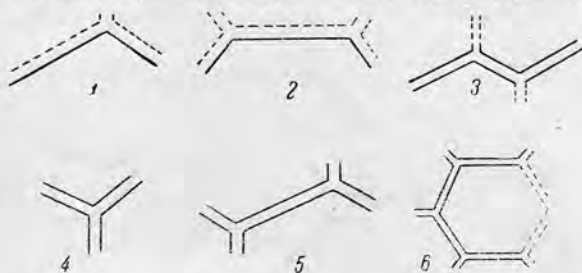


Рис. 1. Типы сочетания сбросовых трещин на солянокупольных структурах

1—угол; 2—грань; 3—двойник; 4—тройник; 5—четверник;

6—полигон

Примечание. Двойной чертой на схемах показано положение грабен

распространением проявлений этой закономерности на соляных куполах Урало-Эмбенской области мы имеем полное основание считать, что гексагональная симметрия является региональной закономерностью строения солянокупольных поднятий Прикаспийской низменности.

Чрезвычайно важные данные по вопросу о закономерностях солянокупольных структур мы получаем из материалов новейших исследований, проведенных в Эмбенской области. Очень интересен анализ групповых сочетаний куполов, проведенный в достаточно широком масштабе на базе геологических и геофизических исследований. Он документально доказал существование тесной связи между солянокупольными структурами, тогда как ранее они рассматривались как совершенно изолированные образования.

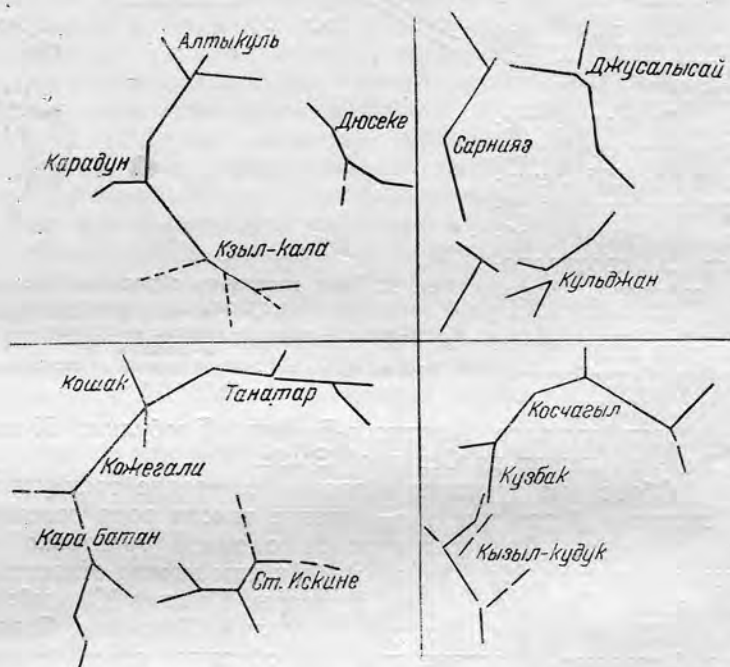


Рис. 2. Групповые сочетания солянокупольных структур. Ломаными линиями показано соотношение основных сбросов (грабенов)

Выше уже было упомянуто, что существование связи между куполами, осуществляемой основными сбросовыми трещинами или соляными гребнями, было отмечено В. К. Василенко (1950). В последних сводных работах Ю. А. Косыгина по соляной тектонике платформенных областей (1950, 1952) также упоминается, что «очень часто купола соединяются дугообразно, образуя незамкнутые кольцевые цепочки». «Однако, — добавляет он тут же, — в общем, простираения куполов весьма незаконномерны; их цепочки или отдельные купола, занимающие соседнее положение, могут обладать совершенно различными простираениями».

Проведенный нами анализ групповых сочетаний соляных куполов показал, что эти сочетания также подчиняются совершенно определенной закономерности. В первую очередь, здесь должны быть отмечены многочисленные групповые сочетания куполов, у которых основные сбросовые трещины связывают несколько поднятий в единый, почти замкнутый контур. В большинстве случаев этот контур по своим очертаниям приближается к правильному шестиугольнику («полигону»). Примерами могут служить группы куполов Алтыкуль-Кзыл-кала-Дюсеке, Сагиз-Макад-Кошкар, Иманкара-Кызылкуль, Джусалысай, Косчагыл-Кызыл-

кудук и др. на территории Южной Эмбы или группа Караганда-Чубарджлан-Соркудук на Северной Эмбе (рис. 2).

Наряду с таким типом сочетаний солянокупольных структур не менее интересными являются группы куполов, у которых основные сбросовые трещины не образуют замкнутого контура, но связывают отдельные купола открытой ломаной линией, нередко дающей в узлах ответвления. Углы, образуемые при этом ломаной линией, также приближаются к 120° , т. е. подчиняются той же гексагональной закономерности. Примеры таких сочетаний встречаются в большом количестве как на Южной, так и на Северной Эмбе. Одним из лучших примеров является сочетание основных сбросовых трещин в группе Шубаркудук-Кейкебас-Джаксымай (рис. 3).

Совершенно аналогичная картина устанавливается и при прослеживании простирающихся соляных штоков и соляных гребней, выявленного на глубине с помощью новейших геофизических исследований. В распределении осей соляных штоков и гребней мы наблюдаем ту же гексагональную систему, которая устанавливается и на поверхности по основным сбросовым трещинам. Пример такого соотношения дает Шубаркудук (рис. 4).

Сочетание трещин или соляных гребней «под углами почти в 90° », которое В. К. Василенко (1950) рассматривает как характерную черту солянокупольных структур, на самом деле является только исключением из основной гексагональной закономерности, вернее, аномалией среди преобладающей гексагональной симметрии, проявляющейся в сочетаниях трещин и гребней.

Наконец, наиболее существенные данные мы получаем при изучении распределения куполов и присущих им сбросовых трещин, а также и соляных гребней на большой площади. Рассматривая схему распределения соляных куполов и их основных трещин в какой-либо достаточно изученной части Прикаспийской депрессии, мы видим поразительно выдержанную закономерность сети трещин, связывающей все структуры в единую систему, подчиняющуюся одной общей гексагональной закономерности. Своеобразной особенностью этой системы является то, что она чрезвычайно похожа, конечно, с учетом громадной разницы в масштабе явления на трещины усыхания, развивающиеся на поверхности однородного глинистого осадка. Характер сети основных трещин в солянокупольной области почти не отличается от сети трещин типичного «такыра». Наиболее явно это сходство выступает в Южно-Эмбенской зоне, где купола лучше всего изучены. Пример такой закономерной сети трещин, наблюдаемой на Южной Эмбе, дает прилагаемая схема (рис. 5). В большинстве сочетаний основных трещин, а также в основе всей сети трещин мы наблюдаем ясно выраженную гексагональную закономерность.

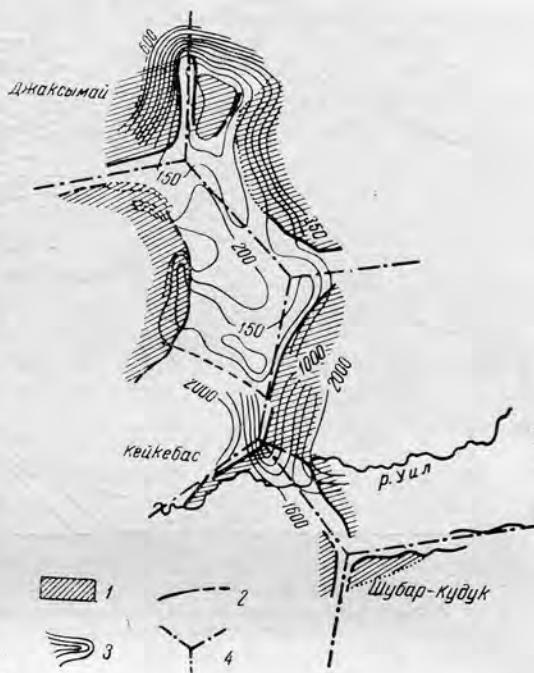


Рис. 3. Схема соотношения структур Джаксымай-Кейкебас-Шубар-Кудук.

1—крылья куполов; 2—сбросы; 3—изолинии поверхности соляного штока по данным сейсмики; 4—границы полигонов

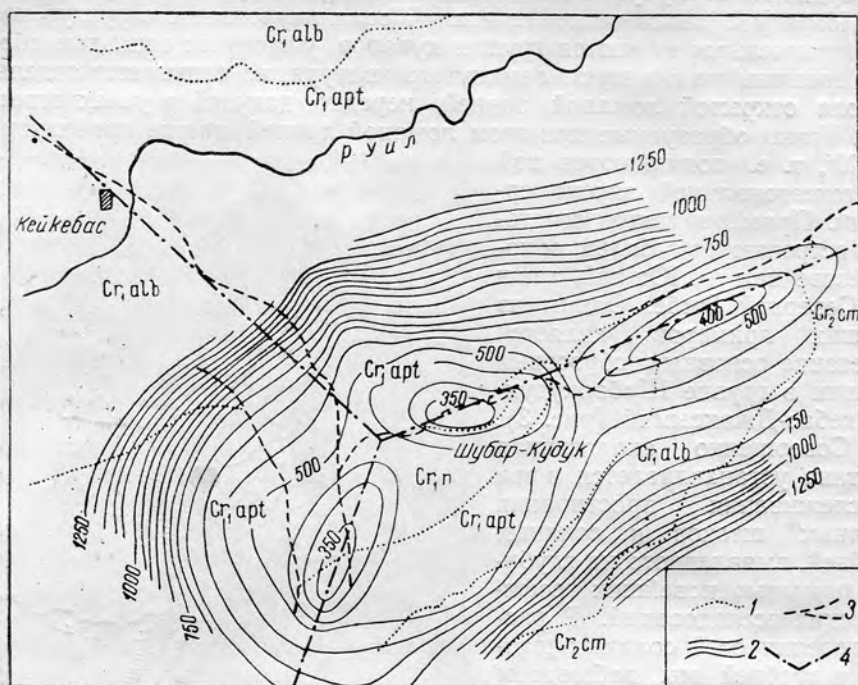


Рис. 4. Схема соотношения сбросов, соляных штоков и границ полигонов
 1—геологические границы; 2—изолинии поверхности соляного штока по данным сейсмики;
 3—сбросы, установленные геологической съемкой; 4—границы полигонов

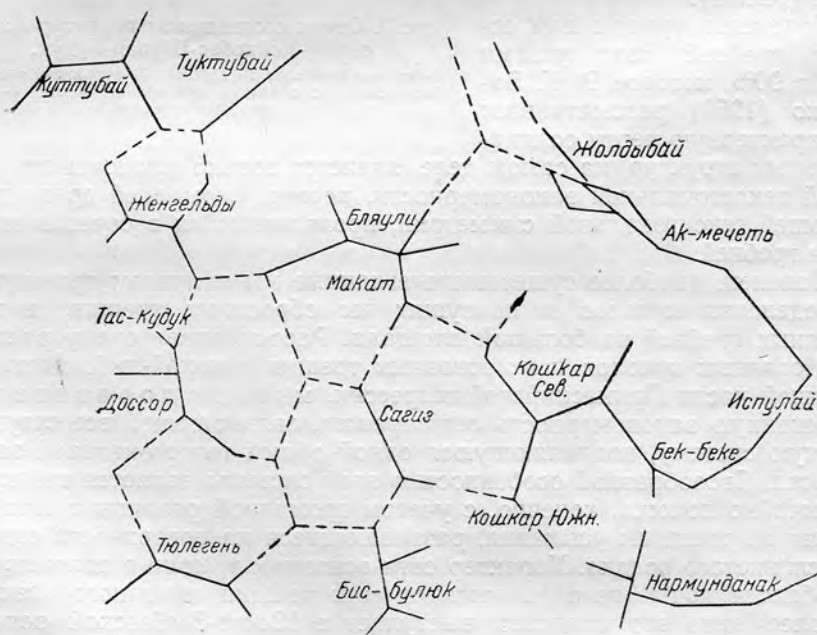


Рис. 5. Схема сети основных трещин (грабен) на солянокупольных структурах в районе Южной Эмбы. Ломаные линии—схематизированные линии сбросов и их предполагаемая увязка

Проявления такого же рода мы наблюдаем и в сочетании куполов в области среднего течения р. Эмбы. В ряде участков мы встречаем их и в Темирской солянокупольной зоне, хотя слабая изученность куполов этой зоны не дает возможности получить цельное представление об ее региональных закономерностях. Даже на самой северо-восточной окраине Прикаспийской депрессии в полосе от г. Уила до г. Соль-Илецка, на которой проводились только рекогносцировочные исследования (Храмов, 1940) на междуречье Б. и М. Хобды, можно заметить ту же закономерность в распределении трещин (рис. 6). Некоторые намеки на эту же закономерность можно видеть и в распределении солянокупольных структур района ст. Озинки на северо-западной окраине Прикаспийской депрессии (рис. 7).

Новейшие данные по соляным куполам южной и юго-восточной окраины изученной части Эмбенской области показывают и здесь наличие обычных типов солянокупольных структур и заключенных в них соляных штоков с присущей им гексагональной закономерностью. Это заставляет нас признать, по крайней мере, во вновь освещенной зоне, существование тех же геотектонических условий формирования соляных штоков и солянокупольных структур (Каратон, Тюлюс, Такыр-булак, Каскыр-Булак, Мунайли, Ушкан и др.).

Правда, в этой зоне уже сказывается близость области иных геотектонических условий. Она проявляется в изменении характера гравиметрического силового поля и в переходе от замкнутых контуров к изогаммам линейного типа.

Все эти данные говорят о региональном характере намечаемой нами закономерности, везде сохраняющей в основе гексагональную симметрию и обнаруживающей поразительное сходство с трещинами отдельности «такыра».

В чем же заключается причина такого, на первый взгляд, парадоксального сходства? Можно ли считать, что сходство в распределении сети трещин в обоих случаях является результатом сходного распределения напряжений и сходной реакции осадочных отложений?

Если это так, то, может быть, окажется возможным использовать аналогию закономерностей в распределении солянокупольных трещин и трещин такыра и подойти, таким образом, к выяснению динамических условий образования Эмбенских соляных куполов.

Известно, что трещины такыра развиваются в однородном глинистом осадке при условии резкого сокращения его на поверхности вследствие усыхания верхних слоев. Нижние слои осадка, оставаясь влажными, сохраняют прежний объем и занимают всю прежнюю площадь. Верхние слои такыра, сократившиеся при высыхании, не могут уже покрыть всю прежнюю площадь отложения осадка сплошным слоем. В то же время

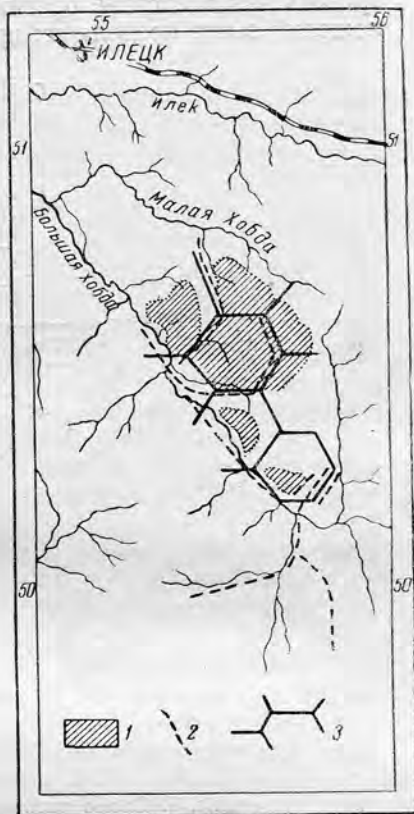


Рис. 6. Закономерная ориентировка основных сбросов на солянокупольных структурах района рр. Б. и М. Хобды

1 — куполовидные поднятия; 2 — сбросы; 3 — границы полигонов

они тесно связаны с нижними горизонтами такыра и должны поэтому распределяться по всей площади отложений соответственно первоначальному распространению осадка, вследствие чего они подвергаются растяжению. Результатом этого растяжения являются разрывы осадка и возникновение в нем трещин, которые как бы компенсируют сокращение площади в верхних сухих слоях такыра.

Следовательно, появление трещин на такыре мы должны рассматривать как следствие растяжения верхнего горизонта его глинистых отложений выше предела их прочности.

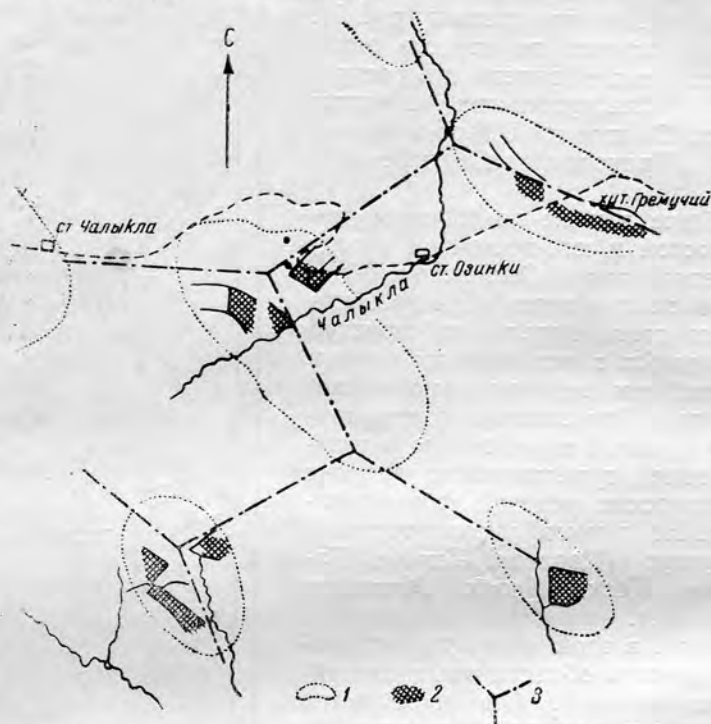


Рис. 7. Схема распределения солянокупольных поднятий в районе ст. Озинки
1—контуры поднятий; 2—поднятые крылья куполов; 3—границы полигонов

В динамике образования закономерной сети трещин такыра самым существенным является распределение усыхания и вызываемых им растягивающих напряжений равномерно по всей площади, занятой однородным глинистым осадком. В каждой из точек осадка при этом возникают бесконечно малые напряжения, которые при переходе из какой-либо точки в любом направлении в другую, третью, четвертую и т. д. точки складываются, вследствие чего напряжение в породе будет постепенно возрастать пропорционально расстоянию от исходной точки.

На определенном расстоянии вокруг этой исходной точки нарастание напряжений может достигнуть такой величины, которая превышает предел прочности осадков на разрыв, и здесь в таком случае должна образоваться кольцевая трещина. Вследствие того, что такое нарастание напряжений в породе происходит на всей площади осадка, тенденция к образованию кольцевых трещин должна проявляться также на всей площади.

Напряжения, возникающие в однородном глинистом осадке при его высыхании, теоретически будут во всех точках равны; поэтому нарастание напряжений при переходе к другим точкам должно везде происходить с одинаковой интенсивностью и, следовательно, кольцевые трещины должны распределяться в породе (такыре) на равных расстояниях.

В результате сочетания таких кольцевых разрывов на поверхности глинистого осадка возникает система трещин, основная закономерность которой будет определяться наибольшей плотностью размещения равных окружностей (кольцевых трещин) на плоскости и будет, следовательно, приближаться к гексагональной сети.

Благодаря некоторой неоднородности осадка и неравномерному распределению в нем напряжений вследствие его неодинакового высыхания теоретическая картина системы трещин может оказаться нарушенной. В этих участках мы будем тогда наблюдать отклонения от гексагональной системы и возникновение многоугольников усыхания других очертаний — пятиугольных, четырехугольных и т. д.

Следует подчеркнуть, что трещины такыра возникают на поверхности осадка, то есть на границе его со средой, обладающей другими физическими свойствами, откуда они постепенно распространяются вглубь.

Образование закономерной трещиноватости осадочных толщ на Эмбе имеет, конечно, совершенно иные причины. В солянокупольных структурах Эмбенской области трещиноватость в осадочной толще возникает на глубине на границе с мощными отложениями пластичной соли, и на поверхности мы, по существу, видим только ослабленную проекцию тех разрывов, которые образовались в осадочных отложениях Эмбы непосредственно над соляной толщей. Это мы можем заключить из того, что к этим разрывам приурочено внедрение соли, образующей вдоль трещин штоки и соляные гребни, с течением времени постепенно проникающие вверх. Соль внедряется снизу в перекрывающую осадочную толщу, используя и расширяя систему трещин, возникавшую в нижней части надсолевой толщи.

Однако при всех наблюдающихся отличиях в масштабе явления и обстановке его образования в собственно динамических условиях возникновения трещин в Эмбенской надсолевой толще и в глинистых осадках такыров имеется большое сходство.

Как мы видели на примере такыра, для развития правильной гексагональной системы трещин необходимы два основных условия: 1) наличие однородной толщи осадков и 2) возникновение в последней растягивающих усилий, распределенных равномерно по всей площади. Возрастание в осадке напряжений, превышающих предел прочности отложений, вызывает ее разрывы.

По своим физическим свойствам надсолевая осадочная толща является достаточно однородной, особенно в отношении ее прочности на разрыв. Последняя в породах неметаморфизованной осадочной толщи имеет обычно небольшую величину и колеблется для разных пород в относительно незначительных пределах*. Поэтому можно считать, что первому условию надсолевая толща удовлетворяет в достаточной степени. Второе условие — возникновение в надсолевой толще равномерно распределенных растягивающих усилий — осуществляется при прогибании осадочной толщи в периоды погружений во время колебательных движений данного участка земной коры. Наконец, дополнительное условие — наличие контакта изучаемой толщи со средой, обладающей иными физическими свойствами — в данном случае также соблюдено, так как осадочная толща находится в контакте с солью, обладающей ясно выраженной пластичностью и имеющей при высоких давлениях на глубине характер вязкой жидкости.

Рассматривая динамику процесса прогибания осадочной толщи в условиях широких региональных колебательных движений, Ю. А. Косы-

* Непосредственные определения современного сопротивления на разрыв для осадочных пород очень редки и случайны. Представление о порядке цифр можно получить, используя их по аналогии с цементом и известью, для которых обычные значения колеблются в пределах от 20—35 кг/см² и до 2—6 кг/см².

гин и В. А. Магницкий (1948) выделяют в этом процессе два этапа. В качестве первого этапа прогибания, учитывая кривизну земли, они выделяют выравнивание кривизны данного участка земной поверхности до плоскости, проходящей через крайние точки прогибающегося участка. В вертикальном сечении эта плоскость будет изображаться хордой, стягивающей крайние точки дуги земной поверхности, в связи с чем первый этап данные авторы обозначают как прогиб до «уровня хорды». При прогибании до хорды слои, отложившиеся на сфероидальной поверхности земли, будут испытывать сжатие и в связи с возникновением избытка поверхности и массы будут образовывать платформенные складки.

При дальнейшем прогибании (ниже хорды) в осадочной толще начнут развиваться растягивающие усилия, которые и определяют характер деформаций второго этапа описываемого процесса (Косыгин, 1952).

Автор отмечает, что «прогибание ниже хорды имело и имеет широкое распространение в ходе развития земной коры». С нашей точки зрения, именно условия «второго этапа» прогибания являлись решающими при формировании солянокупольных структур. Что касается первого этапа процесса — прогибания «до хорды», то представляется весьма вероятным, что значительная доля избыточной поверхности (и объема), возникающей на этом этапе, будет погашена уплотнением первичного рыхлого осадка. Кроме того, следует думать, что при формировании значительных краевых прогибов платформы начальная фаза прогиба бассейнов будет, повидимому, протекать уже при геометрически плоской или даже вогнутой исходной поверхности, когда процесс прогибания сразу же с начального момента сопровождается растяжением слоев. На возможность такого хода этого процесса и на выпадение при этом первого этапа — прогибания «до хорды» — указывают В. А. Магницкий и Ю. А. Косыгин при рассмотрении факторов, видоизменяющих процесс прогибания (1948, стр. 6; 1952, стр. 268).

Таким образом, даже учитывая гипотезу Магницкого и Косыгина, мы имеем основания полагать, что в случае наличия значительного краевого прогиба платформы, как это имеет место в условиях Северного Прикаспия и Эмбенской области, прогибание осадочной толщи будет сопровождаться возникновением в ней растягивающих усилий.

По теории сопротивления материалов следует, что при изгибе балки, лежащей на двух опорах, в ней возникают равномерно распределенные напряжения: в верхних слоях — сжимающие, в нижних — растягивающие. Каждое из вертикальных сечений бесконечно малой ширины, проведенных через область прогиба Прикаспийской депрессии от одного края прогиба до другого, можно рассматривать как такую элементарную балку. Если принять для простоты, что прогиб происходит на площади, имеющей форму круга, то необходимо признать, что в нижней части надсолевой толщи при погружении соответственной части осадочного комплекса Прикаспийской низменности будут развиваться равномерно распределенные растягивающие напряжения. Учитывая, что в общем случае через каждую точку на территории депрессии можно провести бесконечное количество элементарных сечений в разных направлениях, мы должны придти к выводу, что в каждой точке зоны прогиба в нижних слоях осадочной толщи будут существовать растягивающие напряжения, ориентированные в плоскости слоя во всех направлениях и имеющие одинаковую величину в каждом слое.

Величина элементарного растяжения в каждой точке будет определяться интенсивностью прогиба толщи. Рассматривая какой-либо участок депрессии в момент прогиба, мы будем наблюдать, что при переходе от одной точки к соседней и дальше в том же направлении силы,

действующие в каждой из этих точек, будут складываться. В результате в нижней части надсолевой толщи от любой точки слоя должно происходить концентрическое нарастание напряжений, которые на известном расстоянии от этой точки могут достигнуть «критической» величины, превышающей предел прочности породы данного слоя, и должны вызвать в нем кольцевой разрыв. Появление какого-либо одного разрыва определит немедленно положение всех остальных.

Теоретически при прогибе, контуры которого представляют окружность, напряжения в каждом слое будут равны во всех точках. В связи с этим следует ожидать, что «критические» разрывающие напряжения будут возникать в данном слое на равных расстояниях по всем направлениям и кольцевые трещины должны поэтому иметь одинаковый диаметр. Расстояние между трещинами будет уменьшаться с возрастанием интенсивности элементарных напряжений, т. е. с увеличением прогиба толщи; вместе с тем оно должно быть прямо пропорциональным прочности пород слоя, подвергающегося растяжению. В нижнем слое толщи напряжения будут наибольшими и разрывы должны возникать здесь в первую очередь. Возникновение круговых критических напряжений по всей площади прогиба приведет к одновременному образованию разрывов, которые при этом уже не смогут сохранить характер круглых кольцевых трещин, но в сочетании друг с другом примут вид гексагональной сети.

В периферической части депрессии вдоль ее краев нарастание напряжений не будет одинаковым во всех направлениях вследствие влияния близости «опоры», и потому здесь разрывы приобретут характер линейных, что, естественно, отразится на характере и распределении солянокупольных структур.

Чтобы получить некоторое численное представление об условиях образования рассматриваемых «трещин погружения», достаточно произвести простой подсчет, используя соотношения величин, устанавливаемые теорией сопротивления материалов*.

При диаметре депрессии $D=800$ км и мощности отложений $M=2000$ м общее удлинение (U) крайнего нижнего слоя осадочной толщи на границе с солью при прогибе $S=2000$ м составит около $1/25$ км, или 40 м. Соответственно при других условиях: $D=400$ км, $M=2000$ м, $S=1000$ м удлинение (U) будет равно 10 м. Принимая расстояние между противоположными сторонами полигона равным 20—40 км, как это наблюдается на Эмбе, получим, что на всем поперечнике депрессии (800 км) будет находиться от 40 до 20 полигонов и на каждый полигон будет приходиться удлинение, равное 1—2 м при наибольшем варианте и 0,5—0,25 м при более осторожных подсчетах.

Так как при прогибании значительной толщи отложений пластическое растяжение пород (с уменьшением их мощности) ограничено известными пределами, полученные значения удлинений должны быть компенсированы поперечными разрывами пластов и пачек. Следует также учесть, что неоднократное повторение растяжений даже малой амплитуды может привести к «усталости» пород осадочной толщи и возникновению в них разрывов. Таким образом, прогибы осадочной толщи Прикаспийской депрессии во время ее колебательных движений при изве-

* Ю. А. Косыгин и В. А. Магницкий (1948, 1952) подходят к определению удлинения дуги прогиба (Δl) чисто геометрически, без учета мощности толщи отложений, участвующих в прогибе. При этом они получают чрезвычайно широкие пределы для Δl . Принимая те наибольшие исходные данные, которые указаны в нашем тексте, получим согласно построениям и формулам, приведенным указанными авторами, предельные значения $\Delta l_{\max} = 4,0$ км; $\Delta l_{\min} = 0,01$ км. Применение формул теории сопротивления материалов позволяет значительно ближе подойти к действительным значениям удлинения.

стных условиях вполне могли привести к образованию в ней трещин, которые должны были распределяться по гексагональной сети*.

Рассмотренные условия образования гексагональной системы трещин, возникающих вследствие развития потенциальных кольцевых разрывов, с нашей точки зрения, дают объяснение «кольцевой» закономерности распределения куполов, подмеченной еще А. А. Богдановым (1934, 1935), П. Я. Авровым и др., но остававшейся до настоящего времени нерасшифрованной.

Рассмотрим теперь, каковы же те геологические данные, которые позволяют нам придавать колебательным движениям такое большое значение в образовании солянокупольных структур?

История формирования надсолевой осадочной толщи Эмбенской области в настоящее время изучена достаточно хорошо. Наиболее изученными на территории Урало-Эмбенской области являются, естественно, разрезы осадочных отложений, принимающих участие в строении солянокупольных структур. Однако в последнее время получено также много данных, характеризующих условия накопления осадков в далекой периферической части соляных куполов, а также и в межкупольных пространствах. На основании всех проведенных исследований для солянокупольных структур, как и для межкупольных пространств**, устанавливается постоянное чередование погружений (прогибов), сопровождавшихся трансгрессиями и накоплением осадков, и поднятий, отмеченных регрессиями и частичными размывами осадков. Чередование отложения осадков и их частичных размывов прослеживается по всему разрезу надсолевой толщи от пермо-триасовых отложений вплоть до осадков акчагыла. Это чередование приводит нас к выводу о чрезвычайно широком и длительном проявлении колебательных движений на территории Прикаспийской низменности.

В настоящей статье нет возможности дать детальный анализ разреза надсолевой осадочной толщи, показать на конкретном материале Эмбенской области отражение в разрезе колебательных движений, определявших чередование периодов накопления осадков при погружении дна бассейна (трансгрессивная фаза) и периодов остановки осадконакопления и размывов осадков при поднятиях (регрессивная фаза). Нам приходится ограничиться лишь несколькими ссылками на последние исследования и формулировкой лишь самых основных положений, вытекающих из детального изучения разреза надсолевой толщи.

Помимо выявления самого факта чередования прогибов и поднятий осадочной толщи, очень важным в новейших исследованиях является установление приуроченности размывов (т. е. поднятий) к совершенно определенным частям разреза надсолевой толщи, а именно к верхней части целого ряда свит, выделяемых в ее разрезе (Айзенштадт, 1948; Косыгин, 1950). Это подчеркивает существование определенной закономерной периодичности в режиме осадконакопления, которая объясняется именно закономерными повторными поднятиями, проявившимися в строении осадочной толщи в виде размывов на фоне общего накопления осадков при преобладающем опускании фундамента.

Вместе с тем, на основании прекрасной выдержанности даже незначительных горизонтов в участках разреза надсолевой толщи, не затронутых размывами, устанавливается, что осадконакопление происходило в условиях выравненного рельефа, то есть, что «рост куполов не оказывал заметного влияния на условия формирования осадков» (Айзенштадт).

* Некоторые данные, подтверждающие наличие гексагональной закономерности в распределении основных тектонических трещин (грабенов), были получены автором и для солянокупольной области побережья Мексиканского залива (Гольф Коаст). Однако в виду скудности первичных данных в доступной литературе вопрос этот не может быть рассмотрен здесь с достаточной полнотой.

** См. работы Айзенштадта, Неволлина.

Отсюда вытекает, что периоды осадконакопления на всей территории депрессии совпадают с периодами относительного покоя в росте куполов, когда вся область переживает стадию медленного погружения. Это доказано для юрских отложений исследованиями Г. Е. Айзенштадта (1949), а для нижнемелового времени Ю. П. Никитиной (1948). Тем самым доказано и обратное положение о том, что периоды роста куполов совпадают с периодами общей регрессии на территории Урало-Эмбенской области, то есть они отвечают фазам поднятий осадочного комплекса, сменяющим предшествующую фазу колебательного движения — погружение осадочной толщи. Таким образом, рост соляных куполов происходит одновременно с общим поднятием надсолевой толщи (а следовательно, и всей коры) и отличается от последнего только амплитудой поднятия, а также интенсивностью последующего размыва и более резкими проявлениями несогласий в зонах размывов*.

Чередование в разрезах солянокупольных структур периодов накопления осадков и их размывов приводит нас еще к одному очень важному заключению о скачкообразном росте соляных куполов. Для Эмбенской области это явление было подмечено еще В. В. Мокринским (1937) на основании изучения Индерского купола. Дальнейшее изучение целого ряда соляных куполов Южной Эмбы подтвердило эту закономерность, что и получило отражение в новейшей литературе (Г. Е. Айзенштадт, В. К. Василенко, Ю. П. Никитина и др.). Скачкообразность роста куполов признает частично и Ю. А. Косыгин (1950), хотя гравитационная гипотеза, которой он придерживается, заставляет его настаивать на непрерывности их роста. По его мнению, на фоне непрерывного роста наблюдается лишь периодическое усиление интенсивности поднятия солянокупольных структур, имеющее характер скачков. Однако, как уже отмечено на основании последних исследований Айзенштадта и Никитиной, «рост купола не оказывал заметного влияния на условия формирования осадков» и поэтому представления Ю. А. Косыгина не могут считаться доказанными. С нашей точки зрения, периодичность размывов подтверждает скачкообразность процесса куполообразования и опровергает представление о постепенности и непрерывности роста куполов. Это дает нам лишнее указание на неприемлемость гравитационной гипотезы, объясняющей образование соляных куполов воздействием постоянной и нарастающей во времени дифференциальной нагрузки надсолевой осадочной толщи на мощную залежь соли.

Приуроченность периодов роста соляных штоков (и куполов) к фазам поднятий надсолевой толщи также не увязывается с гравитационной гипотезой. Согласно последней, рост куполов должен быть приурочен к периодам усиленного накопления осадков в межкупольных пространствах, то есть к фазам погружений надсолевой толщи, тогда как на самом деле наблюдается приуроченность роста куполов к периодам поднятий.

Большим затруднением для гравитационной гипотезы является также наличие значительного трения, возникающего при внедрении штока соли в перекрывающую толщу. Разницей в удельных весах соли и покрывающей толщи, к тому же в значительной части рыхлой или слабо сцементированной, нельзя объяснить возникновение тех громадных запасов энергии, которые необходимо затратить для подъема самого соляного штока, массива покрывающей осадочной толщи, а также для преодоления сопротивления трения между штоком и вмещающими породами, как и внутри самого штока и осадочной толщи.

Амплитуда погружений осадочной толщи достигала в Прикаспийской депрессии значительной величины, обеспечивавшей возникновение

* На общность моментов формирования солянокупольных структур и отдельных элементов межкупольных зон («перешейков») указывает и Н. В. Неволлин (1948).

в ее нижних горизонтах напряжений, достаточных для образования трещин растяжения. Об этом свидетельствуют мощности отложений отдельных стратиграфических интервалов, достигающих для юрской толщи 600 м, для неокома 400—450 м, для апт-сеномана 400 м, для сенотурона 500 м; в третичное время оно достигало в отдельных участках, по сейсмическим данным, 2500 м. Однако, несомненно, что в разных районах Прикаспийской депрессии погружение имело различную величину вследствие разной подвижности надсолевой толщи, а также и различного положения краевых опор в зонах прогиба. Отражение этой неравномерности прогиба мы видим сейчас в различной мощности отложений в пределах Прикаспийской низменности. Возможно, что отражением различной подвижности осадочной толщи и фундамента являются и те достаточно крупные участки положительных и отрицательных аномалий силы тяжести, которые выделяются в Прикаспийской депрессии на основании геофизических исследований (Хобдинск, р-н Аралсор). Различия в амплитуде и обстановке прогиба вызывают соответственные различия в интенсивности и направлении растягивающих напряжений. Последние, в свою очередь, определяют возникновение тех вариаций в характере, густоте и ориентировке основных сбросовых трещин («трещин погружения»); которые мы наблюдаем в разных участках Прикаспийской низменности.

Следует отметить, что область наибольшего прогиба во времени также не оставалась постоянной, но занимала в Прикаспийской депрессии разное положение. Это мы видим, например, по соотношению мощностей пермо-триасовых отложений Южной Эмбы и Темирского района, которое сменяется обратным соотношением мощностей для отложений юры или мела. То же явление было установлено в несколько меньшем масштабе для юрских отложений Южной Эмбы Г. Е. Айзенштадтом (1948) и для меловых отложений Ю. П. Никитиной (1948).

Наряду с миграцией зоны наибольшего прогиба происходило, несомненно, и изменение очертаний всей зоны прогиба, а также, возможно, и временное возникновение в ее центральной части более устойчивых участков («поднятий»). Вместе с возможной неоднородностью надсолевой толщи это приводило к отклонениям в распределении напряжений и могло вызывать нарушения в геометрической правильности распределения трещин, возникавших при прогибе осадочной толщи.

Таким образом, при изучении разрезов надсолевой осадочной толщи в разных участках Прикаспийской низменности, а также при анализе результатов геофизических исследований мы приходим к выводам, которые подтверждают правильность представлений о значении колебательных движений в процессе осадкообразования Прикаспийской депрессии, а также в образовании солянокупольных структур. Вместе с тем анализ условий проявления колебательных движений позволяет нам также подойти к расшифровке тех отклонений, которые мы наблюдаем в закономерном развитии сети трещин в надсолевой толще. Из сказанного также ясно, что неожиданное сходство столь различных по характеру и по масштабу явлений, как основные сбросовые трещины солянокупольных структур и трещины усыхания такыров, вполне объясняется сходством основных условий в динамике их образования. И тут и там мы имеем дело с достаточно однородными осадочными отложениями, которые подвергаются растягивающим усилиям, равномерно распределенным по всей площади осадков. Причины возникновения этих растягивающих усилий в обоих случаях совершенно различны, однако следствием этих усилий является образование системы трещин, подчиняющихся в обоих случаях совершенно одинаковым закономерностям.

Система трещин, возникающая вначале в нижних горизонтах надсолевой осадочной толщи, с течением времени в связи с происходящими в депрессии неоднократно повторяющимися колебательными движениями

и общим погружением осадочной толщи проникает в стратиграфически все более высокие горизонты этой толщи и создает условия для расчленения всей надсолевой толщи осадков на крупные полигональные участки, которые благодаря трещинам приобретают известную независимость и индивидуальную подвижность при реакциях на возникающие новые геотектонические условия. Исходя из этого мы должны считать, что с точки зрения истории геотектонического развития Прикаспийской низменности первичным и основным элементом ее тектоники являются не солянокупольные структуры, как это обычно принято считать, а полигональные участки («полигоны»), на которые расчленяется надсолевая осадочная толща в процессе ее колебательных движений. Несомненно, что расчленение надсолевой толщи на полигоны должно было отразиться и на первых этапах формирования нефтяных месторождений, приуроченных к солянокупольным структурам.

Залегающие ниже надсолевой толщи мощные отложения соли отличаются от перекрывающей толщи осадков повышенной способностью к пластическим деформациям. Это свойство, обнаруживающееся непосредственными наблюдениями в отложениях соли даже при относительно небольших давлениях (150—170 кг/см²), дает основания считать, что на глубине под значительным давлением толщи перекрывающих осадков на первый план выступает пластичность соли и поведение ее всецело подчиняется законам гидростатики («петростатики»). Повидимому, это обстоятельство и является причиной совершенно иной реакции соли на растяжения при колебательных движениях. Растяжения приводят к образованию трещин в надсолевой толще, но не отражаются на сплошности соляного массива, который на все глубинные воздействия реагирует как жидкость высокой вязкости.

Возникновение на границе с пластичной солью зияющих трещин («трещин погружения») может дать повод к заключению о том, что эти трещины явились каналами, по которым происходило внедрение соли, образовавшей штоки в верхних горизонтах осадочной толщи. Однако изучение целого ряда соляных куполов Эмбенской области и их сопоставление с куполами других областей приводит к выводу, что процесс образования соляных штоков является более сложным. Мы видим, что этот процесс распадается на несколько последовательных этапов; для каждого из них характерны особые условия внедрения соли и особые морфологические типы соляных штоков.

Несомненно, что в периоды опускания при образовании «трещин погружения» происходит внедрение в них некоторого количества соли. Однако уже приведенный выше подсчет показывает, что ширина возникающих трещин очень невелика, максимум 1—2 м для эмбенских условий, что, конечно, совершенно недостаточно для образования крупных штоков. Конечно, при образовании системы основных трещин будет возникать и серия параллельных и разветвляющихся второстепенных трещин, по которым может происходить откалывание глыб надсолевой толщи, приводящее к расширению трещин и увеличению полостей, заполняемых солью. Особенно благоприятные условия для внедрения соли возникают в узлах, где сходятся несколько трещин, то есть там, где сходятся вершины трех соседних полигонов. Однако анализ строения куполов показывает, что сами по себе все эти каналы, повидимому, еще не обеспечивают образования штока.

Кроме того, как это ни кажется странным на первый взгляд, следует считать, что периоды погружения являются менее благоприятными для внедрения соли, чем периоды поднятия. Выше уже было отмечено совпадение моментов роста куполов с периодами поднятия. Объясняется это не столько характером каналов (трещин) и их замыканием в верхней части при погружении осадочной толщи вследствие ее сжатия в верхней зоне, сколько различным поведением самой соли в периоды погружений

и поднятий, ее различной активностью в разные фазы колебательных движений. Причины колебательных движений, правда, в настоящее время еще не установлены и мы еще не можем разобрать динамику этого явления с достаточной подробностью. Однако, несомненно, что колебательные движения связаны с процессами, которые происходят в очень глубоких зонах земной коры или даже в подкорковых областях. Именно здесь создаются условия, которые вызывают погружения всего осадочного комплекса или его поднятия на большой площади. Естественно, что погружение подсолевого фундамента, которым обусловлен прогиб всей осадочной толщи, будет создавать известное разряжение в осадочной толще и вызовет в массиве соли некоторое понижение гидростатического («петростатического» по Ю. А. Косыгину) давления; это, в свою очередь, приводит и к погружению перекрывающего надсолевого комплекса. Следовательно, в периоды погружения изменение гидростатического давления в соли в каждый данный момент будет отрицательным. Отсюда ясно, что при погружении активность соли в отношении ее внедрения в осадочную толщу не может быть особенно высокой.

Наоборот, при поднятиях давление фундамента, передаваемое через соль, должно преодолевать силу тяжести громадной толщи перекрывающих его осадков; поэтому в каждый данный момент приращение давления снизу должно быть положительным, а это приведет к повышению активности соли и ее более энергичному воздействию на перекрывающую надселевую толщу. Это и обуславливает приуроченность внедрения соли к периодам поднятий.

Соль, находящаяся под повышенным давлением вследствие поднятия фундамента, будет искать выхода в ослабленных зонах надселевой толщи*. Положение таких зон будет определяться наличием и распределением сети трещин, образовавшихся при погружении. Однако использовать эти трещины как каналы для внедрения в вышележащую толщу в период поднятия оказывается уже невозможным. При поднятиях растягивающие усилия в нижней зоне надселевого комплекса будут сменяться сжимающими, и в это время трещины будут уже закрываться.

Единственная возможность для осуществления внедрения соли в перекрывающую толщу в этих условиях заключается в использовании подвижности отдельных полигонов или их краевых участков, возникшей в связи с трещиноватостью надселевой толщи. Соль, находящаяся под давлением снизу, поднимает весь полигон или, чаще, устремляется в ослабленную зону на стыке двух, трех или четырех полигонов. Здесь она приподнимает их краевые части и образует тот или иной тип структуры в зависимости от того, сколько и каких граней или углов полигонов будет приподнято соляным штоком.

Положение зоны внедрения соли относительно граней и углов полигонов определяет и морфологический тип образующегося здесь штока. Если внедрение происходит вдоль грани полигона, то образуется линейный или овальный соляной шток. При внедрении соли в узле граней, а тем более при внедрении соли в двух соседних узлах, образуются соляные штоки сложных звездчатых очертаний.

Основными моментами в построении структуры куполов этой первой фазы являются: 1) общее поднятие соляного массива (цоколя) в ослабленной зоне и 2) индивидуальное поднятие некоторых элементов полигонов, сходящихся на данном куполе, по основным сбросовым трещинам. Как правило, вдоль основных сбросовых трещин образуются грабены, возникновение которых обусловлено наличием растягивающих усилий в верхней части осадочной толщи при поднятии соляного штока. Внедре-

* Такое понимание основы процесса внедрения соли, с нашей точки зрения, наиболее правильное, было недавно в применении к Эмбенской области высказано В. Я. Авровым (1948—1951). Однако предложенная им трактовка характера и условий образования ослабленных зон является совершенно неприемлемой.

ние соли в куполах этого типа ограничивается теми участками, где ей удалось приподнять края полигона. Соляным штоком здесь считается выступ соляного тела, лежащий под приподнятыми элементами полигонов. Практически подняты часто не только те части полигонов, которые занимают наиболее высокое положение и на геологических картах куполов обозначаются термином «поднятые крылья», но и участки грабен, а также, хотя бы частью, и те крылья куполов, которые занимают более низкое положение и на геологических картах кажутся опущенными («опущенные крылья»). Тектоническое несогласие на границе соли и осадочной толщи в этих куполах наблюдается только по основным сбросам, обычно осложненным грабенами, и разделяющим поднятия и опущенные крылья. Примерами куполов такого типа могут служить известные, хорошо изученные структуры Доссора, Маката и Жолдыбая (рис. 8, I), у которых не имеется «интрузивного» соляного штока. Образование куполов такого рода можно рассматривать как первый этап в формировании солянокупольных структур. Этот тип мы и наблюдаем в целом ряде солянокупольных структур Южной и Северной Эмбы.

По мере дальнейшего проявления колебательных движений на фоне общего погружения депрессии происходит все большее накопление осадков. Одновременно к ослабленным зонам надсолевой толщи, к трещинам погружения и образуемым ими углам с каждым периодом поднятия притекают все новые порции соли, которые принимают участие в дальнейшем формировании штока. Краевые части полигонов, сходящиеся в данном куполе и затрудняющие движение соли вверх, постепенно отстраняются с ее пути посредством дальнейшего их изгибания и поднятия или при помощи разрывов. Скорее всего и с наибольшим эффектом этот процесс будет проявляться в наиболее подвижных и слабых участках на границах полигонов. Такими участками, естественно, являются узлы граней (вершины полигонов), где мы и можем ожидать наиболее интенсивный рост соляных штоков. В результате такого повторного перемещения соли соляной шток поднимается все выше, проникая во все более молодые горизонты надсолевой толщи.

При одновременном нарастании мощности осадков в межкупольных пространствах и поднятии соли во все более высокие стратиграфические горизонты соляные тела как бы растут в вертикальном направлении и приобретают очертания, все более приближающиеся к настоящему штоку. В то же время, по мере роста штока, его поперечное сечение будет по принципу наименьшего сопротивления движению все более приближаться к кругу или эллипсу*. Примеры таких соляных тел мы видим в солянокупольных структурах юго-восточной и приморской части Южной Эмбы

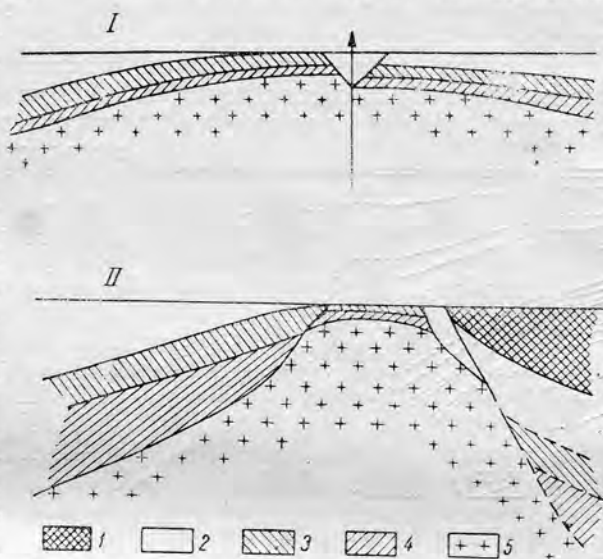


Рис. 8. I. Доссорский тип соляного купола II. Аб-
желский тип соляного купола (по В. К. Василенко)
1—третичные; 2—мел; 3—юра; 4—пермотриас; 5—соль

* На это указывали ранее В. Я. Авров и Ю. А. Косыгин.

(Абжель, Ракуша и др., рис. 8, II). Соляные штоки такого типа можно рассматривать как образования второго этапа формирования куполов.

Дальнейший ход образования соляных штоков рисуется нам в следующем виде: по мере накопления осадков и притекания к штокам под влиянием колебательных движений новых порций соли, верхняя часть соляного штока все более удаляется от своего основания, теряет согласное залегание с перекрывающей соль осадочной толщей и приобретает постепенно характер «интрузивного» диапирового ядра. Соль внедряется теперь уже в чуждые ей молодые отложения и образует в перекрывающей осадочной толще брахиантиклинальные солянокупольные структуры.

Исходные, материнские соляные отложения у штоков этого типа находятся на очень больших глубинах. Они часто не могут быть вскрыты бурением и нередко с трудом улавливаются даже геофизическими методами разведки. По форме штоки этого типа имеют вид «столбов» или «пальцев» круглого или эллиптического сечения (рис. 9). Можно предполагать, что они будут приурочены главным образом к узлам полигонов. Штоки, у которых основание уже не улавливается, сравнивают нередко с «каплями», поднимающимися вверх через вязкую среду. Примеры пальцеобразных штоков в Прикаспийской депрессии до настоящего времени еще не известны. В Европейской части Союза мы их встречаем в солянокупольной области на западе Днепровско-Донецкой впадины (Ромны и др.), где они имеют еще вид столбов. Наиболее

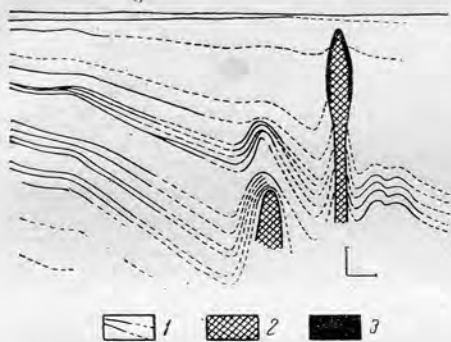


Рис. 9. Пальцеобразный тип соляного штока, Гольф-Коаст, США (заимствовано из статьи В. П. Батурина)

1—стратиграфические границы в третичных отложениях; 2—соль; 3—кэпрок

типичные штоки такого рода известны в США в третичных отложениях побережья Мексиканского залива (Гольф-Коаст). Здесь благодаря большой мощности осадков они кажутся совершенно оторванными от материнских отложений соли. Возраст последних определяется совершенно условно по косвенным данным.

Образование штоков столбообразного или пальцевидного типа можно рассматривать как третий этап формирования солянокупольных структур.

Существование штоков типа «капли» еще не было доказано фактическими данными и представляет пока только гипотезу. Поэтому такой тип пока нет основания выделять в особый этап.

Образование соляных куполов Северо-Германской низменности связывается обычно с проявлениями пликативных дислокаций (Шумилин, 1933, 1935). Поэтому мы должны рассматривать их как особый тип и не можем включать их в генетический ряд штоков, рассмотренных выше. Следует, однако, отметить, что некоторые из германских солянокупольных структур имеют вид сильно эродированных куполов Прикаспийской низменности. Вместе с тем региональные закономерности, выдвинутые немецкими исследователями для объяснения их происхождения и связывающие образование этих куполов со складчатостью двух направлений, представляются мало убедительными. Весьма вероятно, что критическая ревизия всех геологических данных по германским куполам с точки зрения региональных закономерностей дала бы возможность внести значительные коррективы в принятое в настоящее время решение вопроса об их генезисе.

Образование штоков, вершина которых очень удалена от толщи материнской соли, а тем более и каплевидных, не может быть полностью объяснено одним процессом повторной инъекции соли из материнской толщи. На этом этапе, повидимому, вступает в действие еще один фактор, влияние которого не могло проявиться на более ранних стадиях образования штоков.

С того времени, когда шток приобретает вид столба с более или менее вертикальными боковыми поверхностями, на него в периоды поднятий начнет оказывать боковое давление прилегающая к нему часть осадочной толщи. Причина этого давления заключается в горизонтальном сжатии осадочной толщи, которое происходит при переходе ее от погружения к поднятию, то есть от прогиба к горизонтальному положению при выравнивании прогиба. Силы бокового сжатия, которые развиваются в нижних горизонтах осадочной толщи в периоды поднятий, будут, несомненно, достигать значительной величины. На первых этапах следствием этих сил будет замыкание «трещин погружения», образовавшихся при прогибе толщи. После внедрения соли, когда шток будет иметь вид столбообразного тела, боковое сжатие приведет к выдавливанию соли в зоны более низких давлений. Такими зонами в периоды поднятий являются более высокие горизонты надсолевой толщи, куда и будет направлено движение соляного штока.

При относительно небольших мощностях осадочной толщи, когда высота штока еще сравнительно небольшая, боковое сжатие имеет второстепенное значение и может рассматриваться только как вспомогательный фактор к основному инжецирующему воздействию материнской толщи соли. В более поздние фазы формирования штока в условиях глубокого залегания материнской соли боковое сжатие становится уже основным фактором поднятия соли, так как здесь гидростатическое («петростатическое») давление материнской соли уже не может оказывать влияния на рост соляного штока. В то же время действие бокового сжатия может сказываться на движении штока вплоть до самых высоких горизонтов осадочной толщи.

Рассмотренные этапы формирования соляных штоков связывают в один последовательный генетический ряд соляные штоки Эмбенской области, Украины и Мексиканского залива (Голф-Коаст). Начинается этот ряд массивными плоскими штоками типа Маката или Доссора, еще совершенно не имеющими характера интрузивных образований и представляющими первый этап в образовании штоков. Далее следуют высокие, но вместе с тем и широкие штоки типа Абжели или Ракуши, которые приобретают вид широких столбов, но сохраняют еще в значительной мере согласное залегание с перекрывающими отложениями. Этот тип соляных штоков отвечает второму этапу внедрения соли. Третий этап формирования штоков характеризуется в его ранней стадии высокими и узкими столбообразными штоками Роменского типа и в поздней стадии наиболее высокими и очень узкими штоками («пальцы») типа штоков Голфа. В этих штоках уже не сохраняется никакой генетической связи между солью и вмещающей ее толщей пород и шток является настоящим интрузивным телом.

ЛИТЕРАТУРА

- Авров В. Я. О генезисе солянокупольных структур Урало-Эмбенской области. ДАН СССР, т. 73, № 3, 1950.
- Авров П. Я., Буялов Н. И. и др. Геологическое строение Эмбенской области и ее нефтяные месторождения. Нефть, геол.-разв. ин-т, ОНТИ, 1935.
- Айзенштадт Г. Е. Об одной особенности сбросовых нарушений на Эмбенских соляных куполах. ДАН СССР, т. 59, № 6, 1948.
- Айзенштадт Г. Е. Условия осадконакопления на Южной Эмбе в юрское время. ДАН СССР, т. 68, № 5, 1949.

- Белоусов В. В. О структуре Волго-Уральской области. Тр. МГРИ им. С. Орджоникидзе, т. XXII, 1947.
- Белоусов В. В. Общая геотектоника. Госгеоллиздат, 1948.
- Богданов А. А. Соляные купола Нижнего Заволжья. БМОИП, т. XII(3), 1934.
- Богданов А. А. Стратиграфия и основные вопросы соляной тектоники стерлитамакского Приуралья. БМОИП, т. XIII(4), 1935.
- Буялов Н. И. Соляные купола Урало-Эмбенской области и связанные с ними полезные ископаемые. «Большая Эмба», т. I. Изд. АН СССР, 1938.
- Буялов Н. И. Нефтеносность отложений Эмбенской области и ее связь с тектоникой. Восточная нефть, № 4, 1940.
- Василенко В. К. Ориентированные дислокации Южно-Эмбенских соляных куполов. Литологический сборник, № 3. НИТО нефтяников при ВНИГРИ, 1950.
- Гейслер А. Н. О некоторых закономерностях образования солянокупольных структур. ДАН СССР, т. 77, № 6, 1951.
- Дорохов В. Я. Озинское месторождение калиино-магнезиальных солей. Изд. Нижне-Волжского геол.-разв. тр. «За недра Волго-Прикаспия», вып. I, 1940.
- Косыгин Ю. А. Соляная и гипсовая тектоника Актюбинской области. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1940.
- Косыгин Ю. А. Соляная тектоника платформенных областей. ВНИИГАЗ, 1950.
- Косыгин Ю. А. Основы тектоники нефтеносных областей, ред. А. А. Бакирова. Гостоптехиздат, 1952.
- Косыгин Ю. А. и Магницкий В. А. О возможных формах геометрической и механической связи первичных вертикальных движений, магматизма и складкообразования. БМОИП, отд. геол., № 3, 1948.
- Магницкий В. А. К вопросу о генезисе плакантиклиналей. БМОИП, отд. геол., т. 21, № 3, 1946.
- Миронов С. И. Уральский нефтеносный район и условия его развития. Нефть и сланц. хоз., № 1—3, 1920.
- Миронов С. И. Нефтеносность Урало-Волжской территории и задачи дальнейшего ее изучения. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1947.
- Неволин Н. В. Геологические результаты геофизических работ в районе Эмбы за 20 лет. Сборник «Прикладная геофизика», вып. 4. Гостоптехиздат, 1948.
- Неволин Н. В. Геологическое строение Прикаспийской впадины в свете геофизических данных. Гостоптехиздат, 1951.
- Никитина Ю. П. Палеогеографические условия осадконакопления в нижне-меловое время в Эмбенской нефтеносной области. БМОИП, отд. геол., т. XXIII, вып. 2, 1948.
- Пермяков И. Г. Проблема контактовой нефти в Урало-Эмбенском районе. Сборник «Нефтяные месторождения Урало-Эмбенского района», 1933.
- Пермяков И. Г. Условия залегания нефти и дальнейшее направление разведки в Эмбенской области. Сборник «Большая Эмба», т. I, изд. АН СССР, 1938.
- Румянцев В. Е. Основы тектоники Урало-Эмбенского района. БМОИП, отд. геол., т. III, № 1—2, 1930.
- Скворцов В. П. Где искать нефть в Южно-Эмбенском районе. Сборник «Нефть месторожд. Урало-Эмбенского р-на», 1933.
- Скворцов В. П. Месторождение Доссор. Сборник «Нефть месторожд. Урало-Эмбенского р-на», 1933.
- Смирнов Л. П. Соляные купола в Южном Урале и Урало-Эмбенском районе. Сборник «Нефть месторожд. Урало-Эмбенского р-на», 1933.
- Тихонович Н. Н. Уральский нефтеносный район: Кой-кара, Иман-кара, Кызыл-куль. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 119, 1915.
- Тихонович Н. Н. Уральский нефтеносный район (4 лекции). Прил. к Азерб. нефть. хоз., № 12, 1924.
- Фотиади Э. Э. Гравитационная съемка в Озинковском р-не Саратовского края. «За недра Волго-Прикаспия», т. I, вып. 4, 1937.
- Фотиади Э. Э. Некоторые новые данные о строении Волго-Эмбенской нефтегазосной области. «Восточная нефть», № 9, 1940.
- Храмов Н. А. Геологические исследования в полосе Уил-Илецкая защита Эмбенской нефтеносной области. Тр. НГРИ, нов. сер., вып. 11, 1940.
- Шумилин С. В. О тектонике Эмбенского района. БМОИП, отд. геол., т. XI (I), 1933.
- Шумилин С. В. Тектоника соляных куполов. Сборник «Геол. строение Эмбенской обл.», ОНТИ, 1935.

К СТРАТИГРАФИИ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Огромный фактический материал по палеозою Русской платформы, полученный в результате бурения опорных скважин, позволил в настоящее время сделать целый ряд важных выводов по истории геологического развития всей территории в отдельные этапы палеозойской эры. Однако в публикуемых схематических построениях, отражающих те или иные закономерности геологического процесса, для некоторых областей ощущается недостаточность данных, особенно для северных областей платформы. Это и не удивительно, так как при изучении глубинных недр на севере геологической съемкой в 1928—1938 гг. было пробурено всего лишь четыре структурных скважины с наибольшей глубиной в 824 м, вскрывших один разрез до среднего девона и остальные до пермских отложений и незначительной части верхнего карбона. Опорное бурение, широко развернутое в центральных и западных районах Русской платформы, как известно, во многом изменило существовавшие представления о составе и возрасте кристаллического фундамента, о разрезе покрывающей его осадочной толщи. На севере бурение опорных скважин началось позднее и проводилось в довольно ограниченных размерах, тем не менее результаты его, в совокупности с данными разведочных и структурных скважин, внесли много существенно нового в стратиграфию палеозоя.

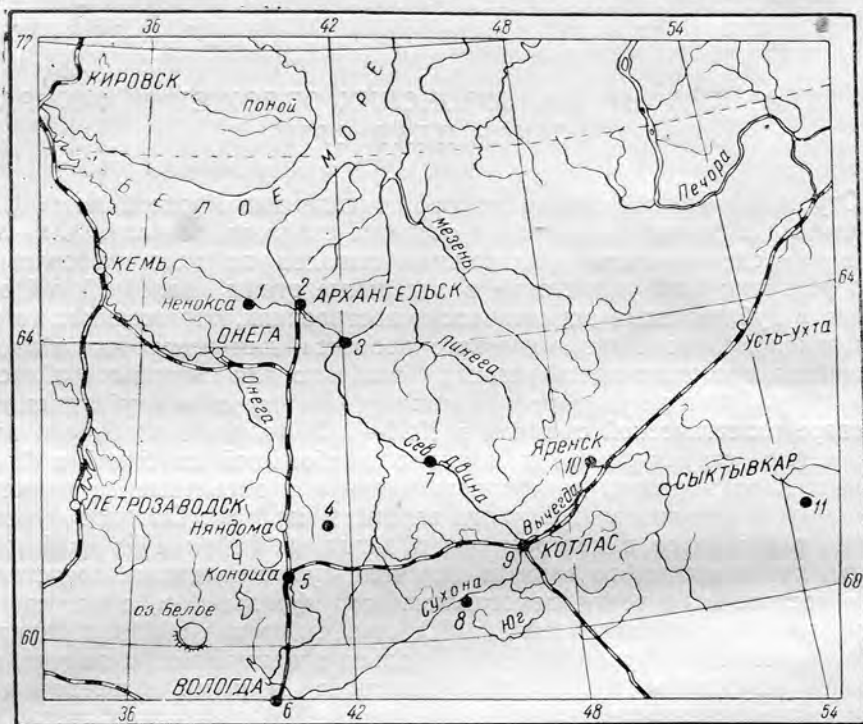
Эти данные, еще в значительной степени предварительные, позволяют, однако, осветить в общих чертах основные результаты, полученные глубоким бурением на севере.

Наибольшие мощности палеозоя известны в двух точках: г. Вологде (2236 м) и г. Котласе (свыше 2600 м), где скважины не достигли кристаллического фундамента. Последний на севере вскрыт всего четырьмя скважинами: опорной скважиной на ст. Коноша (на абс. отм. 781 м) и тремя разведочными: Ненокской (на абс. отм. 612 м), Архангельской (на абс. отм. 511 м) и Усть-Пинежской (на абс. отм. 818 м), пробуренных в области сравнительно неглубокого погружения восточного склона Балтийского щита. Как следует из сопоставления этих отметок, в районе Архангельска фиксируется небольшой выступ фундамента (в 101 м) относительно глубины его залегания в районе Неноксы. Если условно принять, что между г. Архангельском и Усть-Пинегой отсутствуют крупные разломы в фундаменте, то погружение его в этом направлении составит угол в 12'2". В Прионежье скважины, пробуренные на простирании Ветреного пояса, обнаружили сложный рельеф поверхности погребенной части этой структуры с амплитудой колебания свыше 200 м. Вследствие отсутствия фактических данных по положению кристаллического фундамента на всем огромном пространстве к востоку от приведенных выше точек вплоть до выходов метаморфических сланцев на Тимане остается

неразрешенным вопросом о характере современного рельефа фундамента, его составе и возрасте слагающих пород по существу для всего севера Русской платформы.

Докембрийские осадочные образования

Древнейшими отложениями осадочного комплекса на севере могут считаться кварцевые песчаники, полностью вскрытые бурением в Ненокском районе на Онежском полуострове. Они выполняют депрессию в породах кристаллического фундамента, представленного здесь в основном крас-



Карта расположения глубоких скважин на севере Русской платформы.

1—Ненокская; 2—Архангельская; 3—Усть-Пинежская; 4—Няндомская; 5—Коношская опорная; 6—Вологодская опорная; 7—Каменный Прилук; 8—Занавольчье; 9—Котласская опорная; 10—Яренская опорная; 11—Кельминская

ными и буро-красными биотитовыми гранитами. Древняя толща, которую следует выделить в ненокскую свиту, мощностью в 333 м состоит из желтовато- и красновато-оранжевых мелкозернистых песчаников с прослоями розовато-белых и серовато-фиолетовых более грубозернистых песчаников. К средней части их приурочены серовато-фиолетовые гравелиты с мелкой кварцевой галькой. Основную массу песчаников составляет кварц, и только в самой нижней части их присутствуют измененные полевые шпаты. Цемент в песчаниках железистый, железисто-каолинитовый и кварцевый регенерационный. Скважины, пробуренные до кристаллического основания к югу и востоку от Ненокского района, подобных отложений не встретили, что указывает на довольно ограниченное их распространение.

Ненокские песчаники внешне похожи на красноцветные песчаники Терского берега Кольского полуострова. Последние залегают в депрессиях складчатого архейского фундамента, имеют меньшую мощность и отличаются от ненокских гораздо большим метаморфизмом, существенно аркозовым составом и наличием кварцево-баритовых жил.

Герскую свиту одни исследователи относят к иотнию верхнего протерозоя, другие — к девону.

По литологическим особенностям и положению в разрезе палеозоя ненюкская толща хорошо сопоставляется с древними подгдовскими песчаниками Белоруссии, где типичные гдовские слои ложатся с разрывом на мощную толщу (свыше 200 м) кирпично-красных и розовых кварцевых, нередко кварцитовидных, песчаников (оршанская свита Е. П. Брунс). Для этих песчаников, так же как и для ненюкских, характерно присутствие мелких рассеянных гнезд каолина и регенерационного кварца в цементе.

Отложения древнее гдовских слоев вскрыты Коношской опорной скважиной, по которым она прошла 97 м. Они существенно отличны от ненюкской толщи и представлены в нижней части светлоокрашенными кварцитоподобными и темнозелеными аркозовыми песчаниками с прослоями сланца, а в верхней части темнолиловыми пятнистоокрашенными аргиллитами с тонкими прослоями алевролитов. По присутствию в этих песчаниках гальки шунгита и внешнему сходству пород А. Н. Гейслер сопоставляет их с каменноборскими песчаниками г. Петрозаводска, входящими в состав свиты иотнийской формации Карельско-Ладожского перешейка (петрозаводско-брусненская группа В. М. Тимофеева, выше которой помещается вторая группа — шокшинские кварциты) (1935). Эти отложения Л. Я. Харитонов выделяет в IV серию своей стратиграфической схемы протерозоя Карелии и относит их к раннему палеозою (эокембрию и иотнию). Вопрос о возрасте ненюкских песчаников, как видно из приведенных данных, связан с решением довольно сложной задачи выяснения региональных стратиграфических соотношений разобщенных между собою выходов древнейших осадочных образований, выполняющих синклиналиные структуры первого порядка Русской платформы.

Попытка увязки и обобщения в единую региональную стратиграфическую схему нового огромного материала по нижнему палеозою, составленного главным образом бурением, была, как известно, сделана для значительной территории Русской платформы Б. С. Соколовым. Разделяя наиболее древние отложения нижнего палеозоя на два комплекса — валдайский и балтийский, он придает им самостоятельное значение, считая, что на границе их фиксируются колебательные движения. Нижний из этих комплексов он рассматривает как древнейший, относящийся к синийской системе и хорошо сопоставляющийся со спарагмитовой формацией Норвегии; верхний комплекс он относит к нижнему кембрию на основании того, что уже в верхней половине толщи «синих глин» установлена древнейшая нижекембрийская фауна (1952).

Граница синия (как палеозойской системы) и протерозоя, по его мнению, будет проходить либо над, либо под иотнием, в зависимости от той стратиграфической корреляции, которая будет проведена между иотнийскими образованиями Балтийского щита и отложениями, предположительно относимыми к этой формации на Украине.

Н. С. Шатский, относя верхний балтийский комплекс к нижнему кембрию, выделяет нижний валдайский комплекс и древние осадочные толщи в рифейскую систему верхнего протерозоя, эквивалентную спарагмитовой формации юго-востока Норвегии, отложения которой залегают под нижним кембрием и на иотнийских образованиях (1952).

Кембрий

К нижнему кембрию на севере Русской платформы в настоящее время относят (А. И. Зоричева, А. Н. Гейслер, Н. С. Иголкина и др.) мощную толщу песчано-глинистых зеленоцветных и алевролитовых красноцветных образований, довольно четко разделяющихся на два ком-

плекса. Они вскрыты полностью глубокой скважиной в Усть-Пинеге и опорными скважинами в г. Котласе и Коноше. Неполные разрезы пройдены скважинами в с. Неноксе, г. Архангельске, сел. Каменном Прилуке и опорными в г. Вологде и с. Яренске. До бурения глубоких скважин нижняя часть этой толщи, выходящая на поверхность на Онежском полуострове и в других районах побережья Белого моря, принималась за девон и соответственно картировалась. Это, естественно, вытекало из существовавших представлений о распространении отложений кембрия, которое ограничивалось южной частью Балтийского щита.

Вопрос о принадлежности к нижнему кембрию отложений, относившихся к девону на Онежском полуострове, и красноцветной толщи с. Усть-Пинеге (вскрытой под известняками московского яруса) разрешился после того, как в Котласской и Коношской опорных скважинах были пройдены аналогичные образования под отложениями девона, а в скважине Каменный Прилук в верхней части их были найдены остатки червей *Sabellidites cambriensis* J a n. Сопоставление всех разрезов скважин в настоящее время дает основание выделить нижний комплекс в валдайский, верхний—в балтийский комплексы стратиграфической схемы ВНИГРИ, принятой для нижнего палеозоя. Валдайский комплекс хорошо выражен в ненокском разрезе, где видны и его стратиграфические взаимоотношения с древней ненокской свитой песчаников. В основании его выделяются гдовские слои мощностью в 27,5 м, с размывом залегающие на оранжевых песчаниках указанной свиты. Гдовские слои состоят из базального крупногалечного конгломерата (с галькой кварца, полевого шпата и оранжевого песчаника подстилающей толщи) и песчаников полевошпатово-кварцевых, светлосерых и белых, с прослоями гравелитов и зеленоватых глин. Этот горизонт насыщен солеными водами.

В Архангельской скважине гдовские слои отсутствуют и появляются в основании Усть-Пинежского разреза, где залегают непосредственно на гранитах. По направлению к Котласу они, повидимому, сильно увеличиваются в мощности, так как толща голубовато-зеленых алевролитов и песчаников (свыше 500 м мощностью), подстилающая в Котласе ламинаритовые глины, очень близка по петрографическому составу к гдовским слоям. Здесь, как и в Неноксе, встречен горизонт соленых вод. Гдовские слои повсюду связаны с ламинаритовыми глинами постепенным переходом.

Ламинаритовые глины представляют собой очень четкий стратиграфический горизонт однородных, по преимуществу зеленовато-серых камнеподобных глин, с прослоями более светлоокрашенных слюдинокварцевых алевролитов. Для этой толщи всюду, где она вскрыта, характерны: тонкая горизонтальная слоистость пород (напоминающая ленточную), нередко нарушенная складочками оползания; присутствие тонкораспыленного пирита и темные пленки органического происхождения (ламинариты). Особенно важным признаком для этого горизонта является наличие тонких прослоев белой и розовой окраски монтмориллонитовых глин (от 1 до 6 мм), с которыми всегда сопряжены тонкие подстилающие их прослоечки алевролитов. В последних микроскопически различимы обломки эффузивов, частью или полностью замещенные монтмориллонитом. Прослои монтмориллонитовых глин, изученные М. Ф. Викуловой в разрезе Неноксы, рассматриваются как отложения пеплового материала, измененного в морской воде. В настоящее время они получили коррелирующее значение, так как прослежены в определенных горизонтах ламинаритовых слоев на всем пространстве от с. Неноксы до г. Яренска.

Проявления эффузивного вулканизма на Русской платформе в кембрии известны по результатам бурения опорных скважин в районе Крестцов, Калуги и других местах. Повидимому, с этими же проявлениями нужно связывать и образования туфов щелочных базальтов Онеж-

ского полуострова. Они были вскрыты на глубину 90 м разведочной скважиной близ с. Ненокса и их происхождение до последнего времени оставалось неясным. Л. Я. Харитонов пришел к заключению, что они одновозрастны с щелочными базальтами Турьего мыса Кандалакшского залива, прорывающими аркозовые конгломераты и песчаники, которые он относит к нижнему палеозою.

Мощность ляминаритовых глин при несколько условной границе их с вышележащим балтийским комплексом изменяется с запада на восток примерно с 254 м в Неноксе до 786 м в Котласе и снова уменьшается до 235 м в Яренске. Условность границы между валдайским и балтийским комплексами вызывается отсутствием ясно выраженного перерыва между ними и наличием в верхах ляминаритовых глин значительных прослоев алевролитов и иногда песчаников.

Балтийский комплекс, как и везде на платформе, выделяется по появлению более или менее мощной пачки песчаников и изменению окраски пород по сравнению с ляминаритовыми слоями. Для большинства северных разрезов характерна красноцветная окраска пород и их существенно алевролитовый состав. В этом отношении наиболее интересным является разрез Усть-Пинежской скважины, в котором весь Балтийский комплекс представлен переслаивающимися красновато-коричневыми алевролитами и глинами с кирпичной окраской в верхней части. Обоснованием нижнекембрийского возраста этих красноцветов (мощностью около 400 м), перекрытых карбонатной толщей подольского горизонта московского яруса, являются: во-первых, их чрезвычайное сходство с красноцветными алевролитами и глинами Котласского разреза, залегающими под заведомо девонскими (франскими) отложениями и на зеленоцветных аргиллитах ляминаритовых слоев (с прослоями эффузивов); во-вторых, в разрезе скважины Каменный Прилук, промежуточном между Усть-Пинегой и Котласом, в керне отложений, сходных с усть-пинежскими красноцветами и перекрытых девоном, Н. С. Иголкиной в 1952 г. были найдены органические остатки, определенные Б. С. Соколовым как *Sabellidites cambriensis* J a n.

В разрезе Яренской опорной скважины Балтийский комплекс значительно отличается от западных разрезов. Здесь он складывается зеленовато-серыми плотными аргиллитами и коричневатобурными алевролитами, переслаивающимися между собой, со слоистостью такого же типа, как в ляминаритовых глинах. Принадлежность их к Балтийскому комплексу подтверждается наличием спор, среди которых указываются *Trachytriletes planus* sp. nov. и *Stenozonotriletes sokolovi* sp. nov. (определения Б. В. Тимофеева), встреченные также в слоях с червями в разрезе скважины Каменный Прилук.

Наибольшие мощности кембрия, приуроченные к глубоко погруженным каледонским прогибам платформы, на севере характеризуют район г. Котласа (свыше 1200 м) и с. Усть-Пинеги (около 800 м). Значительно сокращенный разрез (228 м) вскрыт Коношской опорной скважиной, что связано, повидимому, с усилением тенденции к поднятию этого района в кембрии. Совершенно неосвещенным остается вопрос о стратиграфических соотношениях метаморфической серии Тимана и нормальных осадочных образований нижнего палеозоя, вскрытых опорными скважинами. Яренская опорная скважина не достигла кристаллического фундамента, и к востоку от нее еще не получено никаких данных ни о глубине погружения метаморфических сланцев в юго-западном При-тиманье, ни о составе пород фундамента в этой части платформы.

Если принять точку зрения Э. Л. Кальберг и О. А. Солнцева на возраст верхних свит метаморфической толщи Тимана, которые они на основании находок водорослей *Canophyton dzevanowski* W o l o g d. и спор относят к кембрию, то можно предполагать, что платформенные фации кембрия севера Русской платформы переходят в геосинклиналь-

ные Тимана. В этом случае наиболее близкими свитами схемы О. А. Солнцева к кембрию опорных скважин будут джеджимская кварцитовая и кварцито-песчаниковая (мощностью около 200—300 м), трансгрессивно залегающая на более древней (протерозойской) четлаской свите, и бобровская свита шиферных и кварцито-серицитовых сланцев (мощностью около 1000—2000 м). В разрезе скважины среднего течения р. Вымы сланцы этой свиты очень слабо метаморфизованы и напоминают собой аргиллиты Валдайского комплекса Яренской опорной скважины.

Девон

Выходы девонских отложений на поверхность на севере Русской платформы известны в Вытегорско-Андомском районе и в бассейне р. Онеги. До 1951 г. к девону относили и зеленоцветные песчано-глинистые образования Онежского полуострова, которые, как показало глубокое бурение, принадлежат кембрию. Вся огромная область, располагающаяся к востоку от выходов девона на поверхность вплоть до Тимана, до бурения опорных скважин оставалась неосвоенной. Сопоставление девона севера с девонем Главного девонского поля проводилось по единственному разрезу скважины, пробуренной в 1936 г. близ ст. Нядома и вскрывшей под нижним карбоном отложения верхнего и среднего девона.

Глубоким бурением выяснилось весьма ограниченное распространение девона на севере, что связано с резким изменением структуры этой части среднерусской синеклизы в герцинское время. Наиболее полный и мощный разрез девона, превышающий по мощности разрез Главного девонского поля почти в 3,5 раза, вскрыт опорной скважиной в Вологде (в юго-западной части рассматриваемой территории). На основании детального изучения этого разреза А. Н. Гейслер выделил здесь средний девон в 258 м мощностью. В среднем девоне, представленном живетским ярусом, А. Н. Гейслер различает пярнуские слои, состоящие из светло-окрашенных алеврито-песчанистых пород мощностью 43 м, наровские слои, представленные переслаивающимися карбонатными, глинистыми и карбонатными и сульфатными породами (с фауной червей и брахиопод) мощностью 131 м, и лужские, или тартусские слои, состоящие из карбонатно-песчанистой пачки пород в нижней части и доломитовой в верхней с фауной *Spirorbis omphalodes* Goldf., *Tentaculites* sp. и др. мощностью в 79 м.

В основании франского яруса выделяется мощная толща в 111 м песчаников и алевролитов (с растительным детритом), сопоставляемых с оредежскими и подснегорскими слоями. Выше залегают карбонатная толща, резко отличающаяся от подстилающих ее отложений нижнефранского подъяруса и перекрывающих песчано-глинистых образований верхней части франского яруса. По фауне она расчленяется в нижней карбонатной части на псковские и чудовские слои (мощностью 64 м) и в верхней части — на свиноводские, ильменские и буревские слои (мощностью 56 м), представленные терригенными отложениями с прослоями карбонатных пород. Весь остальной разрез девона мощностью в 237 м представлен верхней пестроцветной толщей, имеющей большое сходство с пестроцветной толщей Главного девонского поля.

Над пестроцветными отложениями, по фауне относящимися к низам фаменского яруса, в Вологде вскрыта толща в 72 м, состоящая из карбонатных пород и углистых глин и мергелей. По сопоставлению с разрезом Любимской опорной скважины она отнесена к озерско-хованским слоям верхнего девона.

К северу от г. Вологды в районе ст. Коноша разрез девона сокращается почти на 500 м за счет почти полного выклинивания среднего девона, на долю которого здесь приходится условно выделенная А. Н. Гейслером пачка пестроокрашенных алевритовых глин мощностью

25 м со следами «корешков» и значительного уменьшения (почти в два раза) верхней пестроцветной толщи. Существенно уменьшается и роль карбонатных пород, которые встречаются только в виде редких и тонких прослоев. Далее к северу в очень сходном с коношским няндомском разрезе они сохраняются в виде единичных незначительных прослоев. В одном из прослоев найдены: *Camarotoechia aldoga* N a l., *C. pscovenssis* N a l., *Anatrypa micans* B u c h., *Spirifer fimbriatus* C o n., *S. muralis* V e r n. и др. Эта фауна позволяет говорить о широком распространении верхнедевонской морской трансгрессии в псковско-чудовское время, захватившей и район Няндомы на севере.

Здесь необходимо отметить, что разрез Няндомской скважины должен интерпретироваться несколько иначе, чем это делалось первоначально. При сопоставлении его с разрезом Коношской опорной скважины нижние красноцветные породы мощностью около 70 м, хорошо увязывающиеся с красноцветами Балтийского комплекса Коноши, должны быть исключены из отложений среднего девона Няндомского разреза. Севернее Няндомы скважины в с. Неноксе, г. Архангельске и с. Усть-Пинеге девона не встретили. Поэтому он должен выклиниваться где-то на промежутке между Няндомой и нижним течением р. Северной Двины, так как в устье р. Пинеге на красноцветах Балтийского комплекса непосредственно залегают карбонатные породы подольского горизонта московского яруса.

К востоку от линии опорных разрезов Вологда—Коноша—Няндом геологическое строение всей огромной территории Севера вплоть до обнаженной части Тимана освещается всего четырьмя глубокими скважинами: в Каменном Прилуке, Котласе, Яренске и среднем течении р. Выми.

К девону (франскому ярусу) в среднем течении р. Северной Двины (скв. Каменный Прилук) может быть отнесена маломощная пачка пестроцветных алевролитово-глинистых пород, мощностью в 25 м. Она залегает на слоях «синих глин» с остатками червей *Sabellidites cambriensis* J a n. и содержит споры девонского возраста.

Заведомо девонские отложения с редкими остатками ихтиофауны вскрыты Котласской опорной скважиной. К нижней части их мы относим немые светлоокрашенные песчаники мощностью в 75 м, литологически сходные с пачкой, условно выделенной в средний девон в Коношском разрезе. Налегавшие на эти песчаники пестроцветные глины мощностью в 56 м относятся к верхнему девону (франскому ярусу) по содержащимся в них остаткам зубов и чешуй рыб (определения Д. В. Обручева).

К северо-востоку от Котласа в разрезе Яренской опорной скважины, повидимому, девон отсутствует. Здесь под доломитами среднего карбона (нижний карбон здесь также отсутствует) выделяется пачка до 17 м мощностью тонко переслаивающихся аргиллитов и глинистых алевролитов коричневой и краснубурой окраски с редкими прослойками голубовато-серого алевролита. Эти породы постепенно переходят в подстилающую их толщу аргиллитов балтийского комплекса, из которых определены характерные для него споры. Возможно, что эта пачка составляет верхнюю часть слоев «синих глин», видоизмененных во время последующего длительного континентального перерыва.

За последнее время разрешился вопрос с выделением девона в одной из глубоких скважин Юго-Западного Пригиманья, пробуренной в районе порогов среднего течения р. Выми, являющейся связующим звеном между яренским и тиманским разрезами. Большинство геологов считало, что девон здесь отсутствует, а отложения, залегающие непосредственно на метаморфических сланцах, относили к угленосной свите карбона. При пересмотре образцов керна этой скважины нами была обнаружена фауна брахиопод *Athyra* cf. *tenuisulcata* V e r n. и *A.* cf. *reticularis* L., что

определило возраст песчано-глинистых отложений мощностью около 200 м, вмещающих эту фауну, как низы франского яруса.

Имеющиеся данные по девону севера, как мы видим, еще далеко не достаточны для точного определения времени отложения тех незначительных по мощности пачек пестроцветных песчано-глинистых пород, которые вскрыты в скважинах Каменный Прилук и в г. Котласе. Они являются, повидимому, континентальными фациями морских отложений франского яруса более южных районов. Незначительные мощности их, а местами полное выпадение из разреза, отражают, повидимому, те крупные положительные структуры, которые имели место в девонское время на севере Русской платформы. Непосредственное залегание отложений франского яруса на нижнем кембрии указывает на то, что отложению девона в этой части платформы предшествовал длительный перерыв, за время которого огромные участки суши являлись областями сноса и размыва. Сравнительно незначительные мощности девона и постепенное выклинивание определенных стратиграфических горизонтов с юго-запада на северо-восток позволяют предполагать о существовании в девоне крупной положительной структуры, ограничивавшей с севера Среднерусскую синеклизу.

Карбон

В начале нижнекаменноугольной эпохи структура северной части Среднерусской синеклизы, которую она имела в конце девонского времени, сохраняется. Значительно усиливаются тенденции к восходящим формам движений, это выражается в повсеместном выпадении из разреза карбона отложений турнейского яруса и большей части визейского. В районе Котласа и Яренска нижний карбон полностью отсутствует.

Каменноугольные отложения трансгрессивно ложатся на верхний девон в бассейне р. Онеги и на красноцветы нижнего кембрия на Онежском полуострове. К востоку кровля их погружается под более молодые образования на глубину от 160 до 940 м (к осевой зоне впадины) и от 582 до 250 м в районе юго-западного Притиманья.

Общая мощность карбона колеблется в пределах от 135 до 550 м, при этом наибольшая приурочена к области Притиманского карбонового прогиба и структурам юго-западного Притиманья и Сухонского вала.

Стратиграфические границы, объем всех отделов и палеогеографические выводы нами даются по схеме В. П. Бархатовой (ВНИГРИ).

Нижний карбон изменяется в мощности с запада на восток от 38 до 168 м. В западной части территории, в области выходов его на поверхность (Вытегорско-Андомский район), где были выделены свиты местного значения, он представлен в основании кварцевыми песками, переходящими кверху в песчано-глинистые породы, переслаивающиеся с карбонатными, а затем целиком в карбонатные. Эти свиты сопоставляются с окским и серпуховским подъярусами визе Подмосковья.

В среднем течении р. Онеги, вблизи от области сноса (Ветреного пояса), нижний карбон представлен обломочными породами с прослоями крупногалечных конгломератов, содержащих гальки изверженных пород.

По нашему представлению, нижний карбон на Онежском полуострове отсутствует. Относившаяся к этим отложениям красноцветная лайская свита Э. Л. Кальберг, вполне увязываясь с красноцветной частью усть-пинезского разреза, должна войти в балтийский комплекс нижнего кембрия. Отложения нижнего карбона, вскрытые скважиной Каменный Прилук, в среднем течении р. Северной Двины представлены в лагунной фации. В разрезах опорных скважин Котласской и Яренской нижний карбон отсутствует. Существенно отличный разрез нижнего карбона характеризует область юго-западного Притиманья, где он является наиболее полным. По фауне, изучавшейся Д. М. Раузер-Черноусовой, здесь выделяются: нижняя, терригенная свита с прослоями органогенных

известняков, сопоставляемая с тульским горизонтом Подмосковья; средняя, карбонатная, соответствующая окскому и серпуховскому подъярусам, и верхняя, известняковая, синхронизируемая с угловско-протвинскими отложениями Подмосковья.

Морская трансгрессия начала среднекаменноугольного времени первоначально захватила прогибы, унаследованные от нижнекаменноугольного времени. Поэтому наиболее мощные разрезы (от 184 до 256 м) характеризуют области, прилегающие к Тиману. На всей остальной территории севера имел место длительный перерыв, разновременность которого хорошо прослеживается с востока на запад последовательным выпадением из разреза нижних горизонтов этого отдела.

На западе средний карбон, начинаясь с верхней половины московского яруса, трансгрессивно налегает на отложения самого различного возраста. На Онежском полуострове и в нижнем течении р. Северной Двины он залегает на нижнем кембрие, в районе г. Котласа на верхнем девоне, в Вытегорско-Андомском районе, басс. р. Онеги и на Сухонском валу, на нижнем карбоне, изменяясь в мощности от 50 до 100 м.

Нижняя граница московского яруса везде хорошо определяется наличием базального слоя брекчиевидно-конгломератовидных или терригенных пород. Верхняя граница его устанавливается палеонтологически по полному исчезновению из разреза фауны тонкорестристых хористит.

В западной части обнаженной полосы выходов среднекаменноугольные отложения представлены карбонатными породами с фауной подольского и мячковского горизонтов. На Онежском полуострове в среднем карбоне выделяется прибрежноморская фация красноцветных песков и песчаников (урзугская свита Э. Л. Кальберг) с линзовидными прослоями известняков.

Наиболее полный разрез в погруженной части Среднерусской синеклизы вскрыт Яренской опорной скважиной. По мощности он почти в два раза превышает средний карбон разреза Котласской опорной скважины, достигая 184 м за счет появления каширского горизонта и увеличения мощности мячковского. Как и везде, средний карбон здесь представлен в основном доломитами и доломитизированными известняками, и только в нижней части карбонатной толщи содержатся прослой мергелей, темносерых аргиллитов и алевролитов с ангидритами. В Кельтменском районе юго-западного Притиманья мощный разрез среднего карбона (в 253 м), хорошо изученный Д. Раузер-Черноусовой и Н. Н. Ростовцевым, стратиграфически подразделяется на башкирские и донецкие слои в основании, верейский, каширский, подольский и мячковский горизонты, соответственно представленные тремя литологически различными толщами: нижней — известняковой, средней — глинисто-песчаниково-известняковой и верхней — известняково-доломитовой.

Верхнекаменноугольное море на севере сохраняло примерно те же границы, какие оно имело в московский век, поэтому отложения этого времени повсюду представлены карбонатными породами. Они залегают на среднем карбоне без перерыва и изменяются в мощности от 90 до 162 м. Граница между каменноугольной и пермской системами на севере, как и везде на Русской платформе, очень трудно определима. Эта трудность усугубляется еще и слабой изученностью фораминифер швагеринового горизонта как в уже известных обнажениях, так и в разрезах, вскрытых бурением. Более определенно и четко граница карбона и перми определяется на Тимане, где В. П. Бархатова к началу перми относит отложения с *Pseudofusulina uralica* Krot. и *Spiriferella saranae* Verh.

На западном пологом борту синеклизы мощность верхнего карбона колеблется в пределах от 85 до 100 м, уменьшаясь к западу за счет срезания верхних горизонтов. Начиная с района Котласа по направлению к востоку, верхний карбон увеличивается до 162 м (в Яренской опорной

скважине). Также значительна мощность его и на Сухонском валу (157 м). В разрезах скважин Кельтменского вала верхний карбон представлен доломитами мощностью до 127 м.

Пермь

Отложения пермской системы занимают центральную часть севера Среднерусской синеклизы и выходят на поверхность на огромной территории. В настоящее время разрезы их известны во многих районах и по буровым скважинам на глубину. Однако полный разрез от контакта нижнего триаса с татарским ярусом до контакта нижней перми с верхним карбоном вскрыт всего одной Яренской опорной скважиной. Здесь мощность пермской толщи достигает 775 м — немного меньше, чем в разрезе Котласа-Коряжмы, где разрез перми, вверху начинающийся с низов северо-двинской свиты, имеет мощность около 820 м.

Нижняя пермь, очень слабо охарактеризованная фауной, не может быть обоснованно подразделена на артинский и кунгурский ярусы. Литологически, однако, здесь довольно четко выделяются две свиты: нижняя — гипсо-ангидрито-доломитовая, получившая название верхнекулойской, и верхняя — песчано-глинистая, красноцветная, или вихтовская.

Постепенное превращение верхнекаменноугольного морского бассейна в пермское время в полузамкнутый бассейн, а затем в лагуну выразилось на севере повсеместным образованием (в нижней половине верхнекулойской свиты) доломитов и реже доломитизированных известняков с подчиненными прослоями гипсов и ангидритов. Они очень редко бывают охарактеризованы фауной, которая имеет облик угнетенной. Верхняя половина свиты, отлагавшаяся в условиях лагуны, представлена галогенными образованиями (гипсами и ангидритами, нередко с прослоями каменной соли).

В северных районах — бассейне рр. Мезени и Пинеги — в верхнекулойской свите преобладают доломиты, составляющие почти $\frac{2}{3}$ всего разреза. К югу мощность свиты постепенно возрастает за счет увеличения (в три раза) мощности гипсов и ангидритов. В районе Сухонского вала преобладают галогенные породы и здесь среди них появляются прослои каменной соли (от 0,25 до 5 м), общей мощностью от 26 до 34 м. В районе Сухонского вала каменная соль залегает на 366 м ближе к поверхности, чем в области его северо-восточного погружения в районе Сольвычегодска и с. Коряжмы, где она впервые была обнаружена и где разрезы очень близки к сухонским. На востоке соленосная толща выклинивается, за счет чего уменьшается и мощность верхнекулойской свиты (в Яренской опорной скважине). В юго-западном Притиманье (среднее течение р. Выми) разрез нижней перми существенно меняется и возрастает его мощность (до 600 м) по сравнению с более западными разрезами, что указывает на унаследованность карбонового Притиманского прогиба и в нижнепермское время. В гипсово-доломитовой толще здесь встречены псевдофузулины, характерные для артинского яруса.

По своему литологическому составу верхнекулойская свита претерпевает незначительные изменения, которые, как показало бурение, сводятся к увеличению или уменьшению роли галогенных пород.

Вихтовская свита, сопоставляемая с уфимской свитой, нами относится к нижнему отделу перми. Всюду она хорошо выделяется в разрезе, будучи представлена красноцветными песчано-глинистыми образованиями, в той или иной степени огипсованными. Карбонатные прослои в ней встречаются только в разрезах юго-западного Притиманья. По своему происхождению эта свита является континентальной. Мощность ее варьирует от незначительной на структурных поднятиях (от 6 до 17 м), как, например, на Сухонском валу, до 80 м в погруженной части синеклизы (в районе с. Яренска).

Большой интерес в бассейне р. Выми (Юго-Западное Притиманье) приобретает красцветная толща аналогов вихтовской свиты, достигающая здесь самой значительной мощности на севере — 190 м. Она сложена глинами темнокоричневыми, песчанистыми или известковистыми, с прослоями песчаников и известняков. В одном из прослоев известняка верхней части разреза Б. К. Лихаревым был определен найденный нами экземпляр пелециподы *Bakewellia* sp. ind., что указывает на морское происхождение карбонатных прослоев, вклинивающихся в красцветы и, возможно, на кунгурский возраст их. Тонкие прослои известняков с морской фауной брахиопод из рода *Athyris* были встречены в красцветях вихтовской свиты в бассейне р. Кулоя. Известны немногочисленные находки пресноводных пелеципод в вихтовской свите бассейна р. Выми. В большинстве же случаев эта свита фауны не содержит. Хорошо выраженной несогласной налегание нижеказанских отложений на вихтовскую свиту, известное на р. Пинеге, и нередко наблюдаемые явления размыва на контактах этих отложений в кернах скважин позволяют говорить о нижнепермском возрасте вихтовской свиты.

Разрез нижней перми, связующий Север с Молотовским Прикамьем, хорошо изучен Д. М. Раузер-Черноусовой и Н. Н. Ростовцевым в районе структуры Елмач-Парма (1948). Здесь мощность его сильно уменьшается (до 240—260 м) по сравнению с разрезом бассейна р. Выми и существенно изменяется характер отложений. По комплексам фауны, содержащейся в породах в большом количестве, здесь выделяются артинский и кунгурский ярусы.

Артинский ярус, делится на брахиоподово-мшанковый и штафелловый горизонты, представлен светлосерыми доломитами, нередко органогенными, и кавернозными известняками (мощностью около 126—140 м). Кунгурский ярус, который разделен Н. Н. Ростовцевым на слои местного значения, представлен в нижней части доломитами, нередко оолитовыми, переслаивающимися с гипсами и ангидритами, в верхней — гипсами и ангидритами, которым подчинены слои оолитовых и брекчиевидных доломитов и редкие прослои черных глин. Мощность кунгурского яруса около 116—120 м.

Верхнепермские отложения полностью пройдены только Яренской опорной скважиной, где вскрыт и их несогласный контакт с ветлужским ярусом нижнего триаса. Общая мощность верхней перми в пределах северной части Среднерусской синеклизы изменяется от 270 до 455 м. При этом меньшие мощности характеризуют самые северные районы, максимальные же приурочены к центральным районам.

Казанский ярус на севере Русской платформы (как показало бурение, давшее около 40 дополнительных разрезов к ранее известным), как и в центральных частях ее, повсюду может быть подразделен на нижеказанский и верхнеказанский подъярусы. Несмотря на еще недостаточную изученность фауны, выявляется определенная закономерность ее распределения в разрезе, а именно: приуроченность к нижней половине таких форм брахиопод, как *Productus tshernyschewi* Netsch., *P. hemisphaerium* Kut., *Spirifer keyserlingi* Netsch., *S. grewingki* Netsch., в южных разрезах появляется и *Spirifer rugulatus* Kut. В верхней половине преобладающее развитие получают пелециподы; из брахиопод чаще встречаются, иногда в очень большом числе экземпляров, *Productus cancrini* Verp. и *Rhynchopora geinitziana* Verp. Выясняется совершенно определенный характер различия и в составе пород, слагающих нижеказанский и верхнеказанский подъярусы. Так, в нижней половине наблюдается значительное обогащение пород песчанистым материалом и появление выдержанных горизонтов песчаников и алевролитов, в то время как в верхней части преобладают карбонатные породы, нередко с гипсами, приуроченными к пачке доломитов, залегающих в кровле. Конец нижеказанского времени определяется по широкому развитию

на Севере рифогенной фации, которая в разрезах выражается появлением мшанково-криноидных известняков. Самыми интересными в этом отношении являются рифы р. Пинеги.

Мощность нижнеказанского подъяруса определяется от 42 до 75 м. Мощность верхнеказанского подъяруса изменяется от 55 до 60 м. Исключение составляет район развития рифов на р. Пинеге, где мощность резко сокращается, до 10—25 м. Это явление, объясняющееся рельефом рифов, вызвало в свое время неправильное толкование возраста нижнеуступской свиты, которая была отнесена к конхиферовому подъярису (Богачев, 1936).

Характер контакта отложений казанского яруса с нижнепермскими зависел от тех условий, в которых происходила трансгрессия казанского моря. Значительное сокращение (иногда до полного выклинивания) мощности вихтовской свиты на структурных поднятиях, явления размыва, наблюдаемые в керне скважин на контакте вихтовских и нижнеказанских отложений, и прекрасно выраженное трансгрессивное налегание последних на вихтовскую свиту на р. Пинеге указывают на континентальный перерыв между временем образования тех и других отложений.

История формирования морских казанских отложений на Севере в общих чертах представляется в следующем виде. Казанское море, медленно наступавшее из океанического пространства на сушу, в первую очередь заполнило пониженные участки нижнепермского рельефа. Будучи ограничено с востока возвышенностями Тимана, а на западе высоко приподнятым склоном Балтийского щита, оно имело вначале форму относительно узкого, но довольно глубокого пролива (шириной около 300 км), постепенно расширявшегося к югу (до 625—650 км) и переходившего далее в эпиконтинентальный бассейн центральной части Русской платформы.

Изменение характера отложений нижнеказанского и верхнеказанского времени при прослеживании разрезов с севера на юг и с запада на восток идет в определенной закономерности. Так, отложения нижнеказанского подъяруса в бассейне р. Мезени и Кулоя представлены по преимуществу карбонатными породами, в нижней части содержащими темносерые известковистые глины. В верхней части в известняках появляется некоторая примесь кластического материала и прослойки рифовых известняков. В них содержится богатая фауна, типичная для нижнеказанского подъяруса. Характерная группа *Spirifer* представлена здесь более разнообразными видами, чем в южнее расположенных районах, что связано, повидимому, с близостью этого района к океану. В бассейне р. Пинеги нижнеказанские отложения начинаются с нормальных морских отложений (внизу с массовым развитием *Spirifer*, *Productus tschernyschewi* и *P. cancrini*), представленных частым чередованием мергелистых и известковистых глин, и органогенных известняков, кверху переходящих в органогенные и глинистые известняки, а затем в рифовые известняки.

В среднем течении р. Северной Двины отложения носят более мелководный характер. Уменьшается карбонатность и глинистость пород и возрастает их песчанистость. В основании залегают алевролиты и известковистые песчаники, переходящие в алевритистые известняки с очень бедной фауной. К западу наблюдаются карбонатные породы детритусового типа и косослоистые оолитовые известняки прибрежных фаций. На Сухонском валу толща нижнеказанских отложений более сложна и имеет большую мощность, так как под пачкой песчаников, аналогичной песчаниковой пачке нижней части разреза р. Северной Двины, появляются известняки и мергели со спириферовой фауной. На Солигаличской структуре разрез очень близок к сухонскому, но в нем отсутствует указанный горизонт песчаников, имеющий на р. Сухоне мощность в 22 м. В районе Котласа и Коряжмы развиты в основном карбонатные

породы, которые по направлению на восток к Юго-Западному Притиманью постепенно переходят в терригенные отложения.

Разрез Яренской опорной скважины по составу пород является промежуточным между разрезами западных районов и восточных — Юго-Западного Притиманья. Он представлен чередованием желтосерых песчаников, зеленоватосерых алевролитов и известняков и темносерых аргиллитов. В бассейне р. Выми нижеказанские отложения почти целиком представлены терригенным комплексом, состоящим из песчаников и темносерых глин с маломощными прослоями аргиллитов и известняков. Многочисленная, но однообразная фауна носит угнетенный характер. Существенно отличным от всех разрезов Севера здесь является вклинивание в типично морские отложения красноцветных песчаников континентального облика. В среднем течении р. Выми они появляются в виде незначительных слоев (от 4 до 8 м мощности), затем к востоку все более увеличиваются в мощности и в разрезах скважин Синдорской структуры достигают 100 м. В этом районе они залегают на серых глинах и песчаниках, типичных для нижеказанских отложений бассейна р. Выми, и под карбонатными породами с верхнеказанской фауной. Такого же типа разрез, как в бассейне р. Выми, но более своеобразный, характеризует и район структуры Елмач-Парма.

Верхнеказанские отложения на Севере состоят из неоднократно повторяющихся однотипно построенных комплексов карбонатных пород, в основном известняков и мергелей, которым подчинены доломиты. Доломитами почти повсюду кончается цикл отложений казанского времени, а в местах развития обособленных лагун последние замещаются гипсами.

Состав фауны существенно иной, в нем полностью отсутствуют спириферы; среди брахиопод часто встречаются *Athyris* и *Dielasma*, *Productus cancrini* Verp. и *Rhynchopora geinitziana* Verp. Среди пелеципод наибольшее распространение имеют: *Pseudomonotis permianus* Masl., *Netschajewia pallasii* Verp., *Schizodus rossicus* Verp. и *Pseudobakewellia ceratophagnaeformis* Noip.

Большой фактический материал бурения с послойной увязкой разрезов скважин и выходов пород на поверхность позволяет сейчас делать более точные сопоставления различных горизонтов татарского яруса, выделенных в местных стратиграфических схемах при геологической съемке. В основании татарского яруса всюду четко выделяется нижнеустыинская свита, трансгрессивный контакт которой с отложениями казанского яруса хорошо наблюдается в краевой зоне ее распространения по кернам скважин Вологодского района и в обнажениях бассейна р. Ваеньги. По составу пород она песчано-алевролитовая, по окраске — оранжевая и розовато-желтая с прослоями кирпично-бурого цвета. В большинстве разрезов центральной части описываемой территории в основании этой свиты выделяются алевролиты с доломитовым цементом, иногда переслаивающиеся с тонко горизонтальнослоистыми доломитами. Эти отложения носят переходный характер от карбонатных пород казанского яруса к терригенным породам нижнеустыинской свиты. Палеонтологических остатков эта свита не содержит. Только в шлифах были обнаружены образования, похожие на сине-зеленые водоросли, напоминающие строматолиты и онколиты. Трубочатые конкреции, иногда образующие выдержанные прослои в песках этой свиты, в настоящее время рассматриваются как следы жизнедеятельности животных организмов (червей-пескожилы).

Нижнеустыинская свита в бассейнах рр. Мезени и Пинеги имеет мощность от 20 до 50 м, которая значительно увеличивается к центру синеклизы (до 228 м в Коряжемском разрезе) за счет развития здесь песков в средней части толщи и краснобурых песчаников и алевролитов, переслаивающихся с зеленовато-серыми известковистыми глинами и мергелями (мощностью в 65 м) в нижней.

В направлении на восток отложения нижеустынской свиты становятся более карбонатными и среди них появляются прослои известняков. Весь облик свиты напоминает нижнюю пачку пород Коряжемского разреза. В Яренске и в районе Сереговских дислокаций эта свита мощностью в 140 и 100 м в нижней части сложена красновато-коричневыми известковистыми алевролитами, переслаивающимися с голубовато-серыми алевролитами, с редкими прослоями известняков мощностью до 1,5 м. В верхней половине свиты состав разнообразнее и среди алевролитов появляются прослои мергелей, аргиллитов, доломитов и более мощные — известняков.

Сухонская свита, вторая, выделяющаяся в нижней части татарского яруса, наиболее типична в разрезах Сухонского вала. Она слагается светлоокрашенными в серый и коричневый цвет доломитизированными мергелями, доломитами и аргиллитами, которым подчинены прослои светлосерых алевролитов, переходящих в мелкозернистые пески. Места для сухонской свиты характерна огипсованность пород и включения красных кремней.

Из палеонтологических остатков были встречены пелециподы, остракоды, рыбы и кости позвоночных *Pelicosauria* и *Stegocephalia*, близких к мезенскому котилозавровому комплексу позвоночных.

Эти остатки позвоночных, встреченные также на севере в бассейне рр. Мезени и Пинег, позволяют считать аналогами сухонской свиты нисогорские слои Я. Д. Зеккеля и шардонемские слои А. И. Зоричевой, представленные коричневатокрасными известковистыми алевролитами с прослоями голубовато-зеленого мергеля. В среднем течении р. Северной Двины аналогом сухонской свиты является нижняя часть верхнетоймской толщи Б. К. Лихарева, которая здесь выражена двумя типами разрезов. Как показало бурение структурных скважин и детальная геологическая съемка, первый тип, развитый в западной части Тоемского района, представлен существенно красноцветными глинистыми и алевролитовыми неслоистыми породами. Только в основании толщи наблюдаются типичные для сухонской свиты ленточно-слоистые мергели и известковистые глины. Второй тип в более восточной части этого района представлен зеленоватыми и серыми мергелями, алевролитами и известковистыми глинами с единичными прослоями доломита и известняка. Эти породы часто между собою переслаиваются, создавая пеструю полосчатость, в некоторых случаях нарушающуюся складочками оползания такого же характера, как и в типичных обнажениях этой свиты на р. Сухоне. Мощность свиты 50—60 м.

Красноцветные отложения сухонской свиты Тоемского района можно рассматривать как образования краевой части солоноводного озерного бассейна, куда речными потоками приносился терригенный материал размывавшихся на западе древних красноцветных толщ и, вероятно, пород прилежавшей полосы развития нижеустынской свиты. Выясненные при детальном бурении, и главным образом при бурении, особенности литологического строения нижней части верхнетоймской толщи являлись ранее основным затруднением для более подробного ее расчленения.

Аналогами сухонской свиты в восточных разрезах рассматриваемой территории (район с. Яренги, басс. р. Выми) является толща красновато-розовато-коричневых и розовато-серых алевролитовых мергелей, содержащих стяжения кальцито-серицитовых пород и конкреционные доломитизированные известняки. Мергели имеют своеобразную конгломератовидную структуру благодаря обильным включениям мелких обломков такой же мергелевой породы, но в гораздо большей степени ожелезненной. Мощность сухонской свиты изменяется в пределах от 50 до 70—100 м.

Перерыв между временем отложения сухонской свиты и вышележащей северодвинской на Севере ясно выражен только в разрезах Сереговских скважин. Здесь в основании толщи, которую по аналогии с Яренским разрезом можно относить к северодвинской свите, залегает конгломератсвидный песчаник с кремневой и мергельной галькой подстилающих пород. В остальных же случаях граница между сухонской и северодвинской свитами определяется условно.

Выделение на Севере нижнетатарского и верхнетатарского подъярусов по руководящим комплексам остракод пока невозможно ввиду плохой изученности этой группы в северных разрезах. Имеющиеся данные пока не подтверждают руководящей роли их при определении стратиграфических границ выделяемых свит татарского яруса.

Северодвинская свита почти во всех районах представлена красновато-коричневыми и коричневатобурными глинистыми и алевритистыми мергелями и глинами, имеющими плитчатое и глыбистое сложение. Окраска чаще всего бывает неравномерной с полосами и пятнами зеленовато-серого цвета. В виде прослоев незначительной мощности наблюдаются конкреционные и глинистые известняки. В толще мергелистых пород спорадически встречаются линзы песка серого и зеленовато-табачного цвета с конкрециями песчаника и прослоями конгломерата. В последних содержится обильная галька красного мергеля и более редкая кремня и кварца. Нижняя часть свиты представляет собой чередование краснобурых и розоватых алевролитовых и слабодоломитизированных мергелей с подчиненными прослоями серых кварцевых песчаников и светлосерых кавернозных известняков. Из всех свит татарского яруса северодвинская свита наиболее полно охарактеризована палеонтологическими остатками. Из беспозвоночных здесь встречаются филоподы, остракоды, пелециподы и гастроподы. Некоторые линзы песчаников (особенно р. Малой Северной Двины) доставили богатую и оригинальную фауну амфибий и рептилий, открытую В. Амалицким и получившую мировую известность. Северодвинская свита сравнительно мало изменяется по составу пород в других районах, но по палеонтологическим находкам она значительно беднее, чем в бассейне р. Северной Двины. Мощность свиты изменяется в пределах от 70 до 100 м.

Некоторые выводы

Анализ мощностей приведенных нами разрезов палеозоя позволяет высказать некоторые соображения по истории развития впадины, располагавшейся между Балтийским и Тиманским сводовыми поднятиями и представлявшей собой продолжение Среднерусской синеклизы с начала каледонского времени. В каледонский этап ее развития район Котласа находился в зоне наибольшего погружения, существовавшего до конца нижнего кембрия. С конца нижнего кембрия произошла резкая перестройка структурного плана, и в ордовике, силуре, нижнем девоне и большей части среднего девона север Русской платформы представлял собой устойчивый континент, на котором не сохранилось никаких следов осадконакопления этого времени.

Отложения ордовика и среднего девона встречены только в Вологодском районе, где накапливались и наибольшие мощности верхнедевонских образований. В это время осевая зона впадины переместилась примерно по линии широтного направления. Это положение осевой зоны сохраняется и в нижнем карбоне. В среднем карбоне наибольшие мощности характеризуют Притиманский прогиб, располагавшийся восточнее современной полосы распространения мезозоя, где и формировались наиболее полные стратиграфические разрезы. Тот же характер имела осевая зона и в течение нижнепермского времени. Развитие в Уральской геосинклинали крупных орогенических движений в герцинское время отра-

жается на рассматриваемой территории развитием в конце казанского века медленных колебательных движений восходящего порядка.

Поднятия, происходившие на западе Балтийского щита и на востоке Тимана в начале татарского века, вызвали усиленный размыв этих структур и снос речными потоками массы обломочного материала в центральную часть впадины. Это хорошо подтверждается большими мощностями нижнеустыинской песчаной свиты в районе Котласа—Коряжмы, чем в районах, расположенных к северу от них. Почти одинаковые мощности татарского яруса в разрезах центральной части впадины свидетельствуют о накоплении отложений этого возраста в условиях слабо прогибавшейся континентальной низменной равнины. Значительное сокращение мощностей всех отделов палеозоя в самой северной части рассматриваемой территории (к северу от р. Северной Двины и низовьев р. Вычегды) указывает на относительную устойчивость этого участка платформы. Возможно, это связано здесь с наличием крупной положительной структуры в кристаллическом фундаменте, расположенной на продолжении древних структур Кольского полуострова.

ЛИТЕРАТУРА

Бакиров А. А. Современные представления о геологическом строении кристаллического фундамента Русской платформы. Тр. Акад. нефт. пром., вып. 1, Гостоптехиздат, 1954.

Богачев Я. Т. Некоторые новые данные по стратиграфии и фауне цехштейновых образований Северной Двины и Пинеги. БМОИП, отд. геол., т. XIV (5), 1936.

Пистрак Р. М. Структура Русской платформы в девонское и каменноугольное время. БМОИП, нов. сер., т. 55, 1950.

Ростовцев Н. Н. Разрез верхнего палеозоя северо-западной части Кельменского вала. «Советская геология», № 28, 1948.

Соколов Б. С. О возрасте древнейшего осадочного покрова Русской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1952.

Тимофеев В. М. Петрография Карелии. Петрография СССР. Сер. 1-я, вып. 5. Изд. АН СССР, 1935.

Шатский Н. С. О древнейших отложениях осадочного чехла Русской платформы и о ее структуре в древнем палеозое. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1952.

О ВОЗРАСТЕ ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТЫХ ПОРОД «ЗИМНЕГО БЕРЕГА» БЕЛОГО МОРЯ

До того как на севере Русской платформы были пробурены первые глубокие скважины, в геологической литературе существовало представление об отсутствии здесь осадочных отложений палеозоя, более древних, чем верхнедевонские. Песчано-глинистые породы, слагающие обнажения берегов Двинского и Онежского заливов Белого моря и представляющие собою наиболее древнюю часть палеозойской осадочной толщи севера, обнаженную на поверхности, со времени путешествий Р. Мурчисона относились к верхнему девону.

В 1848 г. Р. Мурчисон (1849) установил по найденным им остаткам рыб присутствие в районе р. Вытегры красноцветных отложений девонской системы и проследил их распространение далее на северо-восток в бассейны рр. Онеги и Северной Двины. Руководствуясь тем, что песчано-глинистые породы, развитые в устье р. Онеги и по р. Кянде между р. Онегой и г. Архангельском, имеют, как и девонские отложения р. Вытегры, красную окраску и залегают под известняками каменноугольного возраста, Р. Мурчисон отнес их также к девону. Границу между отложениями девона и карбона Р. Мурчисон провел по обнажениям рр. Онеги и Северной Двины, считая, что в направлении на северо-восток от этой границы «древнекраснопесчанниковые слои простираются к метаморфическим породам, доходящим до Белого моря».

Все последующие исследователи, ссылаясь на Р. Мурчисона, относили песчано-глинистые породы, выходящие в обнажениях Онежского п-ва и «Зимнего берега» Белого моря, к девонской системе, несмотря на то, что окраска пород в этих обнажениях не красная, а зеленовато-серая, и контакты немых песчано-глинистых пород с фаунистически охарактеризованными отложениями карбона здесь отсутствуют (Зеккель, 1934, 1939; Толстихин, 1924; Чернышев, 1915).

«Зимним берегом» Белого моря (рис. 1) называется участок его побережья, где Двинской залив переходит в проливообразное «горло» Белого моря. На расстоянии всего 50—75 км друг от друга на северо-западном Кольском берегу выходят изверженные и метаморфические породы архейского возраста, а на юго-восточном «Зимнем берегу» — песчано-глинистые осадочные толщи палеозоя, описанные в свое время К. А. Волосовичем (1897).

«Зимний берег» является единственным местом на севере Европейской части Советского Союза, где непрерывно на протяжении 20 км обнажается древняя осадочная толща палеозоя. Поскольку выход на «Зимнем берегу» является одним из наиболее интересных и полных обнажений палеозоя на севере и поскольку материалы бурения позволили по-другому подойти к определению возраста вскрытых здесь толщ, мы детально описали это обнажение.

Обнажение «Зимнего берега» представляет собой обрывы до 100 м высотой, протягивающиеся на расстояние около 20 км (рис. 2). В верх-

ней части они образуют почти отвесную стену, на которой прекрасно видно чередование горизонтальных слоев пород различного состава. Нижняя часть обнажения скрыта оползнями, образующими оползневую террасу.

Разрез «Зимнего берега» следующий: под породами четвертичного возраста мощностью до 15 м залегают горизонтальные слои однородных мелкозернистых песчаников, алевролитов и плотных глин с прослойками алевролита. Мощность отдельных слоев достигает 1,5—2,0 м.



Рис. 1. „Зимний берег“ Белого моря

Песчаники зеленовато- и желтовато-серые, мелкозернистые, алевроитовые, с глинисто-карбонатным цементом и с тонкой неотчетливой горизонтальной слоистостью. К подошве слоев песчаника обычно приурочена галька глины. Цемент составляет не менее 25% породы. В составе обломочных зерен, имеющих угловатые очертания, преобладает кварц, в подчиненном количестве присутствуют полевые шпаты, хлорит, биотит, мусковит, реже наблюдаются зерна циркона, граната, рутила, рудных минералов и глауконита.

Алевролиты в большинстве случаев песчаные с карбонатно-глинистым цементом, окрашенные в те же цвета, что и песчаники, но более темных тонов. Алевролиты состоят из угловатых, редко со сглаженными углами зерен, главным образом кварца, часто имеющего волнистое погасание. Минералогический состав алевролитов в основном повторяет минералогический состав песчаников. Отмечается присутствие глауконита, обломков кремнистых пород, микрокварцитов и слюдисто-глинистых сланцев. Цемент составляет от 10 до 40% породы.

Существенной частью разреза являются породы, представляющие собой тонкое чередование слоев алевролита и глины. Цвет этих пород преимущественно голубовато-серый, прослой глины выделяются более темной окраской. Мощность отдельных прослоев от долей миллиметра до 1—2 мм. Прослой глины состоит из тонкочешуйчатого глинистого вещества, окрашенного в бурый цвет. Среди глинистой массы наблюдаются редкие пластинки мусковита, ориентированные параллельно слоистости, и редкие зерна кварца. В заметном количестве присутствует тонкорасеянный пирит. Слой с алевроитовой структурой состоит из угловатых зерен, в составе которых преобладает кварц, много полевых шпатов

и слюды. Алевритовые зерна цементируются глинистым веществом. Мощность описанной части обнажения около 35 м.

Нижняя часть обнажения представлена плотными алевритовыми глинами с тонкими миллиметровыми прослойками и линзочками алеврита. Подобные породы описаны и в верхней части обнажения. Глины без примеси алевритового материала образуют прослой, не превышающие 0,1—0,2 м. Окраска глины зеленовато-серая и фиолетово-коричневая. Алевролит окрашен в более светлые оттенки тех же цветов. Мощность нижней части разреза 35—40 м. Органические остатки в описанных породах не встречены.

Среди отложений девонской системы бассейнов рр. Вытегры и Онеги, охарактеризованных фауной рыб, нет пород, сколько-нибудь похожих на отложения, описанные на «Зимнем берегу» Белого моря.

Отложения девонского возраста в бассейне р. Вытегры представлены пестрым переслаиванием глин и песков, с резким преобладанием последних. Окраска пород яркая и пестрая. Песчаники сравнительно редки и образованы за счет цементации песков растворами кремнекислоты, окислов железа и известковыми водами.

Вместе с тем разрез «Зимнего берега» чрезвычайно похож на разрезы, вскрытые глубокими скважинами в г. Архангельске и по р. Северной Двине в поселке Усть-Пинега и д. Каменный Прилук. Первые две из этих скважин, пройдя толщу немых песчано-глинистых пород, достигли кристаллического основания.

Очень близкие по составу породы были вскрыты опорной скважиной в г. Вологде под морскими осадками с фауной ордовика.

Переисследованными скважинами было установлено широкое распространение под отложениями верхнего девона мощной толщи осадочных, преимущественно алевритово-глинистых пород. Возраст этих отложений был определен А. Н. Гейслером, А. И. Зоричевой и Б. С. Соколовым (1952) как нижнекембрийский.

Уточнение стратиграфического деления этих отложений стало возможным после находки в них в керне скважины в д. Каменный Прилук (среднее течение р. Северной Двины) остатков червей, определенных Б. С. Соколовым как *Sabellidites cambriensis* J a п., являющихся руководящей формой для слоев «синих глин» разреза нижнего кембрия Ленинградской области.

По литологическим признакам в терригенных отложениях нижнего кембрия севера Европейской части Союза, вскрытых перечисленными скважинами, выделяются четыре толщи. Деление произведено по нали-

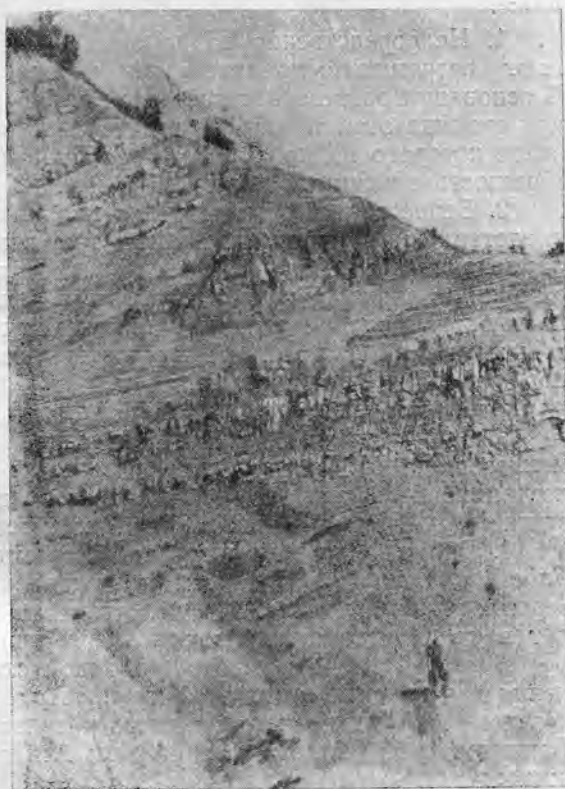


Рис. 2. Обнажение песчано-глинистых пород на «Зимнем берегу» Белого моря

цию среди однообразно чередующихся глин и алевролитов пачек значительной мощности, преимущественно песчаников. Выделенные по этому признаку толщи обладают также рядом других особенностей, к которым относятся: наличие прослоев монтмориллонитовых глин, складочек подводного оползания и налетов органического вещества на плоскостях напластования пород, напоминающих пленки ляминаритов.

Краткая характеристика этих отложений, составленная по скважинам Архангельской, Усть-Пинежской и Каменный Прилук, приводится ниже.

1. Непосредственно на породах кристаллического основания залегают песчаники с подчиненными им прослоями алевролитов и глин. В основании разреза залегает слой крупногалечного конгломерата. Верхняя граница этой толщи проводится по кровле верхнего слоя песчаника, выше которого на протяжении более 100 м песчаники не встречены. Мощность описанных пород 20—28 м.

2. Выше залегает монотонная по окраске и составу пород толща, представленная преимущественно твердыми, камнеподобными, плохо размокающими в воде глинами зеленовато- и голубовато-серого цвета с тонкими линзообразными прослоями алевролита. Характерной особенностью этой части разреза является наличие прослоев монтмориллонитовых глин, пленки органического вещества на плоскостях напластования пород и складочки подводного оползания, хорошо видные благодаря тонким прослоям алевролита. Мощность этой части разреза до 375 м.

3. Вышележащая толща представлена чередующимися прослоями мелкозернистого песчаника, алевролита и глины. Мощность прослоев песчаника колеблется от 1,5 до 3,0 м; разделяющие их прослой глины достигают 1—2 м мощности. Общая мощность толщи около 50 м.

4. Верхняя часть разреза, охарактеризованная фауной червей *Sabellidites cambriensis* J a n., представлена алевролитовыми зеленовато-серыми глинами, которые в разрезе Усть-Пинежской скважины переходят в красновато-коричневатые алевролитовые глины и алевролиты.

В соответствии с унифицированной схемой стратиграфического деления додевонских отложений выделенные толщи названы слоями. Произведено сопоставление описанного разреза с разрезом нижнего кембрия Ленинградской области. Основанием для такого сопоставления послужило:

1) Наличие в верхней части разреза песчано-глинистой толщи, вскрытой в д. Каменный Прилук, остатков червей *Sabellidites cambriensis* J a n.

2) Сходство общего характера разреза песчано-глинистых отложений севера с разрезом нижнего кембрия Ленинградской области, которое выражается в двукратной смене толщ более крупнозернистого состава (гдовские и надляминаритовые слои) толщами, сложенными в основном тонкозернистыми осадками (ляминаритовые слои и синие глины).

3) Общее сходство пород, слагающих песчано-глинистую толщу севера, с породами заведомо нижнекембрийского возраста, вскрытыми буровой скважиной в г. Вологда под морскими, фаунистически охарактеризованными отложениями ордовика.

Выделенные слои сопоставляются с разрезом нижнего кембрия Ленинградской области следующим образом: толща песчаников с прослоями конгломератов соответствует гдовским слоям; вышележащие глины с пленками органического вещества — ляминаритовым глинам; покрывающая их толща переслаивания песчаников и глин — надляминаритовым слоям. Возраст верхней части разреза по фауне *Sabellidites cambriensis* J a n. датируется слоями синих глин.

Обнажениями «Зимнего берега» Белого моря вскрываются, как было сказано выше, в верхней части чередующиеся прослой песчаников и глин, а в нижней — глины с прослойками алевролитов. По характеру пород и

положению в разрезе в обнажениях «Зимнего берега» выходит та часть разреза нижнего кембрия, которая залегает под глинами с *Sabellidites cambriensis* Jap. Верхняя песчаная часть относится нами, таким образом, к надляминаритовым слоям, а подстилающие ее глины с линзообразными прослойками алевролитов — к верхам ляминаритовых слоев нижнего кембрия.

ЛИТЕРАТУРА

- Бархатова В. П. К геологии бассейнов юго-восточного побережья Онежского озера и верховьев р. Онеги. Тр. Сев. геол. упр., вып. 3, 1941.
- Воллосович К. А. Геологические наблюдения в нижнем течении Северной Двины. Протоколы засед. и тр. общ. естествоиспыт. при Варш. университете, 1897.
- Зеккель Я. Д. О происхождении Беломорско-Кулойского уступа. Изв. Гос. геогр. общ., т. LXVI, вып. 3, 1934.
- Зеккель Я. Д. Геологические исследования в районе «Зимнего берега» Белого моря, бассейне Кулоя и низовьев Мезени. Тр. Сев. геол. упр., вып. 3, 1939.
- Мурчисон Р. Геологическое описание Европейской России и хребта Уральского. 1849.
- Рейнке М. Гидрографическое описание Северного берега России в 1833 г., ч. I, Белое море, СПб, 1850.
- Соколов Б. С. О возрасте древнейшего осадочного покрова Русской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1952.
- Голстихин Н. И. К геологии Архангельской и Вологодской губ. БМОИП, отд. геол., т. II, № 3, 1924.
- Чернышев Ф. Н. Орографический очерк Тимана. Тр. Геол. ком., т. XII, № 1, 1915.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ И ТЕКТОНИКЕ НИЖНЕГО ПАЛЕОЗОЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Широкое развитие разведочных работ, проводившихся в последнее десятилетие на территории Русской платформы и, в частности, в северо-западной области и в Прибалтике, привело к накоплению огромного количества новых геологических данных, заставляющих в ряде случаев коренным образом пересмотреть наши представления о строении платформы или внести в них значительные коррективы и уточнения.

Особое значение в освещении мощного покрова осадочных отложений платформы имело опорное бурение, позволившее изучить строение глубоких зон осадочной толщи, залегающей на кристаллическом фундаменте. В результате проведенных исследований мы имеем теперь несколько более обоснованные представления об истории формирования основных тектонических элементов северо-западной части платформы и о палеогеографической обстановке накопления ее осадочных отложений.

В пределах рассматриваемой территории могут быть выделены три основные тектонические структуры: Среднерусская синеклиза, Прибалтийская впадина и Польско-Литовская впадина, соответственно которым мы и рассмотрим новейшие данные, полученные в результате геологических и разведочных работ последних лет.

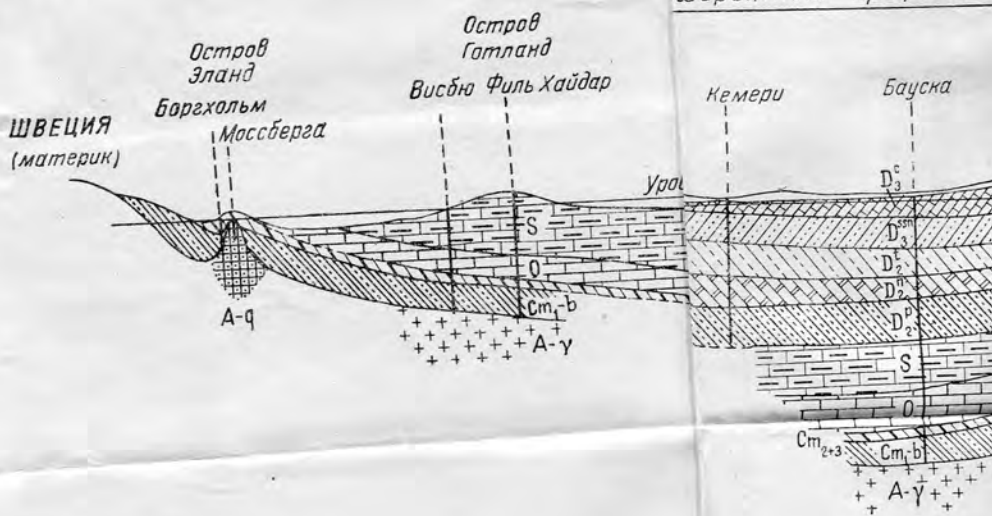
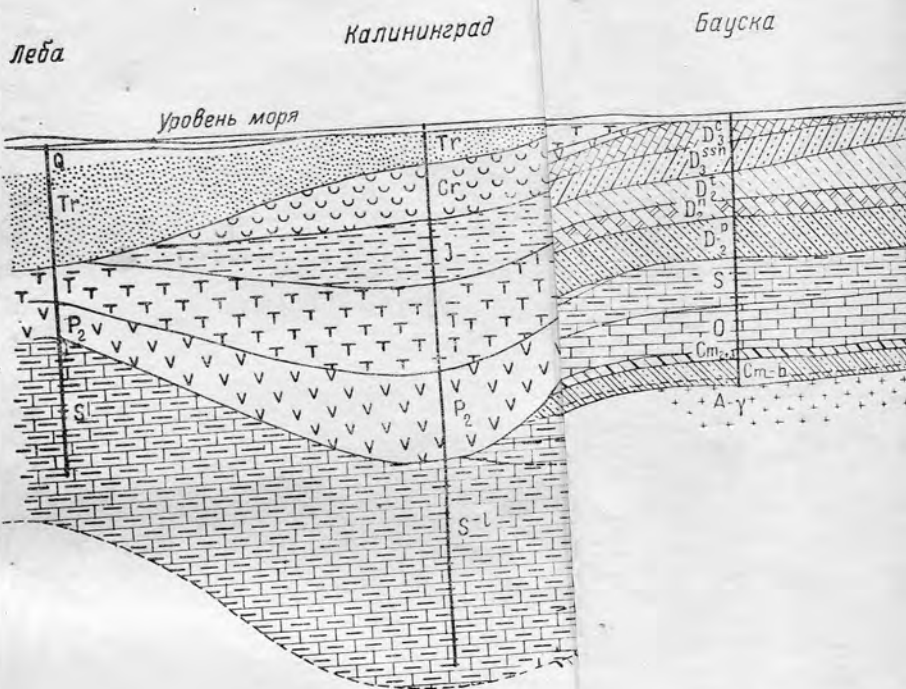
Материалы глубокого бурения в Валдае, Вологде, Коноше и в последние годы в Пестово и Крестцах в значительной степени уточнили наши знания о характере, размерах и о границах Среднерусской синеклизы и, в частности, позволили в первом приближении очертить область синеклизы в ее западной части (рис. 1). Глубина залегания фундамента достигает здесь 1800—2400 м. Однако наибольшее погружение синеклизы отмечается в ее восточной половине, что доказано скважинами в Шарье, Котласе, Яренске и Опарино*, где при глубине забоя 2000—2500 м фундамент не был вскрыт.

Для установления западной границы синеклизы наибольший интерес представляют результаты бурения в г. Крестцы Новгородской области, в 50 км к северо-западу от Валдая. Бурение в Крестецком районе привлекает к себе внимание и потому, что к северо-западу от Валдая скважинами впервые в северо-западной области установлены проявления нижнепалеозойского вулканизма.

Из трех пройденных здесь скважин, расположенных на расстоянии 10 км одна от другой, две достигли фундамента (рис. 2, профиль I). Западная скважина (№ 1) вскрыла архейский биотито-роговообманковый гнейс на глубине 1743,5 м; средняя скважина (№ 2) вскрыла на глубине 1830 м толщу крутопадающих железистых песчаников и сливных кварцитов типа шокшинских, которые, повидимому, должны быть отнесены к отложениям верхнего протерозоя (иотний).

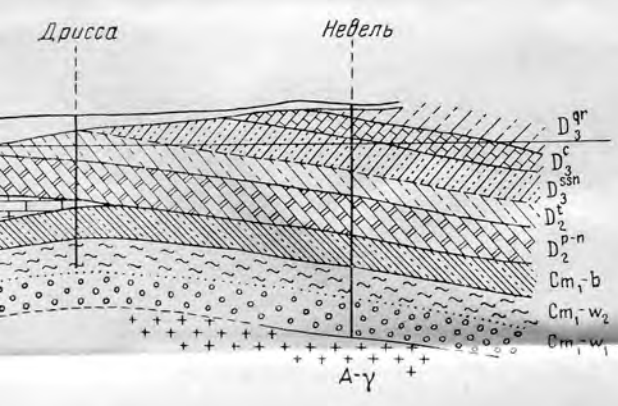
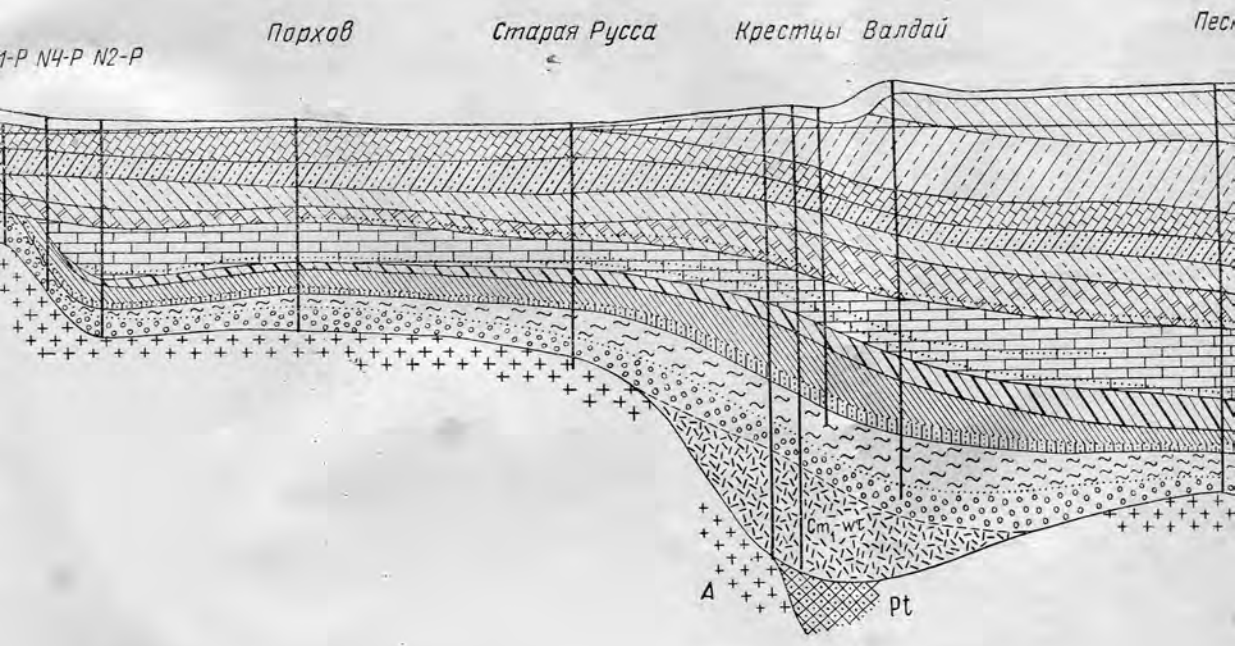
* Уже после окончания этой статьи были получены сведения о том, что опорная скважина в Опарино вскрыла кристаллический фундамент на глубине 2224 м.

Данные скважин в Крестцах указывают на существование здесь в



1 — четвертичные (Q); 2 — третичные (Tr); 3 — меловые (Cr); 4 — юрские (J); 5 — твердая песчорцветная толща (D₁^с); 6 — девонские (D₁^с); 7 — девонские (D₂^с); 8 — девонские (D₂^п); 9 — девонские (D₂^п); 10 — девонские (D₂^п); 11 — девонские (D₂^п); 12 — девонские (D₂^п); 13 — девонские (D₂^п); 14 — девонские (D₂^п); 15 — девонские (D₂^п); 16 — девонские (D₂^п); 17 — девонские (D₂^п); 18 — надляминеритовые слои (Cm₁-b₁); 19 — балтийский ко или верхневалдайский комплекс

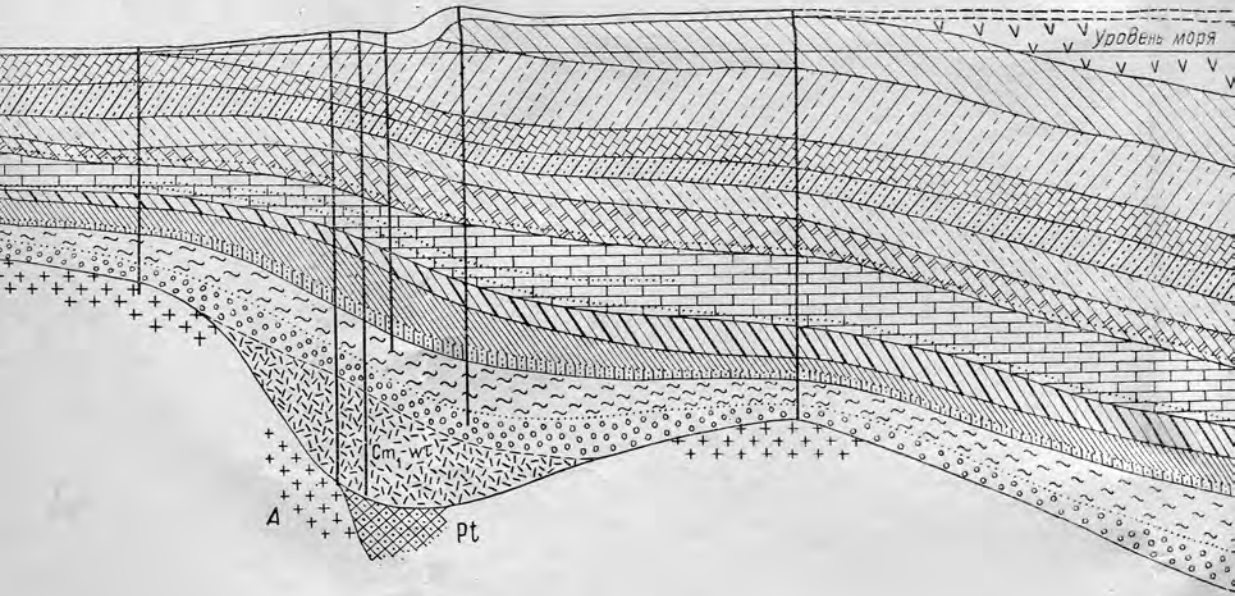
профиль I



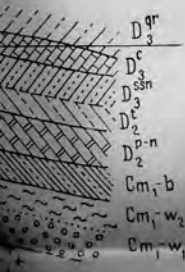
Q	1	P	6	D ₂ ^l	11
Tr	2	C	7	D ₂ ⁿ	12
Cr	3	D ₃ ^{qz}	8	D ₂ ^p	13
J	4	D ₃ ^c	9	S	14
T	5	D ₃ ^{ssn}	10	O	15

Масштаб
горизонтальный
вертикальный

I—Леба—Советск—Локно—Валдай—Вологда
II—Кемери—Невель. Составил А. Н. Гейслер, 1955 г.
1—цветная толща (D_3^{ssn}); 11—тартуские слои (D_2^t); 12—наровские слои (D_2^n); 13—пярусские слои (D_2^p) и нижний девон (D_1); 14—силурийский комплекс (Cm_1-w_1); 22—валдайский комплекс нерасчлененный (Cm_1-w); 23—туффиты (Cm_1-w_2); 24—протерозой (Pt); 25—гранитоиды. а, б—предполагаемые границы отложений



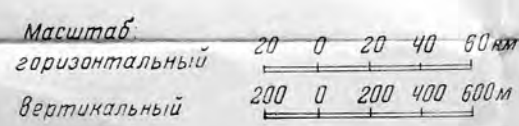
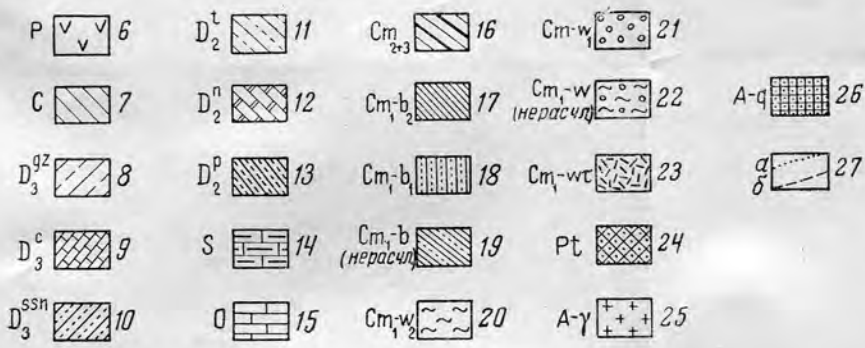
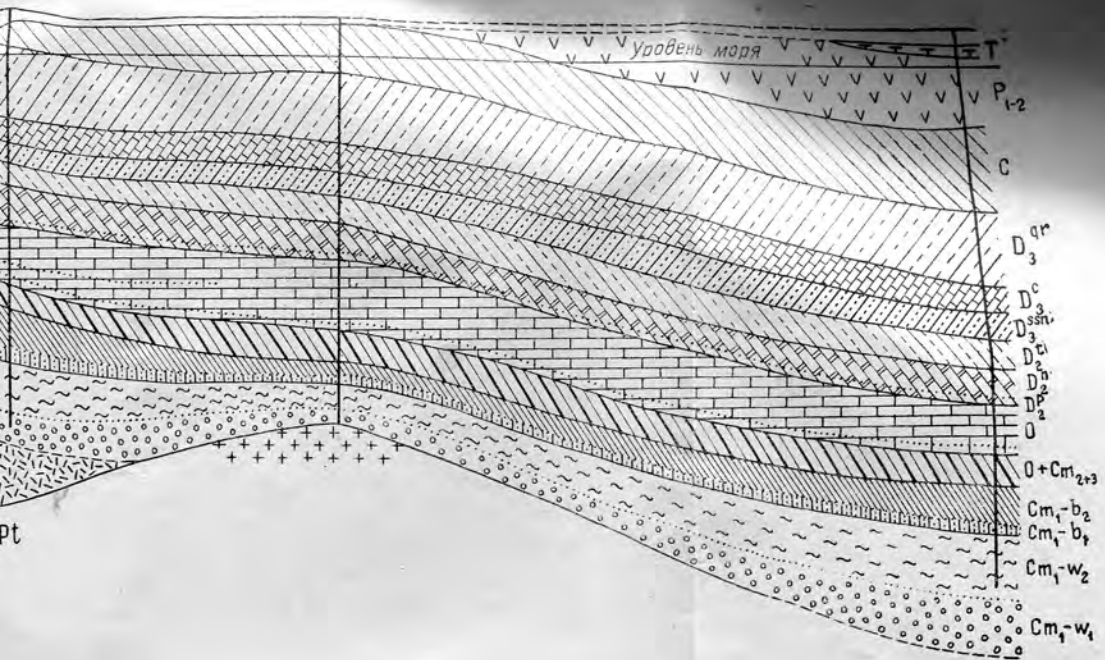
Q	1	P	6	D_2^t	11	Cm_{2-3}	16	$Cm-w_1$	21
Tr	2	C	7	D_2^n	12	Cm_1-b_2	17	$Cm-w$ (нерасчл)	22
Cr	3	D_3^{qz}	8	D_2^p	13	Cm_1-b_1	18	$Cm-wt$	23
J	4	D_3^c	9	S	14	Cm_1-b (нерасчл)	19	Pt	24
T	5	D_3^{ssn}	10	O	15	Cm_1-w_2	20	A-γ	25



Масштаб
 горизонтальный 20 0 20 40 60 км
 вертикальный 200 0 200 400 600 м

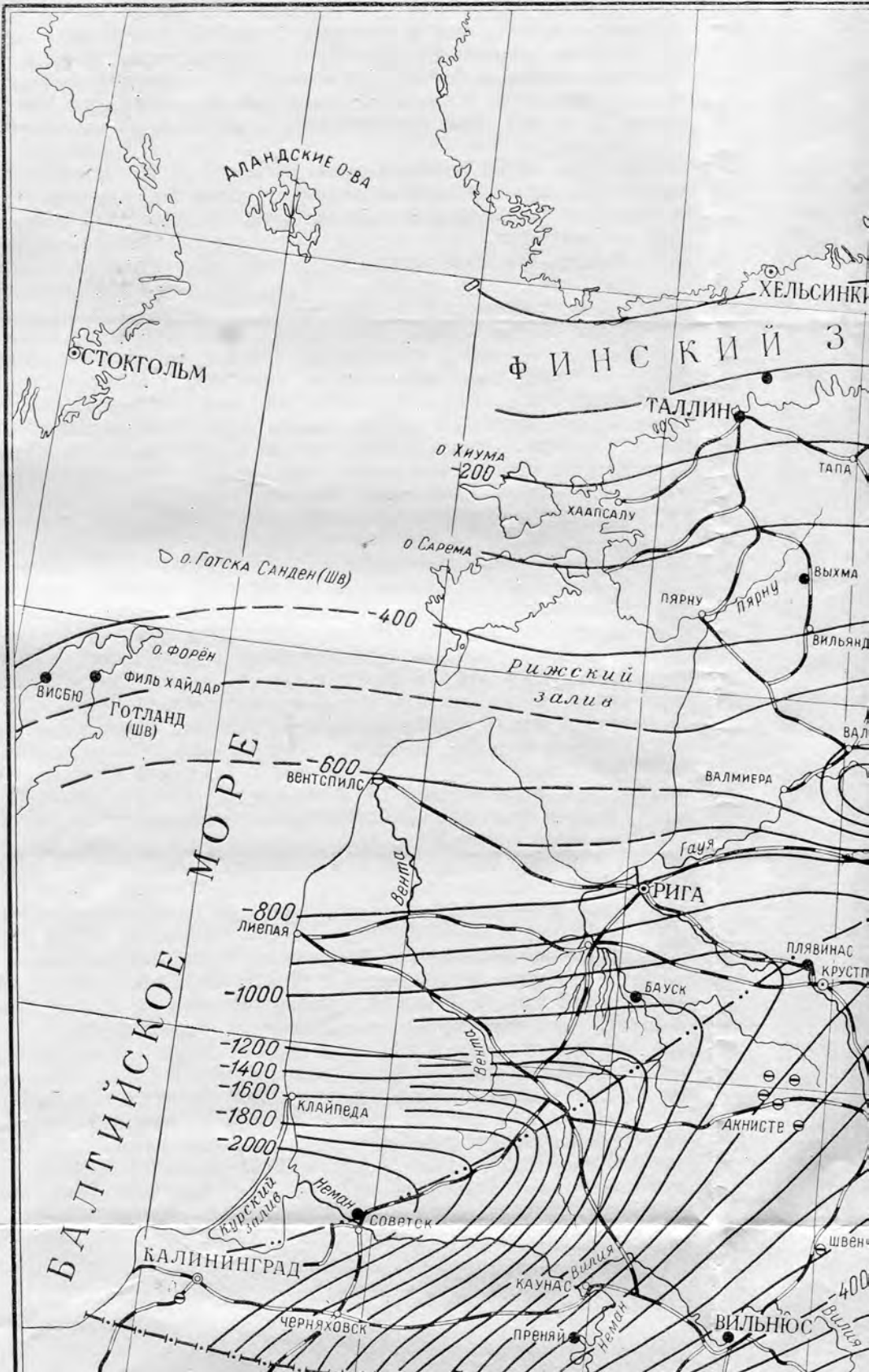
— Вологда
 Л. Гейслер, 1955 г.

D_2^t ; D_2^n — верхние слои (D_2^n); 13 — парнуские слои (D_2^p) и нижний девон (D_1); 14 — силурийские (S); 15 — ордовикские (O); 16 — средне- и верхнедевонские слои (Cm); 17 — карбоновые слои (Cm_1-b); 18 — карбоновые слои (Cm_1-b_1); 19 — карбоновые слои (Cm_1-b); 20 — карбоновые слои (Cm_1-w_2); 21 — карбоновые слои ($Cm-w_1$); 22 — карбоновые слои ($Cm-w$); 23 — туффиты ($Cm-wt$); 24 — протерозой (Pt); 25 — гранито-гнейсы (A-γ); 26 — кварциты (A-q); 27 — а-граниты (A-γ).



(D₂^p) и нижний девон (D₁); 14—силурийские (S); 15—ордовикские (O); 16—средне- и верхнекембрийские (Cm₂₊₃); 17—синие (w); 24—протерозой (Pt); 25—гранито-гнейсы (A-γ); 26—кварциты (A-q); 27—а—граница более детальных подразделений

Данные скважин в Крестцах указывают на существование здесь в
нижней части палеозоя зоны значительного прогиба.



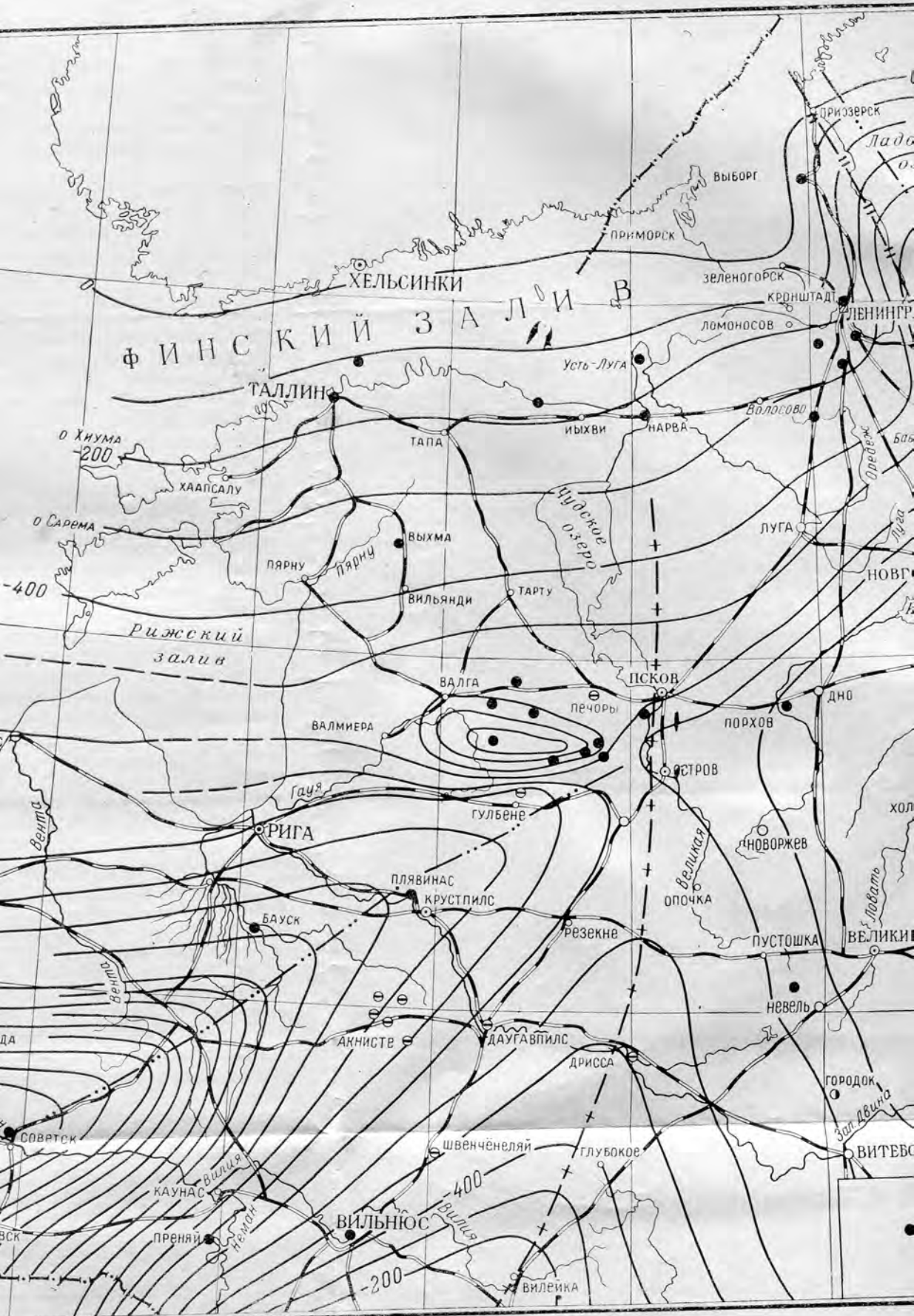
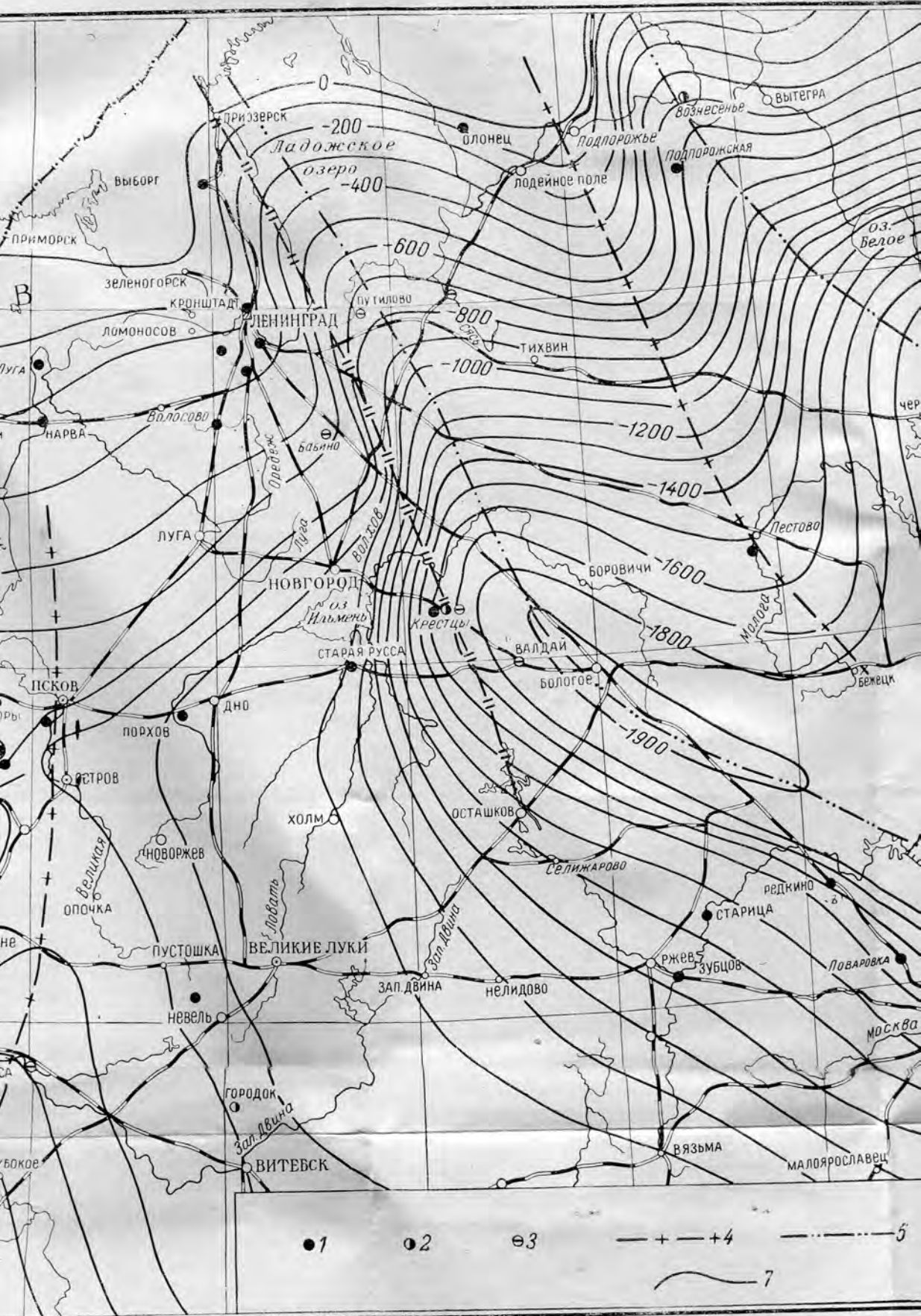


Рис. 1. Схема современного рельефа докембрийского основания Северо-Западной области



основания Северо-Западной области и Прибалтики. Составил А. Н. Гейслер, 1955 г.

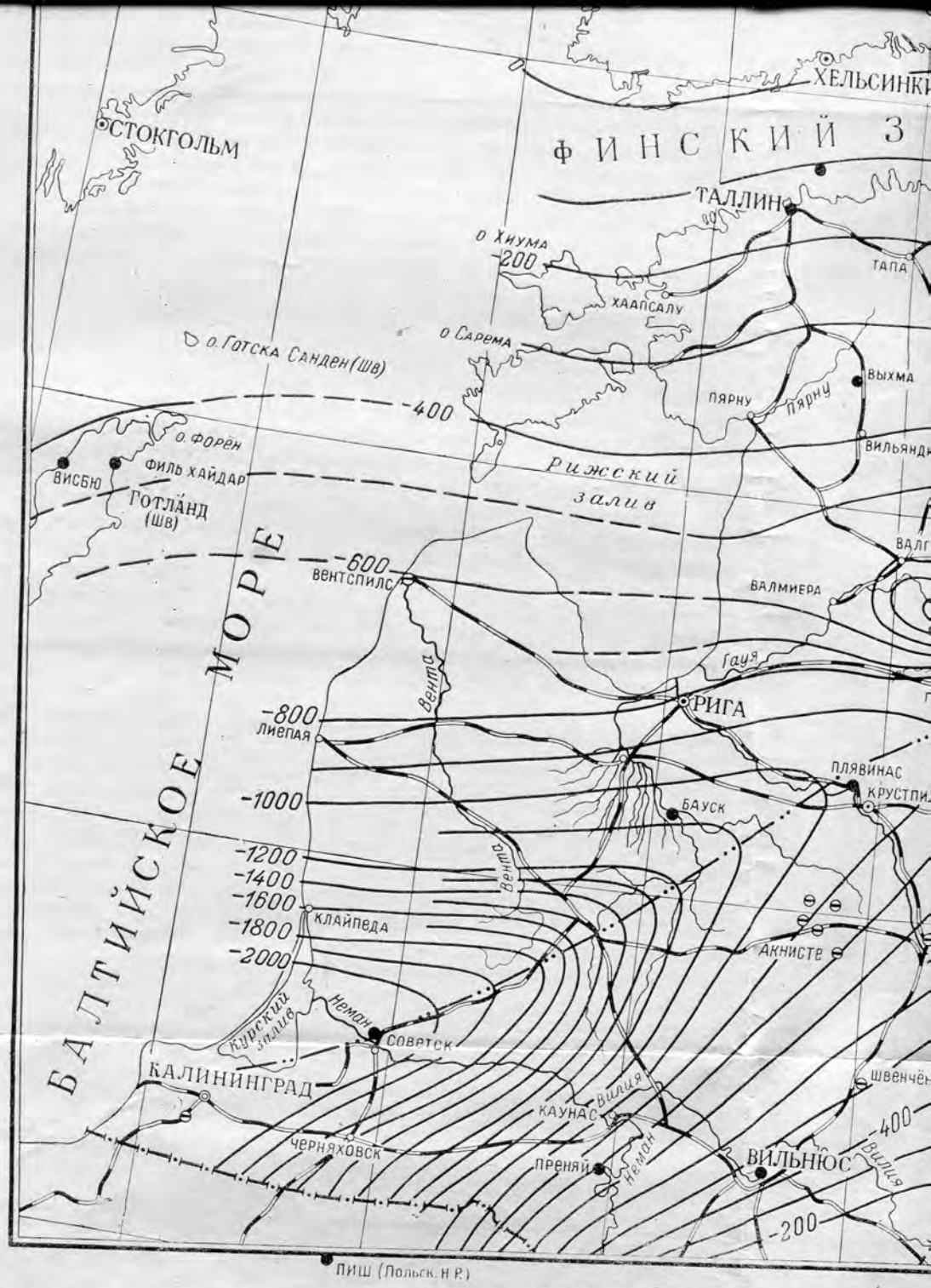


Рис. 1. Схема современного рельефа док...

1—скважины, вскрывшие кристаллический фундамент; 2—скважины, вскрывшие докембрийские осадочные отложения; 3—

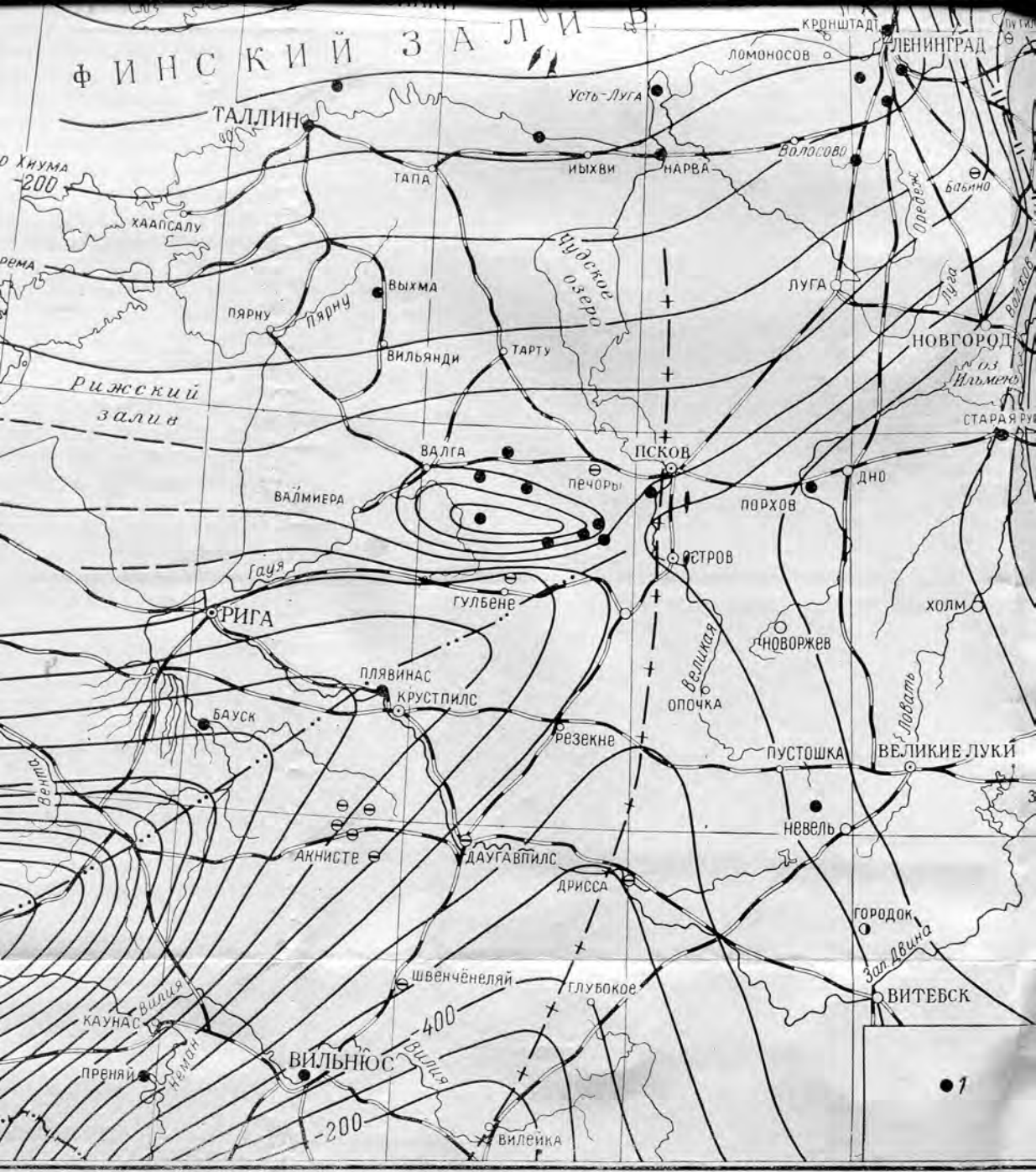
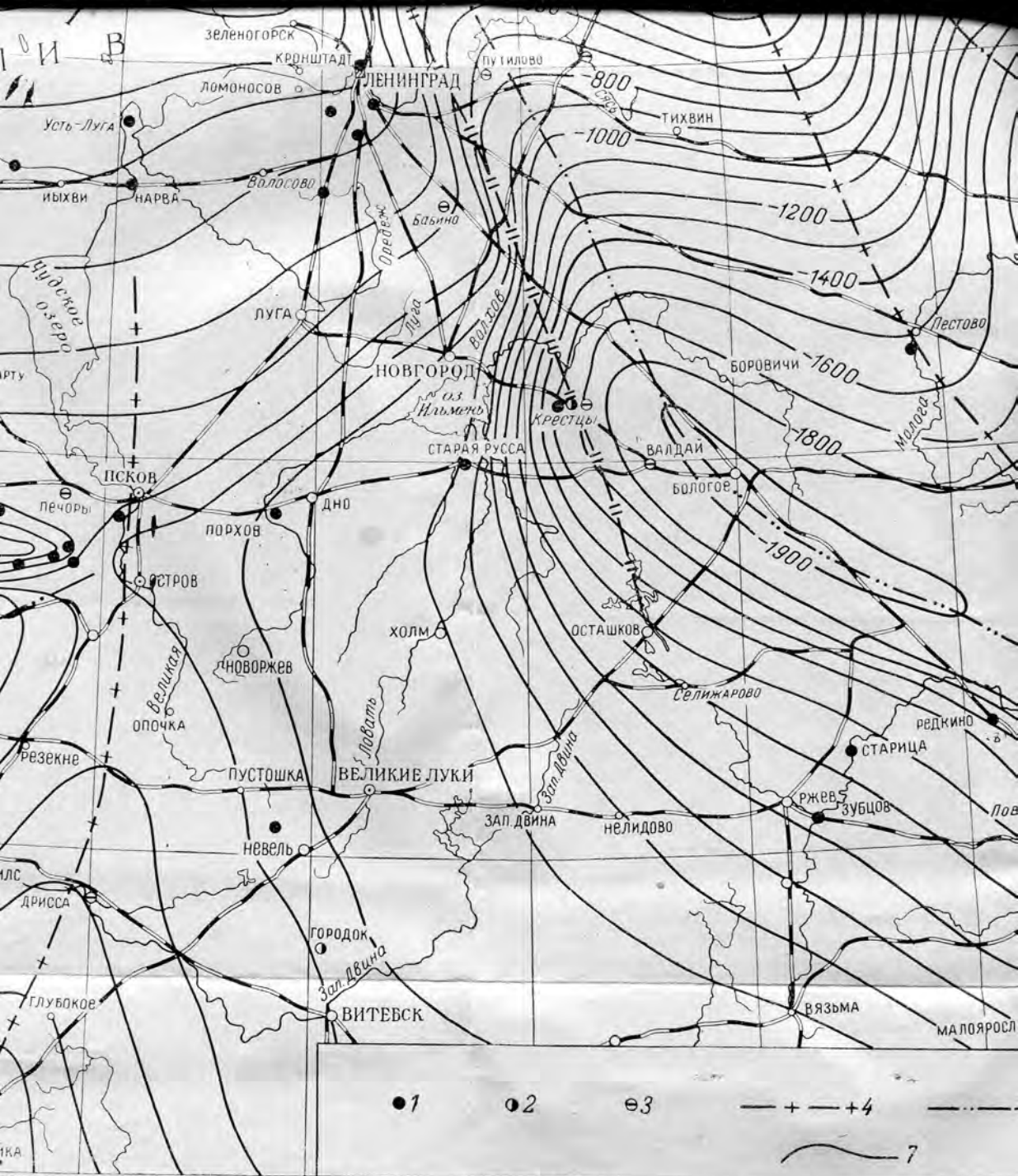
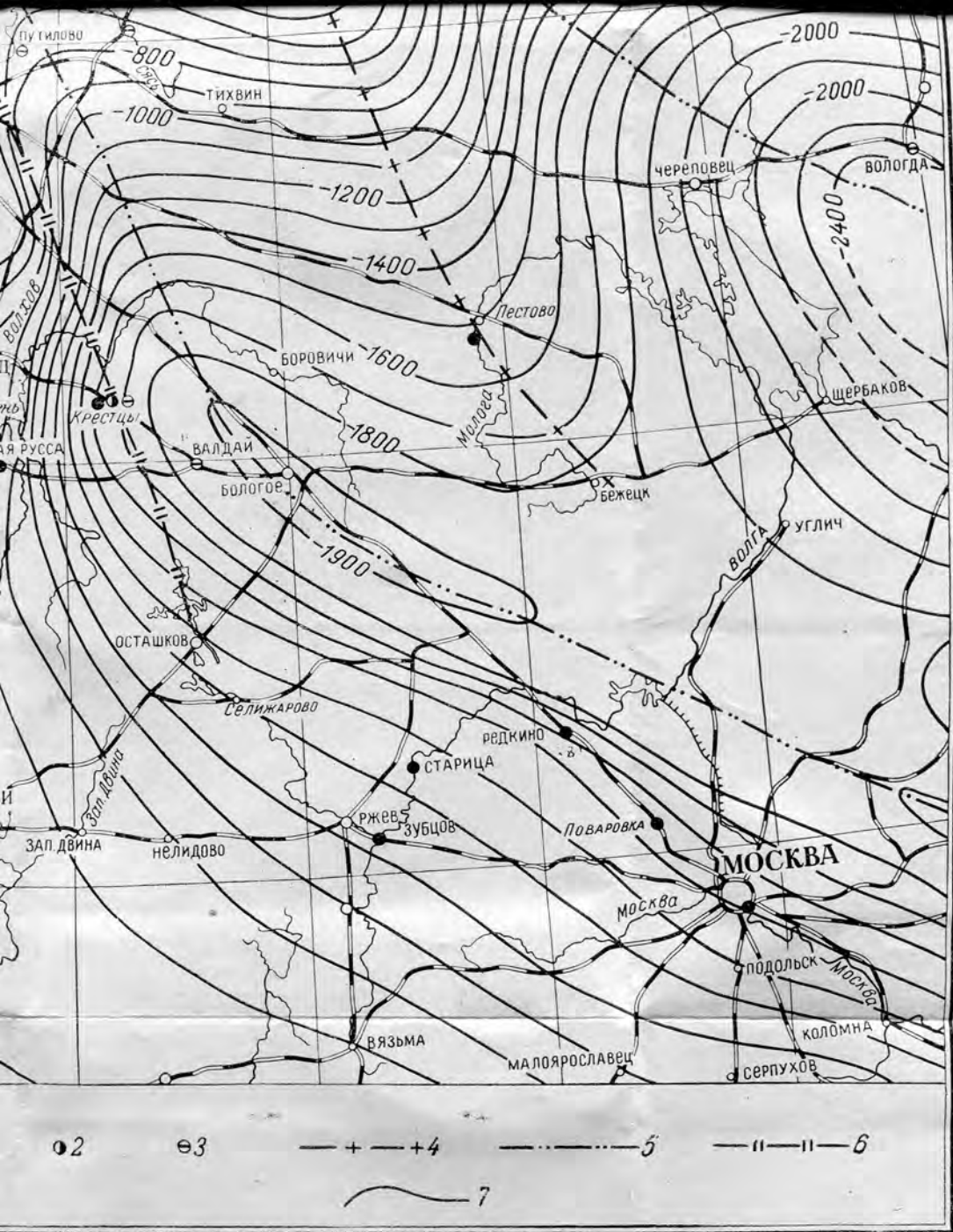


Рис. 1. Схема современного рельефа докембрийского основания Северо-Западной области и Прибалтики. 1—скважины, вскрывшие докембрийские осадочные отложения; 2—скважины, не вскрывшие докембрийского основания; 3—оси поднятий; 4—оси погружений; 5—оси складчатости.



Геологическое основание Северо-Западной области и Прибалтики. Составил А. Н. Гейслер, 1955 г.
 1 — осевые разломы, не вскрывшие докембрийского основания; 2 — оси поднятий; 3 — оси прогибов; 4 — направление предполагаемого разлома; 5 — изогипсы; 6 — направление предполагаемого разлома; 7 — изолинии рельефа.



ибальтики. Составил А. Н. Гейслер, 1955 г.

3; 5—оси прогибов; 6—направление предполагаемого разлома; 7—изолинии рельефа в абсолютных отметках (через 100 м)

Данные скважин в Крестцах указывают на существование здесь в фундаменте уже в начале нижнего палеозоя зоны значительного прогиба. К западу от зоны прогиба между Крестцами и Старой Руссой (60—70 км) установлено наличие достаточно резкого (в условиях платформы) уступа кристаллического фундамента с амплитудой в 900 м, который и образует западную границу синеклизы.

Особенностью осадочной серии, вскрытой в Крестцах, является наличие в нижней ее части мощной (430—490 м) толщи чередования крупнозернистых туфогенных песчаников и туффитов, в которых обломки вулканических пород принадлежат основной магме и представлены диабазом, диабазовым порфиритом и стекловатыми породами типа пемзы, лапиллей и пепла.

Протерозойские кварциты, вскрытые скважиной № 2, прорываются жилами диабазовых порфиритов и диабазов. Излияния основных пород образуют также пластовые залежи и лавовые покровы среди туффитовой толщи. Местами в этих породах наблюдаются грубо штриховатые зеркала скольжения, свидетельствующие об относительном смещении блоков туффитовой толщи.

Наличие мощной толщи туффитов говорит о значительном проявлении вулканизма, приуроченного к разлому в древнем иотийском фундаменте. Время образования разлома определяется временем излияния эффузивов и накопления туффитовых отложений; оно относится нами условно к началу нижнего кембрия (гдовские слои). Громадная мощность туфогенных и туффитовых отложений в Крестцах, приводящая к чрезвычайному увеличению мощности нижней части осадочного комплекса, достигающей почти 700 м, ставит перед нами вопрос об уточнении возраста данной части разреза нижнего палеозоя. Разрешение этого вопроса, может быть, удастся получить путем определения абсолютного возраста эффузивов.

Интересно, что Крестецкий вулканический район расположен по простирацию зоны контакта архейских и карельских образований, наблюдаемой к северо-западу от Приозерска, на линии, проходящей на юго-юго-восток отсюда вдоль западного берега Ладожского озера, имеющего, кстати сказать, поразительно прямолинейный контур.

Невольно встает вопрос: не являются ли все эти факты следствием одной и той же причины — неоднородности фундамента и древнейших разломов, возникших в нем еще на заре палеозойской эры и сказывающихся на современном рельефе северо-западной области Русской платформы (Ладожское озеро)?

Следует отметить, что еще академик А. П. Карпинский обращал внимание на отражение древних тектонических линий в современной конфигурации рельефа, а также в контурах водных бассейнов в северо-западной области. Одну из своих тектонических линий А. П. Карпинский проводил именно из Северо-Западного Приладожья вдоль западного берега Ладожского озера, однако он направлял ее на Новгород и далее через Смоленск в район Киева.

Дальнейшее продолжение намеченной в Крестцах линии разлома, образующей здесь западную границу Среднерусской синеклизы, должно проходить где-то в районе Осташкова. Дальше, обходя район Ржева и Зубцова с запада, эта линия, повидимому, направляется в область истоков рр. Днепра и Вазузы, где она сливается с юго-западной границей синеклизы, достаточно отчетливо замеченной по данным глубоких скважин, пробуренных к югу от Москвы. Эта граница определяется положением склона Воронежского массива и была уже ранее зафиксирована в ряде сводных геологических работ, посвященных центральному району (Бакиров, 1951; Толстихина, 1952, и др.).

Параллельно этой бортовой зоне Среднерусской синеклизы проходит ось краевого прогиба синеклизы, который прослеживается от Ладож-

ского озера через район Крестцов и Редкина и сливается к востоку от Москвы с Рязано-Саратовским прогибом.

К востоку от Ладожского озера А. П. Карпинским намечено еще несколько линий разломов или перегибов, из которых линия, проходящая через Онежско-Ладожский перешеек, совпадает с осью поднятия фундамента, разделяющего прогибы Ладожского и Онежского озер. Продолжение этой оси следует, может быть, связывать с осью Пестовско-Максатихинской структуры, в районе которой, по данным опорной скважины, установлено поднятие кристаллического фундамента (Люткевич и Станкевич, 1954). Ось депрессии Онежского озера можно связывать с осью Вологодской депрессии в области Среднерусской синеклизы.

Область, находящаяся к западу и юго-западу от Среднерусской синеклизы, принадлежит к значительно более устойчивой зоне Русской платформы, о чем свидетельствует значительно меньшая мощность отложений нижнего палеозоя и меньшая глубина залегания кристаллического фундамента (см. профиль 1).

Эта область расположена между финляндской частью Балтийского щита на севере и западной частью Воронежского массива (Белорусско-Литовское поднятие) на юге; в меридиональном сечении она имеет характер широкой депрессии фундамента, заполненной главным образом палеозойскими отложениями (профиль III и IV).

В то же время в широтном направлении эта область значительно поднята по сравнению со Среднерусской синеклизой на востоке и Польско-Литовской депрессией на западе (амплитуда достигает 1000 м) и образует, таким образом, широкую седловину (рис. 2, профиль I)*. В средней части седловины отмечается наличие меридионального вала, который начинается на юге в области Белорусско-Литовского поднятия и постепенно снижается к северу вплоть до Нарвы, где он выражен уже совсем слабо. Существование этого вала намечается уже с начала кембрия, а в силуэте он, повидимому, образовал восточную границу бассейна накопления.

К средней части вала (район Псков—Остров) приурочено поднятие, резко выраженное в фундаменте и прослеженное далее на запад до района Валга—Валмиера. Оно известно под общим названием Локновского поднятия и представляет, повидимому, совокупность нескольких блоков фундамента, которые подверглись дислокации в нижнекембрийское время.

Сложность истории формирования центральной части рассматриваемой территории, особенно в нижнем палеозое, и ее структурные соотношения с прилегающими депрессиями, представляющими структуры первого порядка, не позволяет рассматривать ее в качестве синеклизы, как это предлагал Н. С. Шатский (1952). Более правильным является предложенное для нее Н. А. Кудрявцевым (1946) название «Прибалтийская впадина».

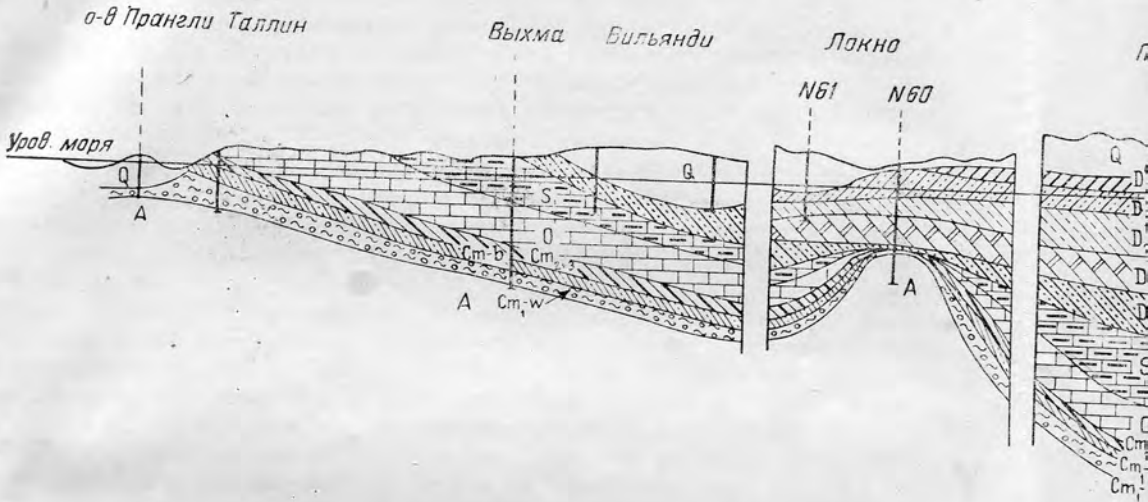
Кристаллический фундамент в области Прибалтийской впадины располагается на глубине 800—1000 м, за исключением окраинных зон на севере вдоль склона Финляндского массива (100—200 м) и на юге в области Белорусско-Литовского поднятия (500 м—Вильнюс), а также Локновского поднятия, где фундамент сильно поднят и вскрыт на глубинах от 500 до 300 м.

В юго-восточной части впадины (Орша, Городок) скважинами вскрыт не кристаллический фундамент, а древняя осадочная толща, принадлежащая, возможно, протерозойским (иотнийским) отложениям. Докембрийские осадочные отложения нам известны из скважины № 2 в Крестцах и в естественных обнажениях западного берега Онежского озера (Шокша и др.). Принадлежат ли отложения всех этих районов

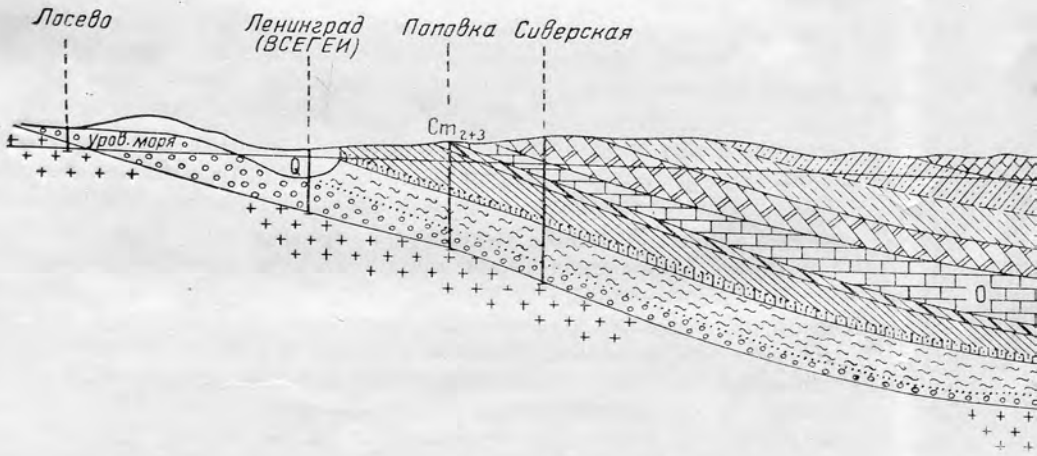
* Профиль 1 проходит в направлении с ЮЗ на СВ и поэтому, пересекая меридиональный вал вкось, он дает преувеличенное впечатление о ширине этого вала.

одной формации и — в случае их одновременности — одному или разным бассейнам осадконакопления, установить с полной убедительностью пока

Схематический меридиональный профиль



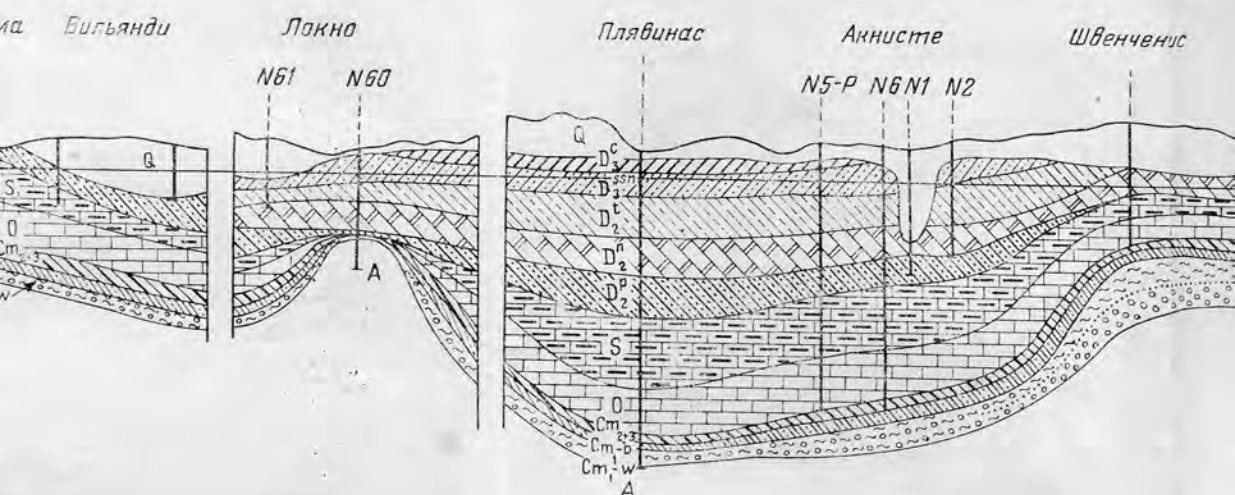
Схематический меридиональный профиль



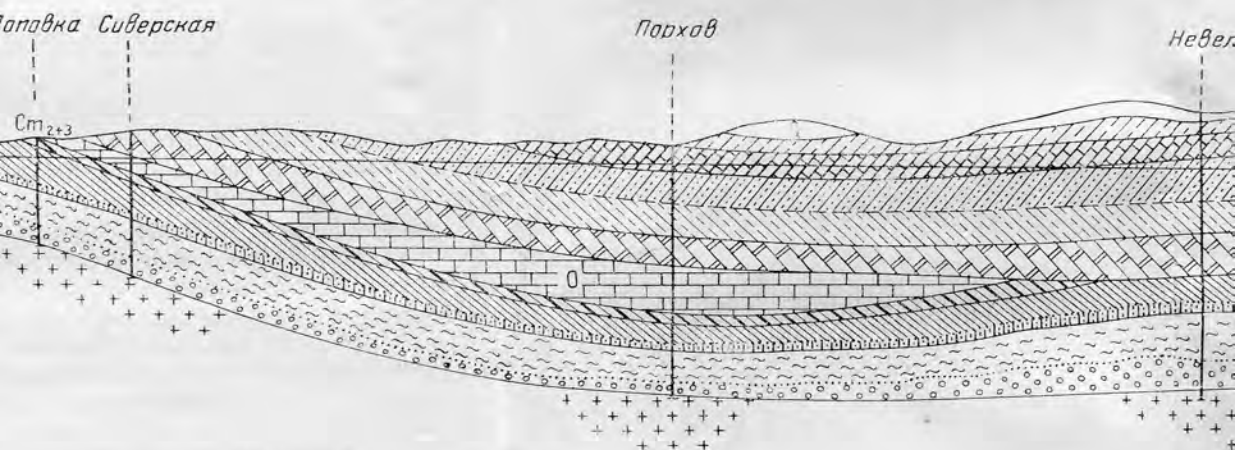
Масштаб
 горизонтальный 20 0 20
 вертикальный 200 0 200

Рис. 3. Схематический меридиональный профиль IV—Ленинград—Поповка
 Условные обозначения

Схематический меридиональный профиль III



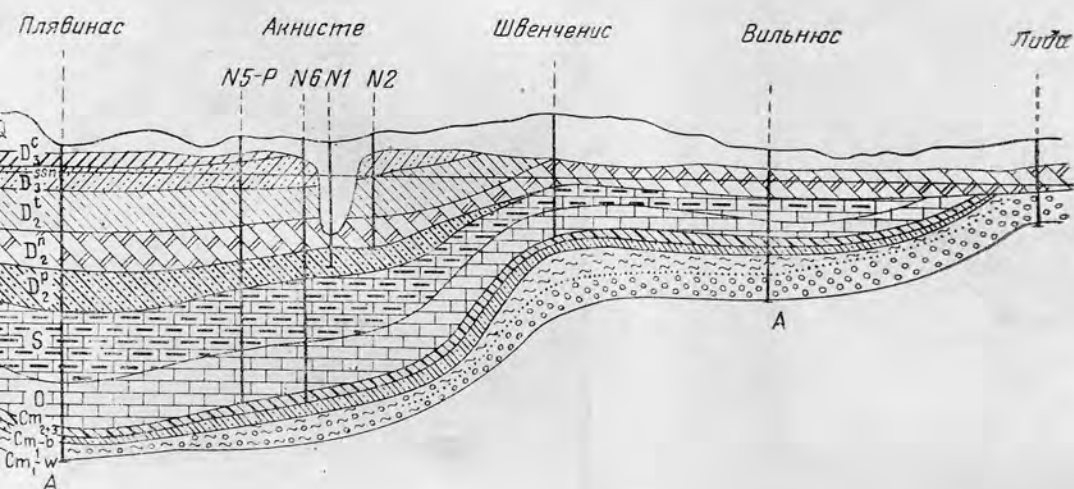
Схематический меридиональный профиль IV



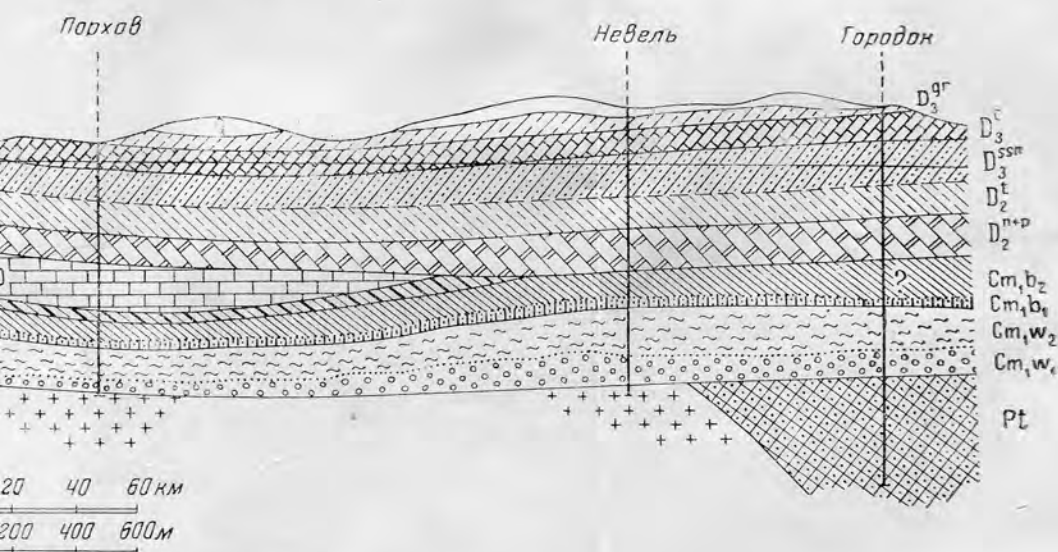
Масштаб
 горизонтальный 20 0 20 40 60 км
 вертикальный 200 0 200 400 600 м

Рис. 3. Схематический меридиональный профиль III—Таллин—Плявинас—Вильнюс
 Схематический меридиональный профиль IV—Ленинград—Порхов—Городок. Составил А. Н. Гейслер, 1955 г.
 Условные обозначения см. рис. 2

меридиональный профиль III



меридиональный профиль IV



Профиль III — Таллин — Плявинас — Вильнюс
 Профиль IV — Порхов — Городок. Составил А. Н. Гейслер, 1955 г.
 Изменения см. рис. 2

одной формации и — в случае их одновременности — одному или разным бассейнам осадконакопления, установить с полной убедительностью пока не удастся. Для иотнийских отложений Орши и Городка несомненна их тесная связь с протерозойскими отложениями ближайших районов Белоруссии — Минска, Смилловичей и др. Протерозойские отложения Белоруссии в нижнекембрийское время были приподняты, подвергались разрушению и эрозии и явились источником материала для пород нижнего кембрия. Вследствие этого нижнекембрийские отложения Белоруссии в значительной степени обогащены песчаным материалом.

По нашим наблюдениям, в скважинах Орши и Городка, как и в скважине № 2 в Крестцах и на побережье Онежского озера, докембрийские осадочные отложения достаточно четко отделяются от нижнекембрийских и их расчленение в разрезах не представляет особых затруднений.

При значительном отличии в северо-западной области протерозойских отложений от нижнекембрийских наблюдается их связь с древними породами кристаллического фундамента, которая проявляется в особом облике пород, характере разреза, в одинаковых условиях залегания (Крестцы скв. № 1—гнейс и скв. № 2—кварциты) и, наконец, в приуроченности кровли протерозойских отложений к тому же уровню древней докембрийской поверхности, на котором вскрываются и породы кристаллического фундамента. Так, архейские гнейсы Невельской скважины вскрыты на абс. отм. 744 м; протерозойские отложения скважины Городка и Орши обнаружены соответственно на глубинах с абс. отм. 707,5 и 678 м (рис. 3, профиль IV). Это указывает на наличие здесь древней докембрийской выровненной поверхности, имеющей очень пологий уклон на север через Невель вплоть до Порхова и сложенной в южной части протерозойскими (?) породами, а в северной архейскими гнейсами.

Аналогичная выровненная поверхность докембрийского фундамента, сложенного архейскими и протерозойскими породами, устанавливается и на севере платформы при сопоставлении скважин Неноксы, Архангельска и Усть-Пинеги. Такое соотношение протерозоя и архея позволяет нам при изучении истории нижнепалеозойских отложений рассматривать эти древнейшие формации как единый комплекс, образующий докембрийский фундамент, на выровненной поверхности которого и происходило накопление осадков нижнего палеозоя.

Стратиграфически нижняя часть палеозойских отложений в области Прибалтийской впадины отличается целым рядом особенностей, которые подчиняются определенным региональным закономерностям.

В восточной зоне Прибалтийской впадины, вплоть до меридионального вала, нижнекембрийские отложения относительно мало отличаются от соответственных отложений западной зоны Среднерусской синеклизы: Валдай, Крестцы (без туффигов), Зубцов. При сохранении обычного фациального облика эти отложения только в северной части восточной зоны, то есть на южной окраине Финляндского массива, несколько уменьшаются в мощности. В южной части рассматриваемой области в районах Невеля, Городка, Орши и вплоть до Дриссы и Вильнюса на западе различия в мощности основных стратиграфических комплексов сравнительно невелики, хотя в них нередко наблюдаются фациальные изменения, которые приводят к усилению роли песчаных отложений. Особенно сильно обогащаются песчаным материалом разрезы нижнего кембрия в районе Минска (данные Е. П. Брунс).

В западной зоне Прибалтийской впадины, отделенной от восточной зоны меридиональным валом, отмечается резкое уменьшение мощности нижнекембрийских отложений, подчеркнутое очень сильно в разрезах Локновского поднятия и отчетливо выделяющееся также в разрезах Плявиняса и Бауска.

Несмотря на сильное сокращение мощности нижнего кембрия, в более северных частях западной зоны совершенно четко выражено расчленение его на обычные стратиграфические единицы — гдовские и ламинаритовые слои валдайского комплекса и надламинаритовые слои и слои синих глин балтийского комплекса.

В южной части западной зоны по мере приближения к Польско-Литовской впадине характер разреза довольно сильно меняется. Главная роль в строении кембрия принадлежит уже песчаным отложениям, представленным обычно тонкозернистыми светлосерыми до белых кварцевыми песками (песчаниками), заключающими лишь незначительные прослои зеленоватых и темносерых алевритистых глин и алевритов. Непосредственное залегание этих светлых песчаных отложений под карбонатным ордовиком, наличие в некоторых скважинах несомненных «оболовых» слоев с фауной *Obolus apollinis* и отсутствие каких-либо заметных изменений в характере этих отложений на протяжении значительной части разреза дали основание для отнесения всей толщи этих песчаных осадков мощностью до 70—85 м к отложениям оболочковых слоев ордовика и ижорских слоев среднего кембрия.

Как будет показано ниже, в такое толкование возраста песчаной толщи необходимо внести значительные коррективы, так как есть основание утверждать, что в этой толще присутствуют и нижекембрийские отложения, представленные здесь почти целиком песчаными осадками.

Как показало детальное сопоставление разрезов нижнего кембрия центральной части северо-западной области и Прибалтики, для значительной части рассматриваемой территории можно установить общую закономерность осадконакопления. Как для области прогиба Среднерусской синеклизы, так и для обеих зон Прибалтийской впадины, расположенных на приподнятой части фундамента, наблюдается расчленение нижекембрийских отложений на три циклических комплекса (балтийский, верхневалдайский и нижневалдайский) *, выделение которых в значительной степени облегчает увязку разрезов. В южной части территории это расчленение можно видеть в разрезах Орши и Городка; далее оно намечается также в разрезе Минска и Вильнюса **.

Отложения ордовика и силура в пределах Прибалтийской впадины, как известно, довольно сильно различаются между собой по их региональным закономерностям осадкообразования. В пределах распространения этих отложений на фоне плавного сокращения их мощности по направлению к северу выделяется зона значительного увеличения мощности обоих комплексов в западной части территории (Плявиняс, Бауск, Акнисте, Преняй), а также область резкого сокращения мощности этих комплексов в пределах Локновского поднятия (см. рис. 2, профиль I).

На значительной территории отложения ордовика и силура подверглись додевонской и нижедевонской эрозии. Она ясно сказывается в западной части территории, где на пространстве от районов Бауска, Плявиняс и Даугавпилс до районов Преняй и Вильнюс сильно сокращен разрез верхних — силурийских — отложений. К востоку от меридионального вала, в районе Дриссы и в промежутке между Порховым и Невелем отложения ордовика уже полностью срезаны. Дальше на восток граница распространения ордовика не может быть прослежена с достаточной точностью из-за отсутствия материалов глубокого бурения. Распространение силурийских отложений четко ограничено на востоке срединным меридиональным валом. При этом на Локновском поднятии

* Расчленение валдайского комплекса на два подчиненных комплекса — верхний и нижний — предложено Л. Б. Паасикиви в 1954 г.

** Расчленение нижнего кембрия Минска дано А. С. Махначем (1954) и в последнее время Е. П. Брунс (1955). В вопросе о расчленении кембрия в скв. Городка и Орши Е. П. Брунс держится того взгляда, что балтийский комплекс здесь отсутствует.

силур встречен только по его западной территории в глубоких скважинах № 66, 49 и 64-Р. В большинстве других скважин под девоном вскрыт ордовик, а в двух скважинах средний (№ 6-Р) и нижний кембрий (№ 60).

Контур распространения силурийских отложений захватывает в западной части Балтийского моря остров Готланд и южную Швецию, обрисовывая таким образом область наибольшего прогиба силурийского времени, как бы вписанную в контур ордовика, распространение которого охватывает на западе широкую область центральной Швеции и южную половину области Грампианской геосинклинали Норвегии.

Смещение восточной границы распространения силура по отношению к контуру ордовика отражает отступление области прогиба на запад и юго-запад. В ордовике на Русской платформе прогиб имел почти широтное направление, и открытое море достигало на востоке района Вологды и Любима. В силуре прогиб приурочен исключительно к западной части Русской платформы — Прибалтике — и приобретает юго-западное направление, прослеживаясь от районов скважин Выхма, Плявиняса и Бауска через Советск и Калининград на юго-запад за пределы Советского Союза (рис. 2, профиль I).

Своеобразной чертой Прибалтийской впадины в ее центральной части является приуроченное к основанию склона Балтийского щита так называемое Локновское тектоническое поднятие. Исследования последнего времени (Л. Б. Паасикиви, Ленингр. эксп. СГПК) показали, что формирование этого поднятия началось еще на первых этапах нижнекембрийского осадконакопления и проявилось наиболее ярко в средне- и верхнекембрийскую и в ордовикскую эпохи. С одной стороны, здесь наблюдается резкое сокращение мощности ряда стратиграфических горизонтов кембрия и ордовика; с другой, нарушенное залегание слоев, угол падения которых достигает 15—20°, а в некоторых случаях доходит и до 55°.

Эти два факта свидетельствуют о том, что в одних случаях тектонические поднятия предшествовали или были синхроничны осадконакоплению (уменьшение мощности), а в других они следовали за определенными этапами накопления осадков и выводили из горизонтального залегания пачки отложений, уже подвергшиеся литификации (крутые углы падения, срезание горизонтов).

В последние годы в юго-западной части Советской Прибалтики глубоким бурением освещено геологическое строение еще одной обособленной структурной области, характеризующейся несколькими отличными условиями накопления осадков. Область эта выделялась ранее на основании данных геологической карты под названием Польско-Германской впадины. В настоящее время в восточной части этой депрессии, получившей название Польско-Литовской впадины, впервые вскрыты палеозойские отложения ее глубоких зон двумя опорными скважинами — Советской (Стонишкяй) и Калининградской (Нивинск) (рис. 2, профиль I).

Советская опорная скважина вскрыла архейские породы на глубине около 2110 м и показала, таким образом, что кристаллический фундамент образует здесь значительный уступ, так как в ближайших районах, расположенных к востоку, фундамент вскрыт на относительно небольших глубинах 824 м (Преняй) и 503 м (Вильнюс). Данные бурения соседних скважин, не дошедших до фундамента, также указывают на наличие крутого склона, обращенного на юго-запад и прослеживаемого на значительном протяжении от Вильнюса до Бауска. Значительные размеры области погружения Польско-Литовской впадины подтверждаются данными бурения Калининградской (Нивинск) опорной скважины, которая на 15/XI 1955 г. имела глубину более 2100 м; о том же говорят и данные по старой глубокой скважине в районе Гданьского побережья (Леба), вскрывшей силурийские отложения на глубину до 1300 м.

Стратиграфический разрез нижнего палеозоя Советской скважины в значительной степени отличается от разрезов остальной Прибалтики. Нижний палеозой начинается здесь с мощной толщи терригенных отложений, залегающих на кристаллическом основании и образующих вместе с оболовыми слоями ордовика терригенную толщу мощностью 130 м.

Карбонатные отложения ордовика сильно сокращены по мощности и достигают только 60 м. Выше, с глубины 1922 м начинаются отложения силура, достигающие суммарной мощности 818 м. Особенностью разреза силура является необычное увеличение мощности отложений лудловского яруса, которая достигает 566 м. Они перекрываются толщей пестроцветов (107 м), которые на основании встреченной здесь фауны немногочисленных лепердий условно отнесены к даунтону (?)

Особенностью палеозойского разреза Советской скважины является наличие здесь отложений нижнего девона, неизвестного ни в северо-западной области, ни в Прибалтике. По мощному развитию силурийских отложений и присутствию нижнедевонских осадков разрез Советской скважины сближается с разрезами глубоких скважин Львовской мульды (скв. Олеско), а также нижнего палеозоя Приднестровья.

Бурение Калининградской скважины еще далеко не закончено, но в интервале глубин 1322—2100 м скважиной вскрыты силурийские отложения, заключающие фауну нижнего лудлоу (определения Т. Н. Алиховой и А. М. Обут), что позволяет сопоставлять разрезы этих скважин и судить о выдержанности мощных отложений силура в юго-западном направлении.

Одним из нерешенных вопросов, возникающих при расчленении разреза Советской скважины и вообще Юго-Западной Прибалтики, является вопрос о возрасте немой терригенной толщи, залегающей на архее (гл. 2109,5 м) под карбонатной толщей ордовика (1981 м). В этой толще встречен единственный маломощный прослой тонкозернистого песчаника с обломками раковин оболид (2047—2048 м), который не может решить вопрос о возрасте, так как эти остатки не могли быть определены до вида.

В первом приближении вся толща тонкозернистых песчаников, залегающих под карбонатными породами ордовика до глубины 2059 м, была отнесена к оболовым слоям, а подстилающая часть терригенных отложений — к ижорским слоям среднего и верхнего кембрия. Сопоставление с разрезами соседних районов Прибалтики не внесло ясности вследствие больших различий в условиях залегания, а также в петрографическом облике отложений.

Решающим моментом в расшифровке возраста терригенных отложений Советской скважины явилось их сопоставление с отложениями, вскрытыми в глубоких скважинах на островах Готланд и Эланд (Швеция) и описанными шведскими геологами Вестергорд, Торслунд и Хедстром (1938, 1936, 1928 и 1923) (рис. 4).

Наиболее полное освещение терригенной толщи, залегающей под карбонатным ордовиком, приведено в описании разреза скважины Филь Хайдар, заложенной на восточном побережье о. Готланд в 25 км от г. Висбю. Разрезы других скважин, расположенных около г. Висбю (о. Готланд) и на острове Эланд у г. Боргхольм и у Моссберга, прекрасно увязываются с разрезом Филь Хайдар и служат хорошей иллюстрацией характера песчаной кембрийской толщи района восточного побережья Швеции.

В основании разреза Филь Хайдар вскрыты породы архея, представленные серым жилковатым гнейсом с красным пегматитом. В скважине Висбю архей представлен также гнейсом. В скважине Моссберга архей представлен кварцитом, который вскрыт на глубине 47,8 м и пройден до глубины 106,2 м. Отсутствие архея в соседней более северной скважине у г. Боргхольма при ее глубине 100 м указывает, что в сква-

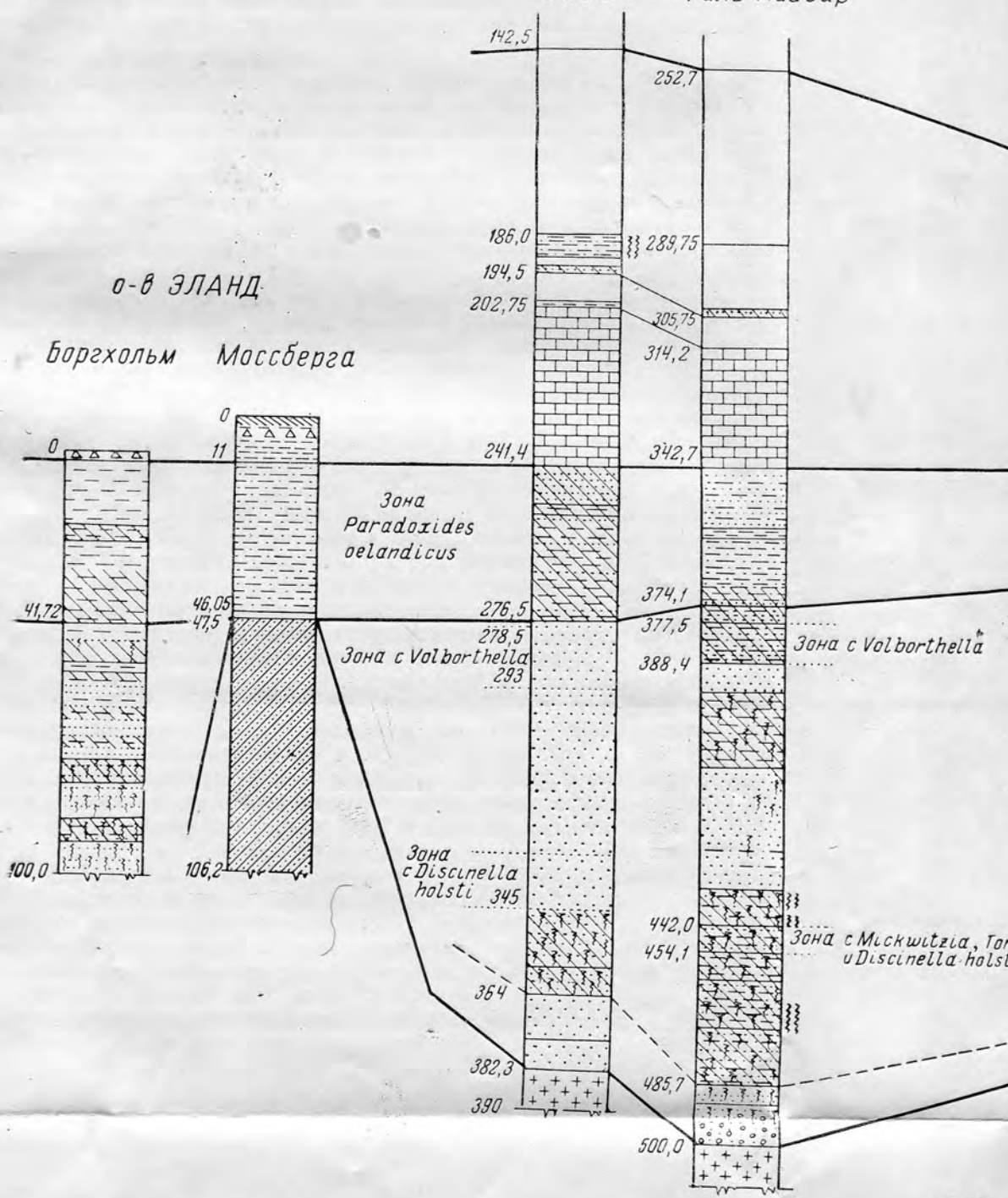
докембрийской эрозии в виде останца, сходного с останцами, обра-

о-в ГОТЛАНД

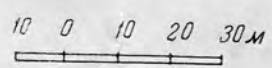
Висбю Филь Хайдар

о-в ЭЛАНД

Боргхольм Массберга



Вертикальный масштаб

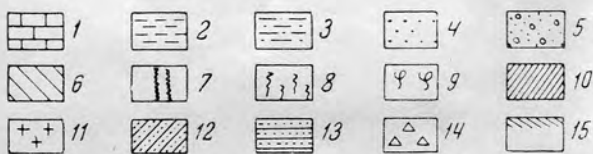
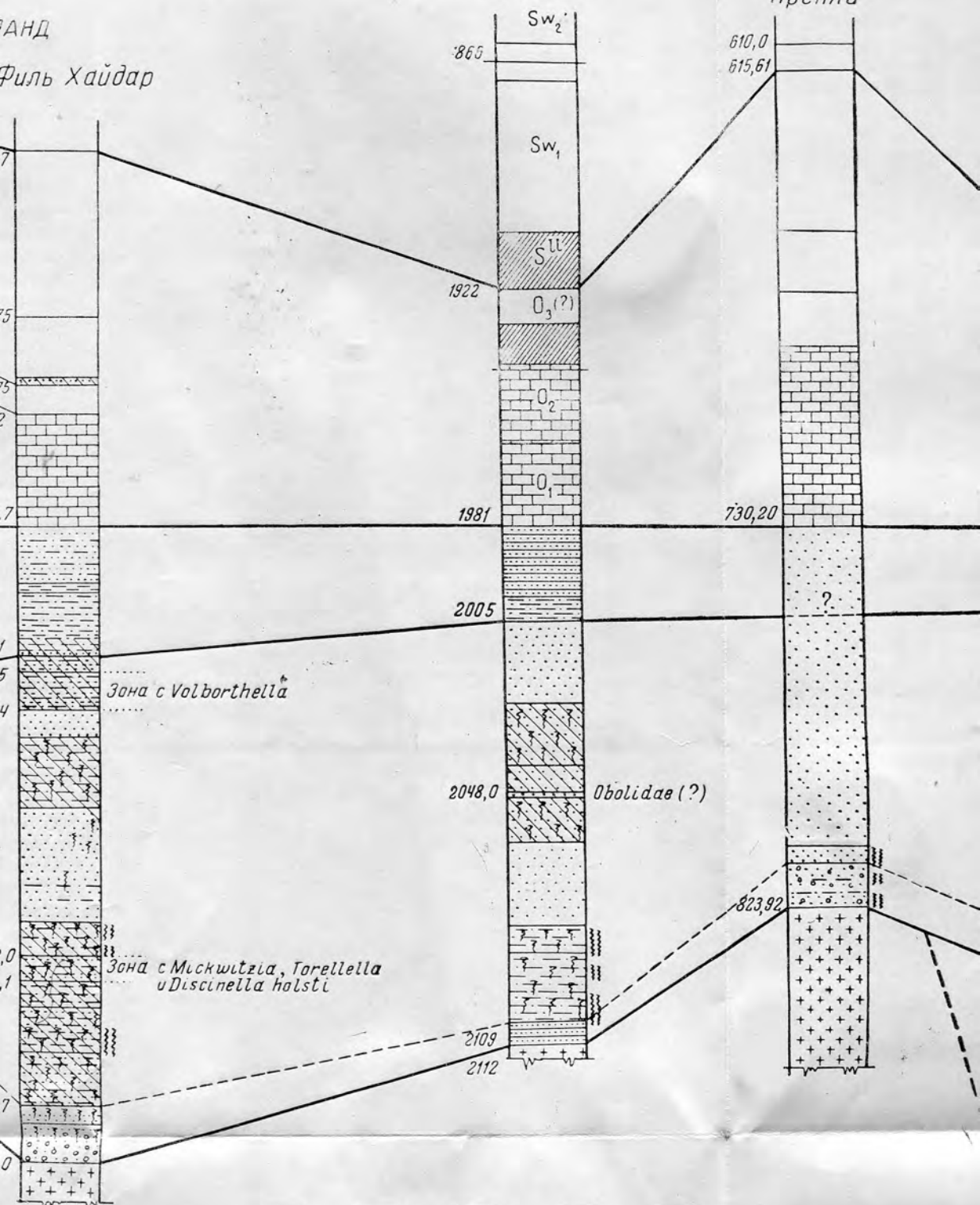


- 1
- 6
- 11

АНД
Филь Хайдар

Советск

Преняй

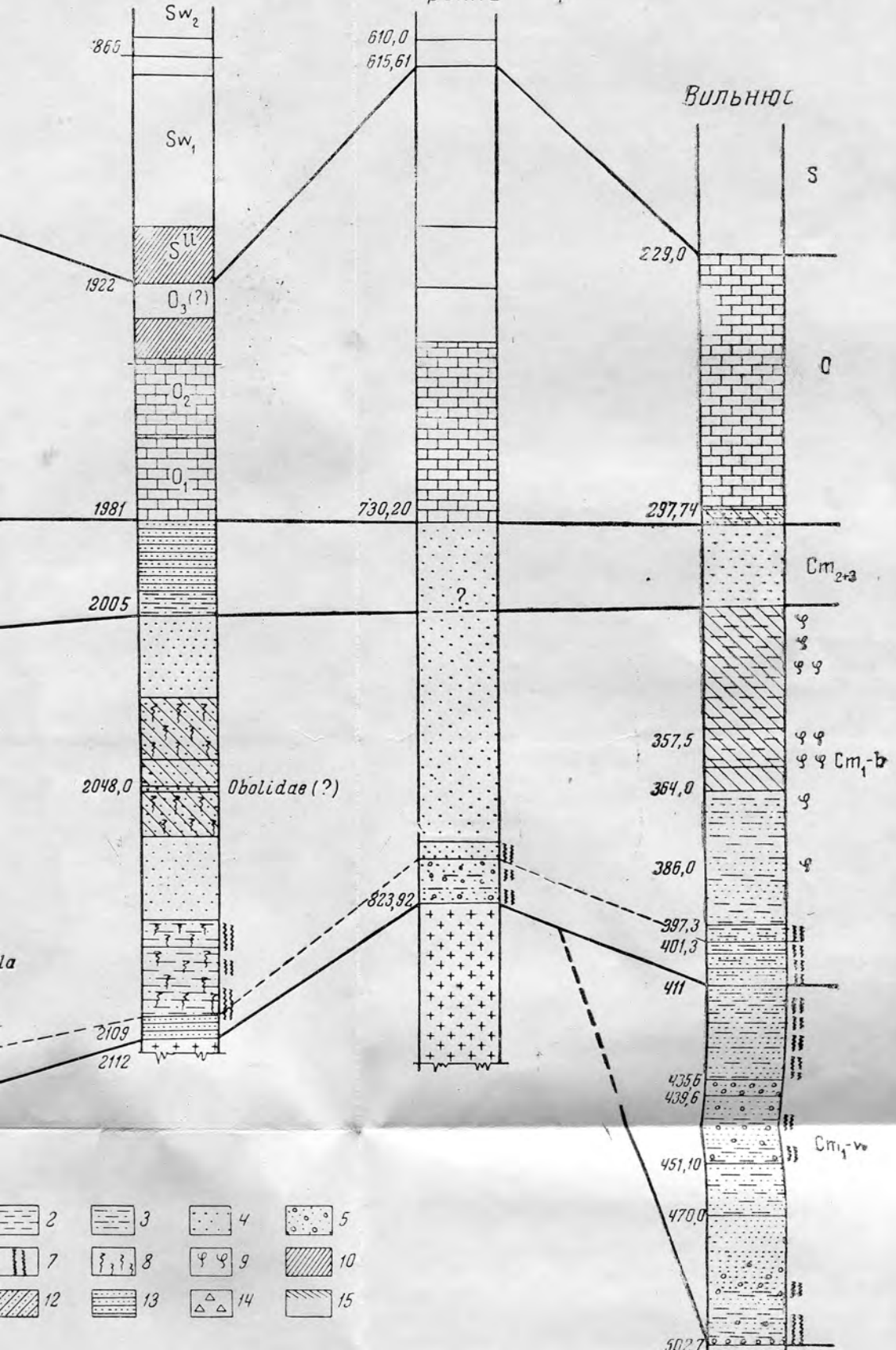


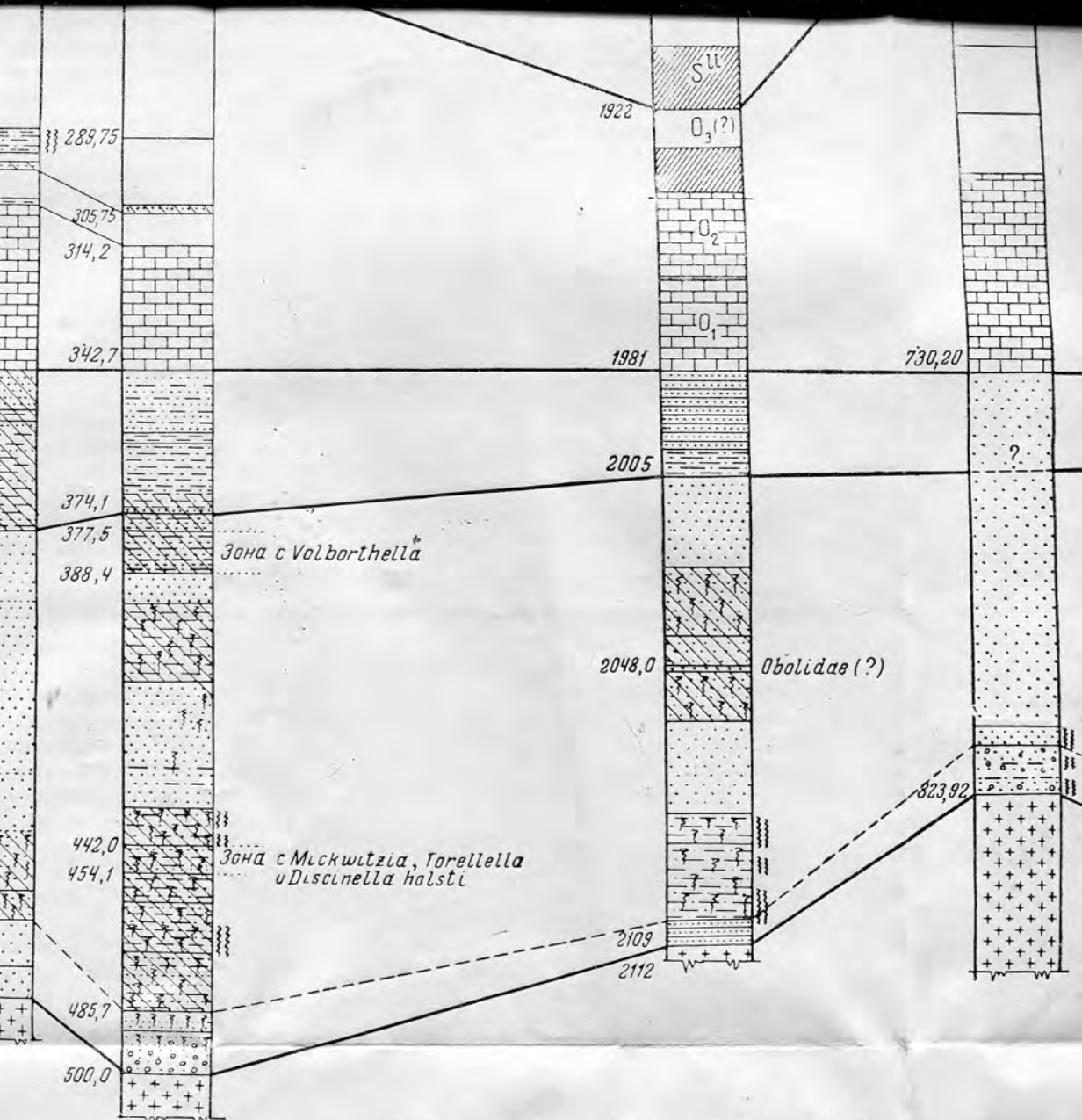
10 0 10 20 30 м

Советск

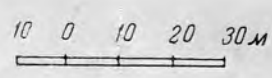
Преняй

Вильнюс



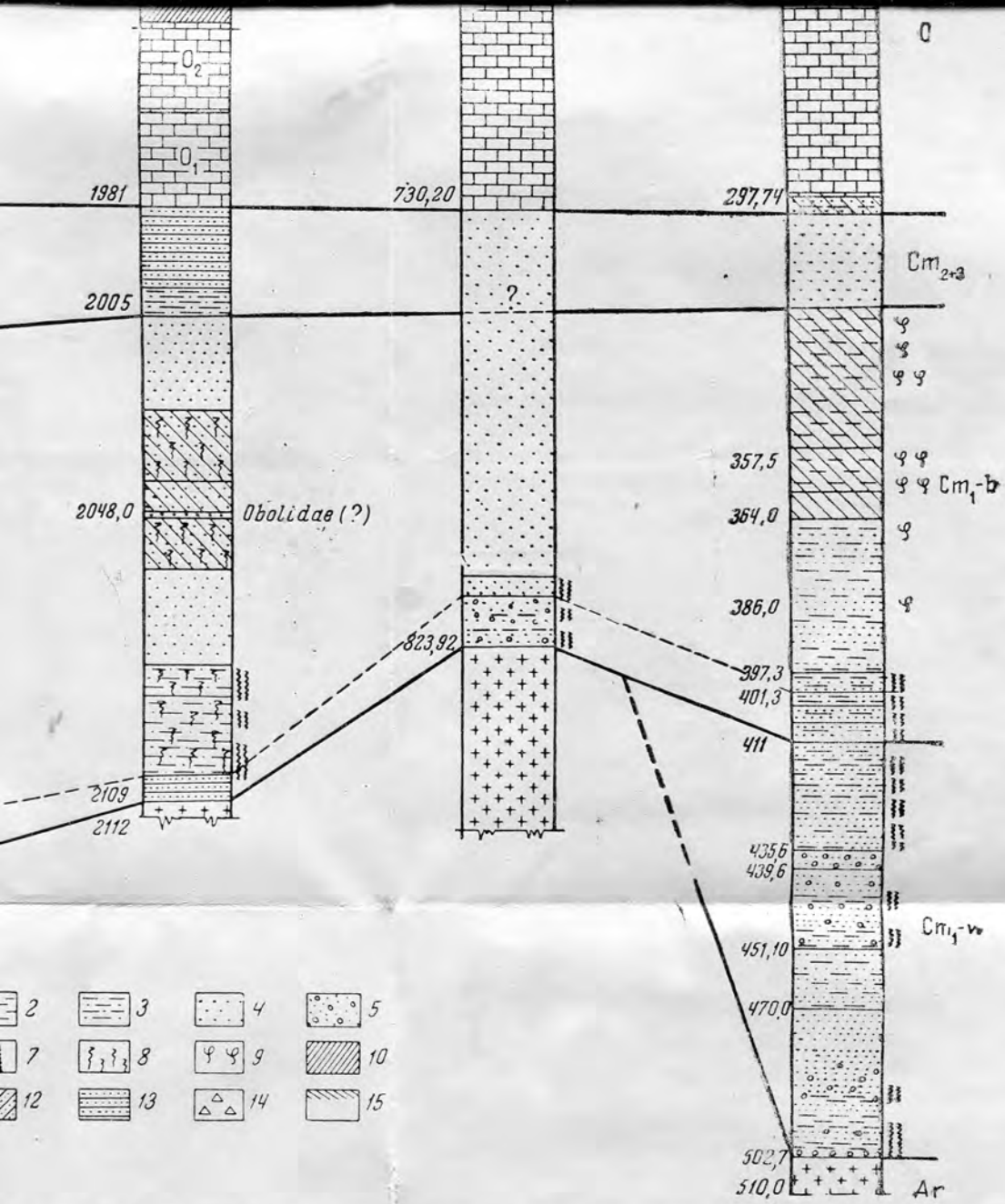


альный
аб



- | | | | | | | | | | |
|--|----|--|----|--|----|--|----|--|----|
| | 1 | | 2 | | 3 | | 4 | | 5 |
| | 6 | | 7 | | 8 | | 9 | | 10 |
| | 11 | | 12 | | 13 | | 14 | | 15 |

тавления нижнепалеозойских отложений о-ва Гогланд, Советска и Вильнюса. Составил А. Н. Гейслер, 1955 г.
 4 — песчаники среднезернистые; 5 — крупнозернистые песчаники и гравелиты; 6 — зоны с глауконитом; 7 — красноцветные отложения; 8 — кристаллический фундамент (архей); 12 — метаморфические кварциты (архей); 13 — гонкослоистые песчаники и алевалиты; 14 — валунная



Советска и Вильнюса. Составил А. К. Гейслер, 1955 г.
 1 - гравелиты; 2 - зоны с глауконитом; 3 - красные глины; 4 - красные песчаные отложения; 5 - ходы червей; 6 - зоны с глауконитом; 7 - красные глины; 8 - ходы червей; 9 - остатки оболочек червей; 10 - остатки оболочек червей; 11 - остатки оболочек червей; 12 - остатки оболочек червей; 13 - гонкослоистые песчаники и алевалиты; 14 - валунная глина; 15 - почвенный горизонт

жине у Моссберга вскрыт скалистый выступ фундамента, сохранившийся от докембрийской эрозии в виде останца, сходного с останцами, образующими в настоящее время серию мелких островков в проливе Кальмар-зунд. Терригенная толща в нижней части разреза Филь Хайдар залегает в интервале 342,7—500 м и имеет мощность 157,3 м. По фаунистическим данным и на основании сопоставления с соседними скважинами алеврито-глинистые отложения в интервале 342,7—374,1 м (мощность 31,4 м) отнесены к зоне *Paradoxides oelandicus* (Thorslund P. and Westergård, 1938).

Нижележащая часть разреза сложена чередованием пачек светло-серых до белых тонкозернистых кварцевых песчаников и зеленовато-серых глинистых алевритовых песчаников. Последние отличаются характерной текстурой, обусловленной чередованием прослоев линзочек глины и алевритов с волновой слоистостью, нарушенной многочисленными ходами червей-илоедов. В шведской литературе этот тип пород получил специальное название «*kräksten*».

В разрезе Филь Хайдар в основном выделяются две пачки таких зелено-серых узорчатых глинисто-алеовитовых песчаников, которые разделены, подстилаются и перекрываются тремя пачками светлосерых до белых тонкозернистых песчаников. В нижней зеленовато-серой пачке нередко наблюдаются красные и бурые прослойки. Отдельные пачки аналогичных пород выделяются и в разрезах других упомянутых шведских скважин, а также в обнажениях кембрийских отложений, которые выступают на шведском берегу в узкой полосе, тянущейся вдоль пролива Кальмар-зунда.

В разрезе Филь Хайдар, как и в разрезе Висбю, в керне скважин обнаружены органические остатки, имеющие разную степень сохранности, но во многих случаях вполне достаточные для точного видового определения. В верхней части этих двух разрезов в интервалах соответственно 377,5—388,4 м (Ф. Х.) и 278,3—293,0 (В) обнаружена фауна *Volborthella tenuis* Fr. Schmidt (см. рис. 4); в нижней зеленовато-серой пачке на глубинах 453,8—454,0 (Ф. Х.) и 331,57—334,27 (В) найдены раковины *Discinella holsti* Moberg. Кроме того, на разных уровнях этой части разреза встречены: *Strenuella obscura* sp. n. (Westerg.), *Torellevella laevigata* (Linnarsson) и *Mickwitzia monilifera* (Linnarsson). По всему разрезу в очень большом количестве распространены ходы червей, отнесенные к разновидностям *Diplocraterion* (двойные трубчатые ходы), *Monocraterion* и *Scolithus* (тесно расположенные вертикальные ходы разного диаметра).

Приведенная фаунистическая характеристика позволяет определить возраст рассматриваемой части разреза в скважинах о. Готланда как нижнекембрийский, причем по сопоставлению с разрезами Прибалтики эти отложения должны рассматриваться как песчаная фация, аналогичная толще синих глин балтийского комплекса. Непосредственно ниже горизонта с *Discinella holsti* в разрезах Филь Хайдар и Висбю продолжают отложения того же характера, сложенные узорчатыми зеленовато-серыми глинисто-алеовитовыми песчаниками и прослеженные в разрезах Филь Хайдар до глубины 485,7 м и Висбю до глубины 364 м. По возрасту эта пачка не может быть отделена от отложений с *Discinella holsti* и принадлежит к той же песчаной фации — толще «синих глин».

В обоих разрезах эти узорчатые песчаники подстилаются пачкой светлосерых до белых песчаников, сверху тонкозернистых, книзу более грубозернистых, вплоть до прослоя с гальками, лежащего на поверхности архейских кристаллических пород. Эти песчаники можно считать аналогами надляминаритовых слоев Прибалтики.

Сопоставление терригенной толщи разреза Филь Хайдар с нижней частью разреза Советской скважины приводит нас к интересным выводам.

1. Суммарные мощности отложений в двух сравниваемых разрезах очень близки между собой: Советск — 130 м, Филь Хайдар — 157 м. В верхней части данного интервала разреза Советской скважины выделяется пачка светлосерых тонкозернистых песчаников с прослоями темносерых глин (мощность 24 м), аналогичная пачке алевритов и глин зоны с *Paradoxides oelandicus* разреза (мощность 31,4 м), отнесенной к среднему кембрию.

2. Толща, залегающая в Советске ниже пачки алевритов и глин среднего кембрия так же, как и в разрезе Филь Хайдар, сложена чередованием пачек светлосерых до белых тонкозернистых песчаников и зеленовато-серых узорчатых глинисто-алеваитовых песчаников с обильными ходами червей. Последняя разновидность песчаников настолько сходна с узорчатыми зеленовато-серыми песчаниками, содержащими ходы червей в шведских разрезах, что образцы пород или фотоснимки с них невозможно различить.

3. Совершенно одинаковой является и последовательность в смене пачек белых и зеленовато-серых песчаников. В разрезе Советской скважины, как и в разрезах о. Готланд, выделяются те же пять пачек в той же последовательности. Как и в разрезе Филь Хайдар, в нижней зеленовато-серой пачке Советска наблюдается ряд краснобурых и лиловых глинисто-алеваитовых прослоев. В основании рассматриваемой толщи залегают пачка светлых песчаников, переходящих в разнотернистые и грубозернистые песчаники с гальками, лежащие на архейских породах.

Близкие мощности, совершенно одинаковый характер пород и одинаковое строение разреза (последовательность пачек) позволяют с уверенностью сопоставлять отложения обоих разрезов, считать их одновозрастными и прийти, таким образом, к выводу, что терригенная толща в основании разреза Советской скважины должна быть в основном отнесена к кембрийским, а не ордовикским (оболовым) отложениям. Основываясь на наличии в разрезе скважины Преняй непосредственно под карбонатным ордовиком несомненных оболовых песчаников с *Obolus apollinis*, следует полагать, что верхняя пачка мощностью 24 м, сопоставляемая со шведской зоной *Paradoxides oelandicus*, которая относится шведами целиком к среднему кембрию, должна в действительности заключать в верхней части еще небольшую зону оболовых песчаников ордовика и только в нижней части относится к ижорским слоям среднего кембрия. Такое же расчленение следует, вероятно, провести и в шведских разрезах.

Верхнекембрийские отложения не были выделены в разрезе скважин о. Готланда ни по фауне, ни по характеру пород; признаков их присутствия нет и в разрезах Советской скважины и других ближайших скважин платформы. Повидимому, аналоги верхнего кембрия в отложениях Прибалтики вообще отсутствуют (сообщение Т. Н. Алиховой).

Нижняя часть терригенных отложений Советского разреза в интервале 2005—2110 м по сопоставлению с разрезом о. Готланда (Филь Хайдар) должна быть отнесена к нижнему кембрию или, точнее, к толще «синих глин» балтийского комплекса. В самых нижних слоях эти отложения заключают более грубозернистые осадки, которые, может быть, следует отнести к слоям того же балтийского комплекса.

Как отмечено выше, единственный прослой песчаника с мелкими обломками раковин обolid (?), встреченный в Советской скважине на глубине 2047,5—2048 м, не может служить критерием возраста этой части разреза и вопрос о стратиграфической принадлежности последней следует решать на основе геологических и литологических данных, т. е. на основе условий залегания, характера отложений и закономерности строения сопоставляемых разрезов.

4. Прослеживая наши сопоставления далее на восток (рис. 4) вплоть до Вильнюса, мы должны отнести большую часть песчаной толщи,

вскрытой в скважине Преняй, также к аналогам синих глин. Общее уменьшение мощности песчаных отложений этой скважины до 94 м, которое сказывается и на верхней пачке, заключающей оболочные и ижорские слои, является отражением общего закономерного сокращения мощности разрезов нижнего кембрия, прослеживаемого от Готланда через Советск на Преняй и Вильнюс.

5. Пачка оболочных и ижорских слоев легко находит себе место в разрезе скважины Вильнюс в интервале 297,3—317 м, ниже которого начинаются типичные для платформы синие глины с обильными остатками червей.

Верхняя часть разреза синих глин Вильнюса от 317 м до глубины 376 м обогащена глауконитом и по описанию хорошо параллелизуется с верхней пачкой зеленовато-серых песчаников с обильными ходами червей в разрезе Советска и о. Готланда.

Ниже лежащая часть разреза в интервале 364—397 м обогащена песчаным материалом, который образует тонкое чередование с глинистыми прослоями, напоминающее строение ляминаритовых слоев. Однако в описании, произведенном А. С. Корженевской, отмечается присутствие только неясных пленок ляминаритов, которым нельзя придавать решающего стратиграфического значения. Наряду с этим в той же пачке на глубинах 364—368 и 381—383 м обнаружены остатки червей, которые до настоящего времени в ляминаритовых слоях нигде не были встречены. Таким образом, создается известная неуверенность в правильности стратиграфического расчленения разреза кембрия в разрезе Вильнюса.

Сопоставление разреза скважины Вильнюс с разрезом Советска и о. Готланда позволяет с большим основанием выдвинуть решение в пользу отнесения этой пачки вплоть до прослоя грубозернистых песчаников на глубине 411 м к толще синих глин или в целом к балтийскому комплексу. На долю валдайского комплекса в разрезе скважины Вильнюс остается тогда толща песчаников разной крупности зерна вплоть до грубозернистых, нередко красных и пестрых, и гравелитов с прослоями краснобурых аргиллитов.

Эта толща, разделенная прослоем грубозернистого гравелистого песчаника на две пачки и подстилаемая грубозернистым песчаником и аргиллитом, не имеет аналогов в разрезах Советска и Преняй, и, таким образом, между скважинами Вильнюс и Преняй должна быть проведена западная граница распространения валдайского комплекса (ляминаритовых и гдовских слоев). Продолжение этой границы к северу требует пересмотра расчленения имеющихся разрезов глубоких скважин Акнисте, Бауска, Плявиняс и др. с учетом новой трактовки песчаной толщи кембрия (рис. 2, профили I и II).

Анализ мощностей последовательных стратиграфических комплексов нижнего палеозоя позволяет установить в пределах рассмотренной территории постепенное перемещение зон наибольшего прогиба, отражающее постепенную перестройку тектонического плана данного региона. В нижнекембрийское время область наибольшего прогиба была приурочена к юго-восточной части рассматриваемой территории, охватывая районы Орши, Городка, Невеля, Дриссы, где мощность нижнего кембрия достигает 350—420 м. Эта область примыкает к юго-западной части Среднерусской синеклизы, с которой она незаметно сливается. В ордовикскую эпоху область прогиба переместилась несколько к северу и западу. На территории Русской платформы она образовала депрессию, вытянутую в широтном направлении и заключавшую две зоны более глубокого погружения: на востоке в районе Пестово—Вологда, где мощность ордовика достигает 200—430 м, и на западе в районах Даугавпилса, Акнисте, Бауска и Плявиняса вплоть до Выхмы, где мощность ордовика достигает 280—350 м. Юго-восточная область Прибалтийской впадины, которая в кембрии принадлежала к области прогиба, в это

время уже включилась в зону поднятия, что привело к сокращению мощности осадков ордовика и их эрозионному срезанию, проявившемуся на этой территории особенно резко в течение следующей — силурийской эпохи. Как уже отмечено, в силурийское время область прогиба отступила в западном направлении, тогда как вся восточная часть прогиба до меридионального вала на западе была поднята и превратилась в область сноса. Зона наибольшего прогиба в силурийское время переместилась на юго-запад, что особенно ярко выражено в лудловских отложениях, мощность которых в Советской скважине достигает 566 м. Не меньшую мощность имеют верхнесилурийские отложения и в районе Калининграда.

Та же тенденция в миграции зоны прогиба на запад и юго-запад наблюдается и в верхнепалеозойских, мезозойских и кайнозойских отложениях, как это можно видеть даже из схематического сопоставления разрезов Советска, Калининграда и Леба (см. рис. 2, профиль 1).

Область максимального погружения на последнем этапе осадконакопления находится уже к западу, за пределами территории Советского Союза.

ЛИТЕРАТУРА

Бакиров А. А. Главнейшие черты геотектонического развития внутренней части Русской платформы. Сборник «К геологии центральных областей Русской платформы», ВНИИГАЗ, 1951.

Брунс Е. П. Стратиграфия и тектоника палеозойских отложений северо-западной окраины Днепровско-Донецкой впадины. Советская геология, № 45, 1955.

Карпинский А. П. Очерки геологического прошлого Европейской России. АН СССР, 1919.

Кудрявцев Н. А. О тектонике и возможной нефтеносности северо-западной части Русской платформы (Прибалтийской впадины). Сб. Геология и нефтеносность Русской платформы и Эмбы. Тр. ВНИГРИ, 1946.

Люткевич Е. М. и Станкевич Л. И. Пестовско-Максатихинское поднятие на северо-западном крыле Московской синеклизы. Геологический сборник № 3, ВНИГРИ, 1954.

Махнач А. С. К литологической характеристике палеозойских отложений района Минска. Изв. АН БССР, № 2 (III—IV), Минск, 1954.

Толстихина М. М. Девонские отложения центральной части Русской платформы и развитие ее фундамента в палеозое. Госгеолиздат, 1952.

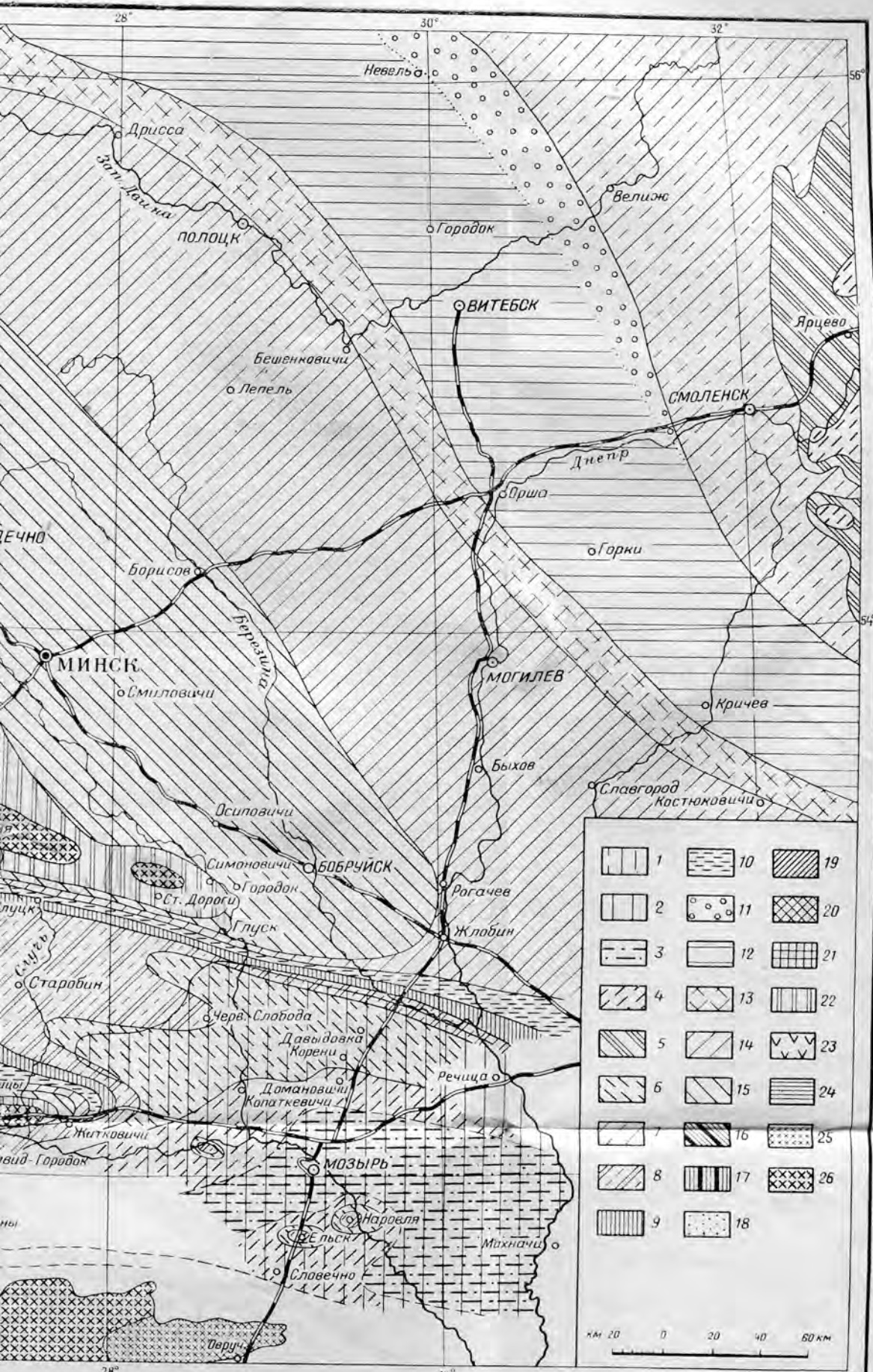
Шатский Н. С. О древнейших отложениях осадочного чехла Русской платформы и об ее структуре в древнем палеозое. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1952.

Hedström H. Remarks on some Fossils from the Diamond Boring at the Visby Cement Factory. Sver. Geol. Unders., ser. C, N 314, 1923.

Thorslund P. and Westergård A. H. Deep Boring through the Cambro-Silurian at File Haidar, Gotland. Sver. Geol. Unders., ser. C, N 415, 1938.

Westergård A. H. A deep Boring through the Middle and Lower Cambrian Strata at Borgholm. Isle of Öland. Sver. Geol. Unders., ser. C, N 355, 1928.

Westergård A. H. Paradoxides Oelandicus Beds of Öland with the Account of a Diamond Boring through the Cambrian at Mossberga. Sver. Geol. Unders., ser. C, N 394, 1936.



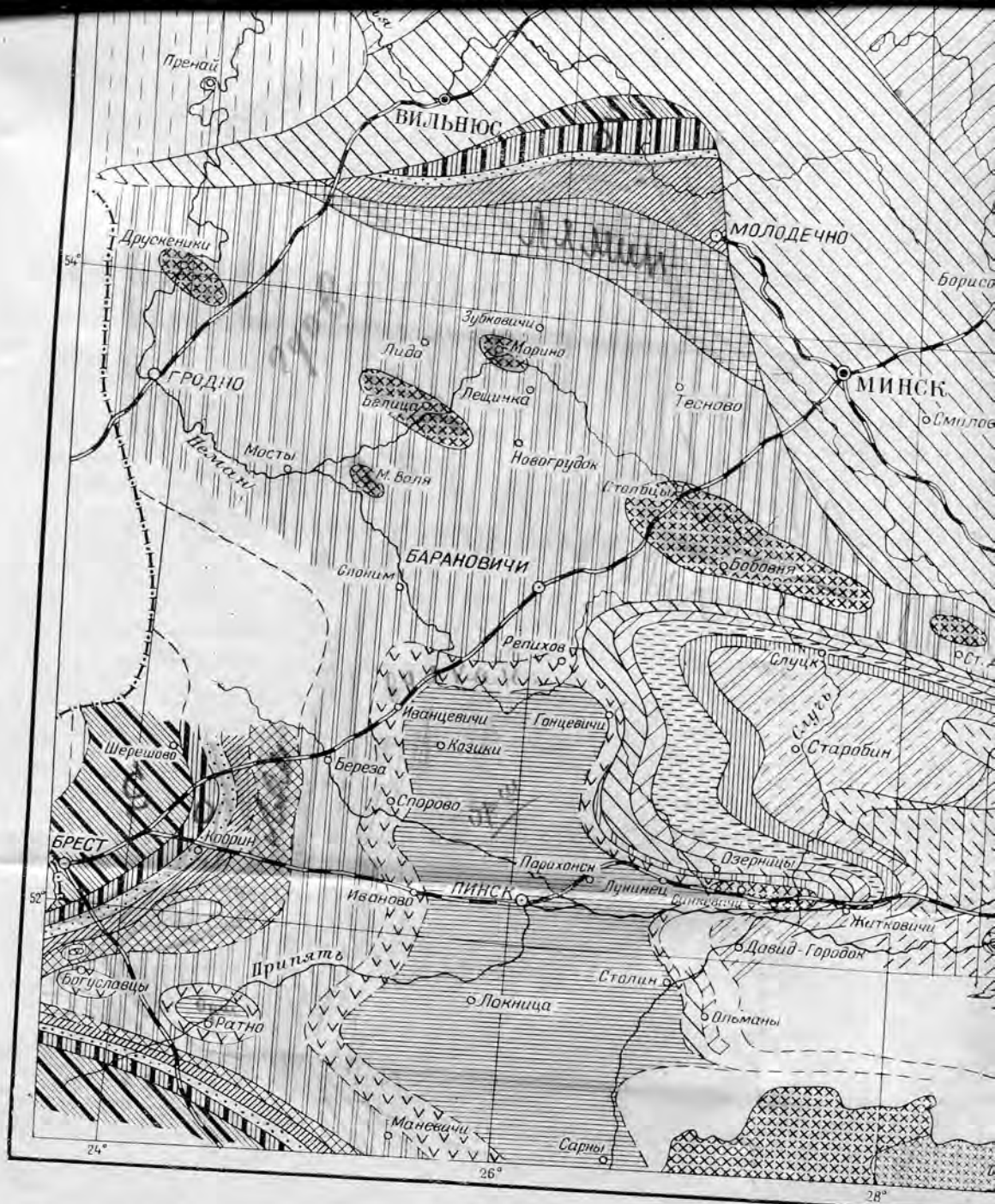
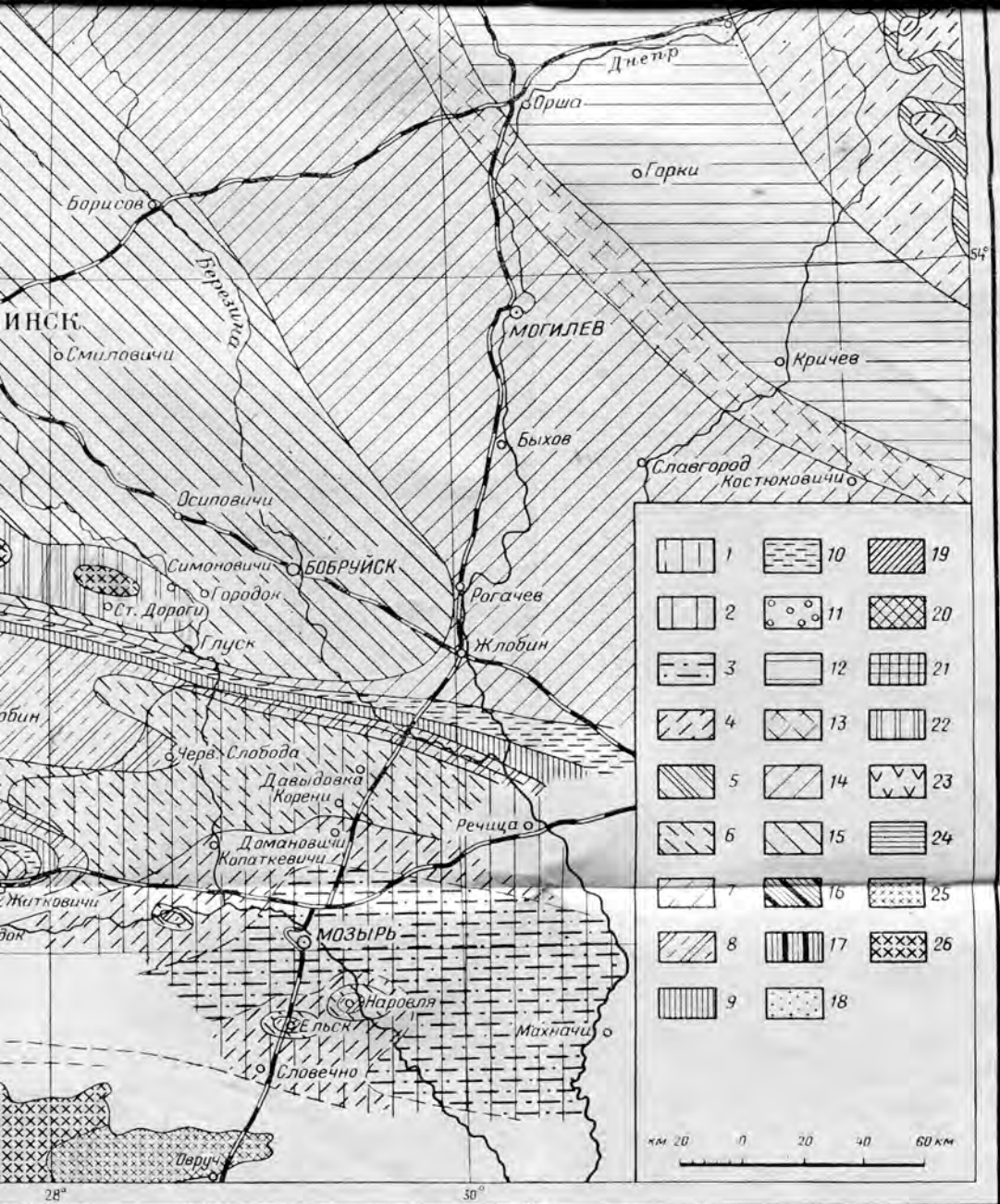


Рис. 1. Геологическая карта палеозойских отложений западной части Припятского прогиба; 1—пермские отложения; 2—пестроцветные отложения перми и триаса Припятского прогиба; 3—среднекаменноугольные отложения (верхняя часть данково-лебединских слоев); 4—верхние пестроцветные отложения турне и верхних горизонтов фаменского яруса Припятского прогиба; 5—среднекаменноугольные отложения (нижняя часть данково-лебединских слоев); 6—верхние пестроцветные отложения турне и верхних горизонтов фаменского яруса Припятского прогиба; 7—фаменские отложения; 8—верхние пестроцветные отложения турне и верхних горизонтов фаменского яруса Припятского прогиба; 9—карбонатная толща (законско-елецкие и нижняя часть данково-лебединских слоев); 10—карбонатная толща франского яруса; 11—нижняя теоригенная толща франского яруса (орележско-снеготорские слои); 12—карбонатная толща франского яруса; 13—нижняя теоригенная толща франского яруса (орележско-снеготорские слои); 14—нижняя теоригенная толща франского яруса (орележско-снеготорские слои); 15—нижняя теоригенная толща франского яруса (орележско-снеготорские слои); 16—нижняя теоригенная толща франского яруса (орележско-снеготорские слои); 17—ордовикские отложения; 18—кембрийские отложения; 19—кембрийские отложения; 20—кембрийские отложения; 21—кембрийские отложения; 22—кембрийские отложения; 23—кембрийские отложения; 24—кембрийские отложения; 25—кембрийские отложения; 26—кембрийские отложения.



Геологические отложения западной части Русской платформы.

1—нижнеугольные отложения; 2—нижнекаменноугольные отложения; 3—визейский ярус; 4—турнейский ярус; 5—нижнекаменноугольные отложения; 6—нижнекаменноугольные отложения Припятского прогиба; 7—соленосная глинисто-мергелистая толща (ю-лебедянских слоев); 8 и 9—фаменские отложения; 10—франские отложения Припятского прогиба; 11—верхняя терригенная толща франского яруса; 12—метатарихские слои; 13—жигитские слои; 14—лужские слои; 15—наровские слои; 16—силурийские отложения; 17—надламинаритовых песчаников; 18—ламинаритовые слои, представленные преимущественно глинами; 19—ламинаритовые слои; 20—нижняя толща красноцветных песчаников; 21—ламнаритовые слои; 22—ламнаритовые слои; 23—ламнаритовые слои; 24—нижняя толща красноцветных песчаников; 25—ламнаритовые слои; 26—породы кристаллического фундамента

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА В ПАЛЕОЗОЕ

Современные представления о геологическом строении Припятского прогиба, о его глубине, контурах и структуре получили фактическое обоснование в результате геофизических исследований и обработки материалов пробуренных в течение последних лет многочисленных скважин, часть из которых дошла до кристаллического основания прогиба.

Новые данные бурения дали возможность, в первую очередь, установить общий разрез палеозойских отложений, слагающих Припятский прогиб, отдельные вопросы стратиграфии которых освещены в ряде работ, опубликованных в последние годы.

Наиболее подробно изучены и расчленены девонские отложения Припятского прогиба. Характеристика разрезов этих отложений для отдельных районов Припятского Полесья приводится в статьях А. В. Фурсенко (1953), А. С. Махнача и А. Я. Стефаненко (1953, 1955), С. В. Тихомирова и Р. М. Пистрак (1955), Е. П. Брунс (1955) и др. Стратиграфия каменноугольных отложений разрабатывается Р. М. Пистрак, В. К. Голубцовым (1954), Д. Е. Айзенберг и Н. Е. Бражниковой (1953). Новейшие данные по расчленению пестроцветных отложений перми и триаса Днепровско-Донецкой впадины отображены в работах Ф. Е. Лапчик (1954), которая впервые выделила и расчленила эти отложения и в Припятском прогибе, по материалам Домановичской и Черниговской опорных скважин.

Достаточно дробное стратиграфическое расчленение палеозоя и наличие большого числа изученных разрезов, расположенных в структурно-различных частях Припятского прогиба, позволяет в настоящее время выявить некоторые основные закономерности изменения палеозойских толщ по мощности и составу и наметить на этом основании историю геологического развития прогиба. Отчасти этот вопрос был освещен мною ранее (1955) в связи с описанием стратиграфии и тектоники краевой (западной) части прогиба.

В настоящей статье представляется возможность рассмотреть основные этапы развития в палеозое прогиба в целом.

МЕСТОНаХОЖДЕНИЕ ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА В ОБЩЕЙ СТРУКТУРЕ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Структурное положение Припятского прогиба отчетливо выступает при рассмотрении прилагаемой геологической карты (рис. 1), на которой показано распространение палеозойских и более древних толщ различного возраста под покровом мезозойских и кайнозойских отложений, и карты поверхности кристаллического фундамента (рис. 2).

С юга прогиб ограничен северной оконечностью Украинского кристаллического массива, а с севера — районом с высокоприподнятой поверхностью фундамента, получившим название Центрального Белорус-

ского массива, или поднятия. Это поднятие является непосредственным продолжением Воронежской антеклизы, от которой оно отделяется местным погружением на участке между Жлобыным и Курском (рис. 2).

Центральное Белорусское поднятие прослеживается в северо-западном почти широтном направлении через всю Белоруссию до западной ее границы. В северной части его к югу от Минска и Вильнюса под меловыми и кайнозойскими отложениями вскрыты нижние горизонты вал-

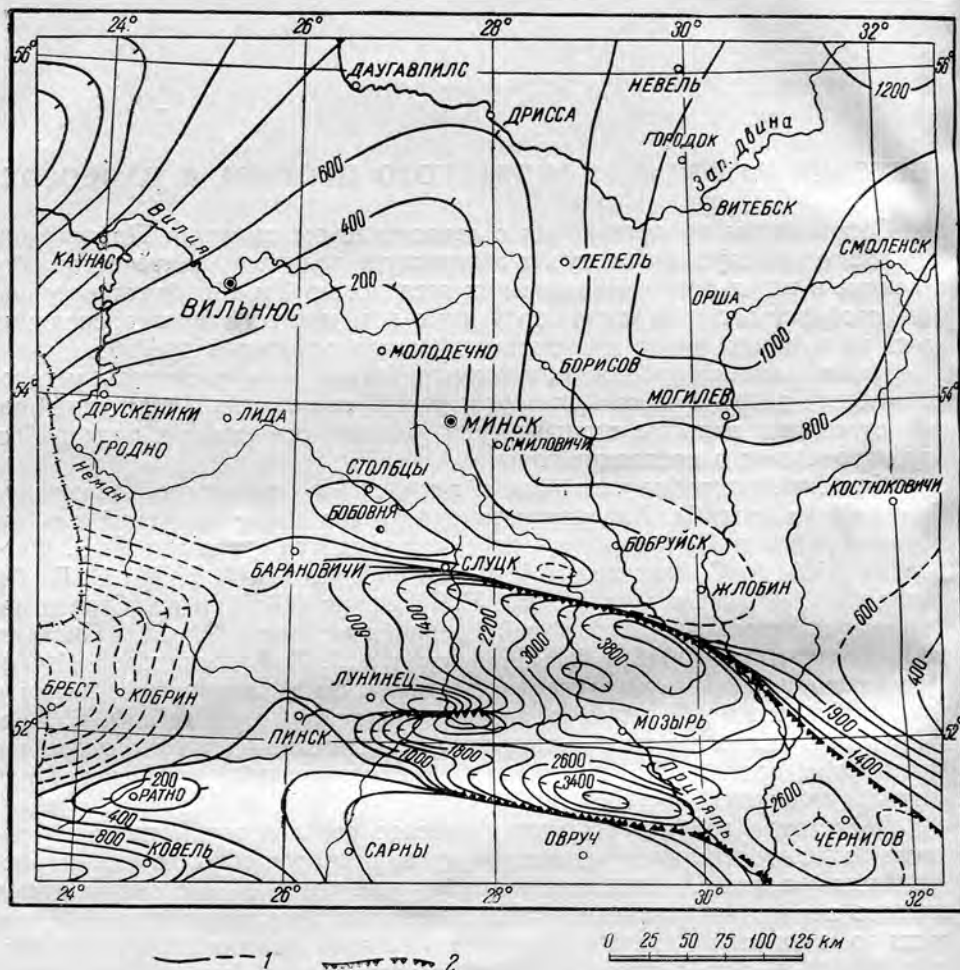


Рис. 2. Карта поверхности кристаллического фундамента западной части Русской платформы.

1—изогипсы поверхности фундамента; 2—относительно крутые склоны фундамента

дайского комплекса, а в ряде пунктов непосредственно породы кристаллического фундамента (рис. 1). Абсолютные отметки поверхности фундамента колеблются здесь от $+70$ м (Бобовня) до -6 м (Белица) и -147 м (Друскеники).

К северу от Центрального Белорусского поднятия наблюдается очень постепенное погружение поверхности фундамента, соответствующее южным крыльям Прибалтийской и Московской синеклиз.

С запада Припятский прогиб ограничивается пологим и широким поднятием меридионального простираения, в пределах которого непосредственно под покровом мела и кайнозоя вскрыты наиболее древние отложения осадочного чехла западной части Русской платформы. Они представлены мощными красноцветными песчаниками и перекрывающими их

основными эффузивами и туфами, которые подстилают здесь валдайский комплекс нижнего кембрия. Рассматриваемое поднятие отделяет северо-западную окраину Днепровско-Донецкой впадины от расположенной западнее Брест-Кобринской впадины (рис. 1, 2).

По своему географическому положению и по характеру структуры описываемое меридиональное поднятие, образующее седловину между указанными выше впадинами, соответствует Полесскому валу в том понимании, в каком он был впервые установлен Е. О. Оппоковым в 1916 г. (1925). Хотя точка зрения Е. О. Оппокова на местоположение вады впоследствии оспаривалась многими (Архангельский, 1932; Карпинский, 1919; Соболев, 1941; Шатский, 1947) вплоть до полного отрицания его, мы считаем возможным сохранить наименование Полесского вала для этой важнейшей структурной формы западной части Русской платформы.

В северной части Белоруссии к северу от осевой линии Центрального Белорусского поднятия Полесский вал испытывает быстрое погружение и кембрийские отложения скрываются под карбонатной толщей ордовика и силура. Однако по дугообразным изгибам различных горизонтов девона (рис. 1), отражающим относительно более высокое положение фундамента. (рис. 2), Полесский вал прослеживается и далее на север, отделяя Московскую синеклизу от Прибалтийской.

Внутренняя структура Припятского прогиба отличается значительной сложностью. Прогиб осложнен рядом поднятий и депрессий второго и третьего порядка, что на геологической карте находит свое отображение в извилистых контурах распространения различных свит палеозоя (рис. 1). Наиболее крупными депрессиями второго порядка являются Старобинская на севере и собственно Припятская на юге (Брунс, 1955). Они разделяются широтным поднятием, в размытом ядре которого, на левобережье р. Припяти между д. Микашевичи и д. Синкевичи породы кристаллического основания залегают непосредственно под маломощными (15—30 м) третичными и четвертичными отложениями. Поверхность фундамента располагается на этом выступе на абсолютных отметках около 110—120 м над уровнем моря (рис. 2). Севернее, в осевой части Старобинской депрессии поверхность кристаллического основания вскрыта бурением на абсолютной отметке около 1500 м ниже уровня моря.

Наиболее хорошо изученная в настоящее время бурением и геофизическими исследованиями северная ветвь Припятского прогиба Старобинская депрессия отчетливо вырисовывается как пологая и широкая асимметричная впадина с более крутым северным и очень пологим южным крылом. В осевой своей части Старобинская депрессия осложнена очень пологим широтным поднятием антиклинальной формы. Этим поднятием, получившим название Ганцевичского, Старобинская депрессия разделяется на две депрессии третьего порядка.

Углы падения девонских отложений на северном крыле депрессии в районе Слуцка не превышают 10° , а на южном крыле $3-4^\circ$. Восточнее, по мере погружения всего Припятского прогиба, углы падения в северном крыле возрастают. Примерно в районе Глуска и Паричи, судя по геофизическим данным, наклон поверхности кристаллического фундамента достигает максимальной величины. Не лишено вероятности, что этот крутой участок северного крыла прогиба осложнен разрывами.

Южная ветвь Припятского прогиба, собственно Припятская депрессия, слабо освещена глубоким бурением. По геофизическим исследованиям, в ее пределах устанавливается две (третьего порядка) депрессии: Житковичская и Ельская, широтно вытянутые и кулисообразно расположенные (рис. 2). Северо-западная из них, Житковичская депрессия, непосредственно примыкает с юга к Микашевичскому выступу кристаллического фундамента. Наиболее глубокое положение фундамента отме-

чается здесь к югу от Житковичей. Северное крыло этой депрессии, по геофизическим данным, крутое и, возможно, осложнено разрывом.

В южной, Ельской депрессии, наиболее глубокое погружение фундамента устанавливается юго-западнее г. Ельска.

Как весь Припятский прогиб, так и осложняющие его поднятия и депрессии второго и третьего порядка в восточном направлении испытывают общее погружение. Последнее отчетливо отражается на геологической карте (рис. 1) последовательной сменой с запада на восток более древних горизонтов палеозойских отложений — более молодыми. Наиболее глубокое положение фундамента устанавливается в Старобинской и Припятской депрессиях в районах пересечения их железнодорожной линией Овруч—Жлобин, где скважины глубиной до 3000 м не вышли из верхнедевонских отложений. По геофизическим исследованиям, глубина залегания кристаллического основания определяется здесь в 4 км.

В этой восточной наиболее погруженной в настоящее время части прогиба в районе Наровли бурением и геофизическими работами устанавливается широтно вытянутое местное поднятие кристаллического фундамента, ограничивающее с севера Ельскую депрессию. Глубоким бурением кристаллическое основание вскрыто здесь на глубине около 2200—2300 м.

К востоку от железнодорожной линии Жлобин—Овруч, с приближением к долине р. Днепра, по геофизическим данным, в пределах всего Припятского прогиба отмечается новый общий подъем поверхности фундамента, соответствующий западному склону обширного Черниговского поднятия (Завистовский и Субботин, 1941; Рябухин, 1953; Стефаненко и Махнач, 1953). Черниговское поднятие может рассматриваться как область воздымания шарнира Днепро-Донецкой впадины, которым ограничивается Припятский прогиб от остальной, более восточной части впадины. Глубокой (опорной) скважиной, расположенной на левом берегу Днепра в западной части Черниговского поднятия, кристаллический фундамент вскрыт на глубине около 2600 м ниже уровня моря, то есть более чем на 1000 м выше, чем в области наибольшего погружения прогиба (рис. 2).

Общая длина Припятского прогиба от седловины Полесского вала до Черниговского поднятия составляет 300—350 км при ширине его 150 км. В целом Припятский прогиб представляет собой обширную сложно построенную синкливальную впадину.

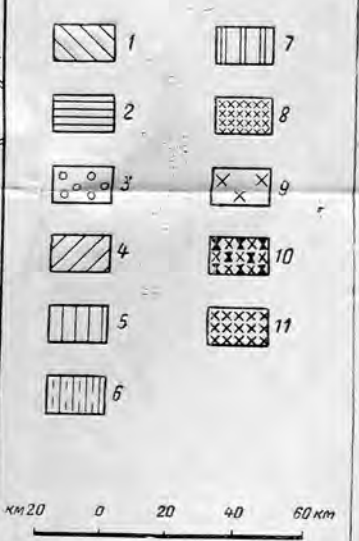
ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ

Палеозойские отложения, выполняющие Припятский прогиб, характеризуются большой изменчивостью мощностей и фациальных особенностей в пространстве. Анализ этой изменчивости позволяет наметить в истории формирования Припятского прогиба три крупных этапа, соответствующие нижнему, среднему и верхнему палеозою.

Нижнепалеозойский этап. Нижнепалеозойский этап развития Припятского прогиба может иллюстрироваться прилагаемой картой (рис. 3), на которой показано распространение доживетских отложений различного возраста. Все более молодые отложения, начиная с живетских, на карте не показаны.

Наиболее полные разрезы нижнего палеозоя на рассматриваемой территории наблюдаются севернее Центрального Белорусского поднятия на южных крыльях Прибалтийской и Московской синеклиз. Глубоким бурением вскрыты здесь отложения кембрия, ордовика и силура, суммарная мощность которых достигает 600 м и более.

Разрез кембрийских отложений аналогичен типичным разрезам Прибалтики. В нижнем кембрии отчетливо выделяется валдайский комплекс,



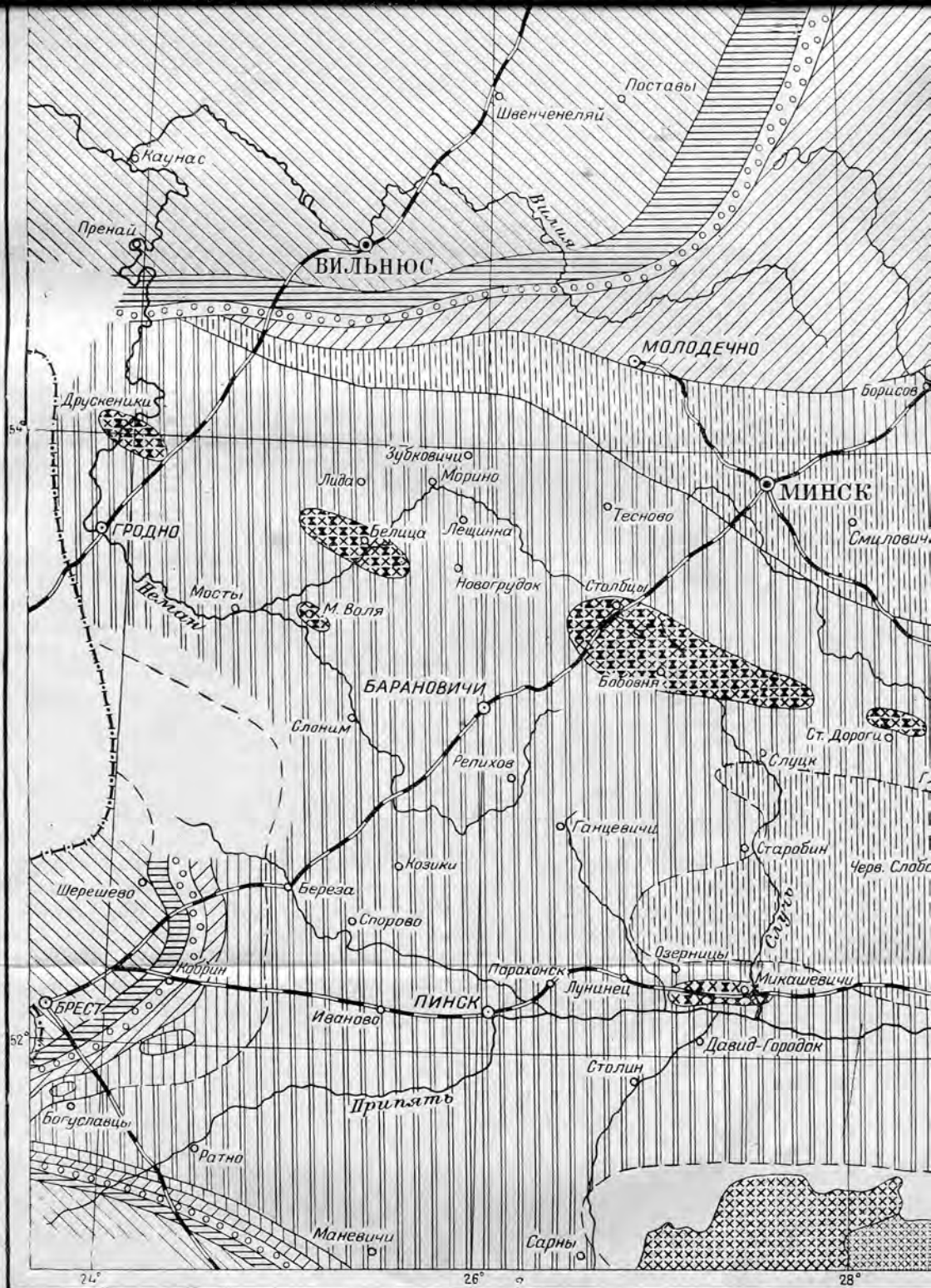


Рис. 3. Геологическая карта доживетских отложений з

1—силурийские отложения; 2—ордовикские отложения; 3—6—кембрийские отложения: 3—ижорские слои, 4—слои „синих“ глин, 5—слои „красных“ глин, 6—ляминаритовые слои, преимущественно пестроцветными песчаными отложениями; 7—гдовские слои и ручская песчано-сланцевая толща; 9—11—выходы пород кристаллического основания: 9—на додевонскую поверз



доживетских отложений западной части Русской платформы.

4 — слои «синих» глин и иллит-маргеловых песчаников, 5 — ламинаритовые слои, представленные преимущественно гли-
отложениями; 7 — гловские слои и подстилающие их основные эффузивы, туфы и красочетные песчаники (нерасчлененные); 8 — ов-
вания: 9 — на додевонскую поверхность, 10 — на домезокайнозойскую поверхность, 11 — на современную дневную поверхность

представленный гдовскими и ляминаритовыми слоями; и балтийский, заключающий надляминаритовые песчаники и «синие глины».

Под гдовскими слоями нижнего кембрия в северных (Орша, Городок) и центральных (Минск, Смиловичи) районах Белоруссии залегает мощная (до 480 м) толща розовато-оранжевых песчаников, обычно мелкозернистых кварцитовидных или, реже, разнозернистых глинистых. В верхней своей части песчаники сменяются пачкой красных и пестрых глин и алевролитов с тонкими прослоями карбонатных пород.

Возраст этих отложений остается неясным. Отнесение их к гдовским слоям, как это делалось некоторыми авторами (Стефаненко и Махнач, 1952), несомненно, является ошибочным. Эта толща, представляющая собой единый, более древний, чем валдайский комплекс, осадочный цикл, повидимому, должна быть выделена из кембрийской системы (Брунс, 1955; Махнач, 1954). Условно мы обозначаем ее оршанской свитой, относя предположительно к верхам протерозоя.

С приближением к Центральному Белорусскому поднятию и Воронежскому массиву (на юг и юго-восток от Дриссы, Городка и Невеля) наблюдаются значительные изменения фациальных особенностей валдайского комплекса нижнего кембрия. Ляминаритовые глины замещаются здесь красноцветными и пестрыми песчаниками и алевролитами с тонкими прослоями гравелитов и глин. Соответственно более грубообломочный состав приобретают и гдовские слои. Они включают здесь гальку, валуны и обломки гранитов, эффузивных пород, кварцитов и кварцитовидных песчаников, сходных с песчаниками оршанской свиты.

Полоса, в пределах которой ляминаритовые слои представлены пестроцветными преимущественно песчаными отложениями, прослеживается вдоль северного склона Центрального Белорусского массива от Вильнюса до Минска и Смиловичей. Далее на север, окаймляя окраину Воронежского массива, она протягивается, повидимому, несколько западнее г. Орши, где среди ляминаритовых глин имеются частые и значительные по мощности прослои песчаников. Одновременно с указанными выше изменениями состава валдайского комплекса с приближением к Центральному Белорусскому массиву наблюдается уменьшение его мощности от 275—385 м (Невель, Городок) до 236—200 м (Минск, Смиловичи) и даже 135 м (Вильнюс). Интересно отметить, что мощность оршанской свиты также уменьшается с приближением к Центральному Белорусскому поднятию с 480 м (Городок) до 350 и 135 м (Смиловичи, Минск).

В сводовой части Центрального Белорусского поднятия, как показало бурение в районе Зубковичей и Новогрудка, оршанская свита отсутствует и на породы кристаллического основания ложатся непосредственно грубообломочные отложения валдайского комплекса. Отсутствуют отложения оршанской свиты также и на северо-западном продолжении Полесского вала в районе ст. Молодечно и далее на север и северо-запад.

Приведенные данные позволяют считать, что Центральное Белорусское поднятие, отделяющее в настоящее время Припятский прогиб от Московской и Прибалтийской синеклиз, уже в кембрии являлось областью воздымания и было выражено в рельефе. К сводовой части его, повидимому, и были приурочены островные участки сноса, с которых поступал грубообломочный материал во время отложения осадков валдайского комплекса.

Формирование этого поднятия происходило, повидимому, длительно, охватывая не только время отложения валдайского комплекса, но и последующие эпохи нижнего палеозоя. О послевалдайском поднятии Центрального Белорусского массива говорит характер залегания наровских слоев живетского яруса, которые, как это видно при сравнении прилагаемых карт (рис. 1 и 3) и профиля (рис. 4), последовательно срезают

отложения силура, ордовика и кембрия и по мере приближения к своду



Рис. 4. А—Схематический геологический разрез Припятского прогиба, Центрального Белорусского поднятия и части южного крыла Московского синеклизы.

1—кайнозойские и мезозойские отложения; 2—5—фанерозойские отложения; 2—4—солончатая глинисто-мергельная толща (верхняя часть данково-лебелянских слоев); 2—глинисто-мергельные отложения, покрывающие собственно соляную толщу; 3—собственно соляная толща; 4—глинисто-мергельные отложения, замещающие соляную толщу; 5—карбонатная толща (нижняя часть данково-лебелянских слоев и задоко-елецкие слои); 6—франские отложения; 7—живетские отложения; 8 и 9—валданский комплекс нижнего кембрия; 8—преимущественно песчаные отложения; 9—преимущественно глинистые отложения; 10—туфогенная толща; 11—оршанская свита и ее аналоги в Припятском прогибе; 12—кристаллический фундамент и ее аналоги в Припятском прогибе; 11—Припятская депрессия; 111—Микашевичский выступ кристаллического фундамента; 112—северная окраина Украинского щита; 11—IV—Припятский прогиб; 11—Гандевичское поднятие; 11—северная депрессия третьего порядка; 11—Центральное Белорусское Старобинская депрессия; 11—южная депрессия третьего порядка; 11—участок южного крыла Московской синеклизы; 11—поднятие; 11—толща осадочных отложений, выполняющая Припятский прогиб; 11—кристаллический фундамент; 11—разрез Старобинской депрессии (см. А—IV) без искажения вертикального масштаба.

13—вся толща осадочных отложений, выполняющая Припятский прогиб; 14—кристаллический фундамент

поднятия ложатся на все более древние горизонты последнего. В области восточного погружения Центрального Белорусского поднятия в сводовой его части (западнее г. Бобруйска) нарвовские слои залегают непосредственно на грубообломочных, красноватых отложениях. В ряде скважин они представлены здесь очень плохо отсортированными неслоистыми песчано-глинистыми породами с многочисленными обломками и валунами кварцитовидных песчаников оршанской свиты, гранитов и гнейсов. Вскрытая мощность этих отложений около 100 м. По возрасту они могут соответствовать гдовским слоям или подстилающей их вулканогенной толще.

В пределах Припятского прогиба доживетские пестроцветные песчано-глинистые отложения вскрыты в ряде пунктов в области западного его замыкания, на южном и северном крыльях и в осевой части Старобинской депрессии, а также на южном склоне Микашевичского выступа фундамента. В районе г. Старобина эти отложения полностью пересечены скважиной и имеют мощность около 450 м.

По литологическим признакам в разрезе доживетских отложений Припятского прогиба отчетливо выделяются три толщи. Нижняя из них мощностью до 320—330 м, сопоставляемая нами с оршанской свитой центральных и северных районов Белоруссии, представ-

лена однообразными кирпично-красными и пестрыми мелкозернистыми песчаниками с прослоями алевролитов и глин.

Средняя толща в своем основании включает грубозернистые песчаники и гравелиты с гальками кварца, гранита, кварцитов и эффузивных пород. Выше они сменяются мелко- и среднезернистыми туфогенными песчаниками и туфами мощностью около 100 м. Верхняя толща представлена пестроцветными песчаниками, иногда сильно слюдястыми, с прослоями алевролитов и глин. Она включает характерные для ляминаритовых слоев складочки подводного оползания. По своим литологическим особенностям и стратиграфическому положению эта толща хорошо сопоставляется с разрезами валдайского комплекса центральных районов Белоруссии, где, как указывалось выше, ляминаритовые слои представлены также пестроцветными песчаниками отложениями. На геологической карте (рис. 3) схематически показана предполагаемая площадь распространения ляминаритовых слоев в Припятском прогибе, хотя не лишено вероятности, что местами доживетские пестроцветные отложения содержат аналоги и более высоких горизонтов кембрия.

Приведенные данные о распространении, составе и мощностях нижнекембрийских отложений показывают, что западная часть Припятского прогиба уже к началу кембрия, несомненно, являлась областью осадконакопления и опускания.

В юго-восточной глубокопогруженной в настоящее время части прогиба в Наровле и далее на Черниговском поднятии непосредственно на породах кристаллического фундамента залегают девонские отложения. Очевидно, в нижнем палеозое именно здесь происходило замыкание Припятского прогиба и соединение Украинского и Воронежского массивов в единую и обширную область поднятия и сноса, которая выделяется Н. С. Шатским (1937, 1952) под названием Сарматского щита.

К западу от современного контура Припятского прогиба в сводовой части Полесского вала разрез доживетских отложений в общих чертах сходен с разрезом тех же отложений Припятского прогиба. На кристаллическом фундаменте залегают здесь толща красноцветных мелкозернистых песчаников, сопоставленных с оршанской свитой. В седловине Полесского вала в осевой ее части эти отложения вскрыты скважинами (Пинск, Локницы, Козики и др.) под мелом. Непрерывной полосой они прослеживаются далее на юг за пределы Белоруссии на территорию Северной Волыни (рис. 1). Выше по разрезу залегают толща основных эффузивов (главным образом, базальты) и туфов мощностью более 100 м, вскрытая скважинами в Иванове, Спорове, Хомске и Ивацевичах. Эффузивно-туфогенная свита перекрывается грубообломочными отложениями нижних горизонтов валдайского комплекса.

Из области Полесского вала отложения валдайского комплекса и подстилающие их базальты и туфы непрерывно прослеживаются, по данным бурения, далее на запад в Брест-Кобринскую впадину, где вскрыты в ряде пунктов между Кобрином и Богуславцами. Брест-Кобринская впадина, так же как и Припятский прогиб, ограничивается с севера Центральным Белорусским поднятием, а с юга поднятием поверхности фундамента, который в районе Ратное вскрыт бурением на абсолютных отметках — 54 м, тогда как в пределах впадины кембрийские и силурийские отложения залегают на отметках около 350 м ниже уровня моря.

Разрез доживетских отложений в Брест-Кобринской впадине существенно меняется по сравнению с седловиной Полесского вала и Припятским прогибом. Он отличается прежде всего своей полнотой, включая отложения от нижнего кембрия до силура, представленного мощной карбонатной толщей. Но наиболее существенные различия заключаются в том, что нижний кембрий в Брест-Кобринской впадине характеризуется разрезом уже прибалтийского типа с резким преобладанием глинистых отложений в большей верхней их части.

В разрезе нижнего кембрия мощностью до 250 м здесь отчетливо выделяются валдайский и балтийский комплексы. Валдайский комплекс начинается толщей (50—60 м) грубозернистых аркозовых песчаников с прослоями гравелитов и галькой гранита, кварца и основных эффузивных пород (гдовские слои). Выше они сменяются сероцветной толщей тонкослоистых ляминаритовых глин с тонкими прослоями алевролитов и песчаников. Балтийский комплекс сложен в нижней своей части мало-мощной пачкой надляминаритовых песчаников, а выше синими глинами, в которых нами были обнаружены остатки червей, представленные, по определению Т. Н. Алиховой, характерной для нижнего кембрия формой *Platysolenites antiquissimus* Eich. Верхняя часть разреза кембрия в Брест-Кобринской впадине сложена толщей мощностью до 60 м светлосерых мелкозернистых песчаников, сопоставляемых с ижорскими слоями (См₂₊₃).

Совокупность всех приведенных выше данных позволяет высказать предположение, что в нижнем палеозое Припятский прогиб вместе с Брест-Кобринской впадиной представлял собой в структурном отношении и как область осадконакопления единую широтно вытянутую пологую депрессию, характеризующуюся общим погружением в западном направлении. На востоке, далеко вдаваясь в область Сарматского щита, эта депрессия замыкалась Черниговским поднятием. Таким образом, в структуре Припятского прогиба Черниговское поднятие и седловина Полесского вала имели в нижнем палеозое иное относительное значение по сравнению с тем, которое наблюдается в настоящее время. Черниговское поднятие являлось частью области воздымания и сноса, тогда как Полесский вал представлял собой местный перегиб шарнира единой Брест-Припятской впадины.

В Припятском прогибе, так же как и в прилегающих к нему поднятиях, на различных горизонтах кембрия и докембрия непосредственно залегают наровские слои среднего девона. Повидимому, нижнепалеозойский этап развития рассматриваемой территории заканчивается расширением областей поднятия и вся она превращается в область размыва.

Среднепалеозойский этап. После длительного перерыва лишь в живетском веке в Припятском прогибе вновь начинается седиментация. Со времени отложения наровских слоев и до начала карбона осадконакопление в пределах прогиба сколько-нибудь длительно не прерывалось.

Среднепалеозойские отложения достигают в прогибе суммарной мощности не менее 3000 м (рис. 5). Фациально они отличаются большим разнообразием, будучи представлены различными континентальными, лагунными и морскими осадками. Степень изменчивости фациальных особенностей и мощностей отдельных частей разреза среднего палеозоя в пределах прогиба неодинакова и возрастает от более древних к более молодым горизонтам девона.

Живетские и франские отложения в пределах Припятского прогиба вскрыты бурением в целом ряде пунктов на южном и северном крыльях Старобинской депрессии, в осевой ее части и в области западного замыкания. В более восточных глубоких частях прогиба они полностью пересечены только в районе Наровли. Во всех перечисленных районах живетские и большая нижняя часть франских отложений (от нижещигровских до евлановских включительно) имеют сходные литологические черты.

Залегающие в основании разреза девонских отложений наровские слои представлены перемежающимися мергелями, доломитами и глинами зеленовато-серой и пестрой окраски с редкими прослоями алевролитов и гипса. В этих отложениях заключены остатки эстеров, лингул (*Lingula bicarinata* K u t) и рыб (*Onchus marginalis*, *Osteolepidae* и *Grossopterygii*, по определению А. П. Быстрова и Д. В. Обручева).

Выше залегают мощная пестроцветная терригенная толща, сложенная ритмически чередующимися мелкозернистыми песками, песчаниками,

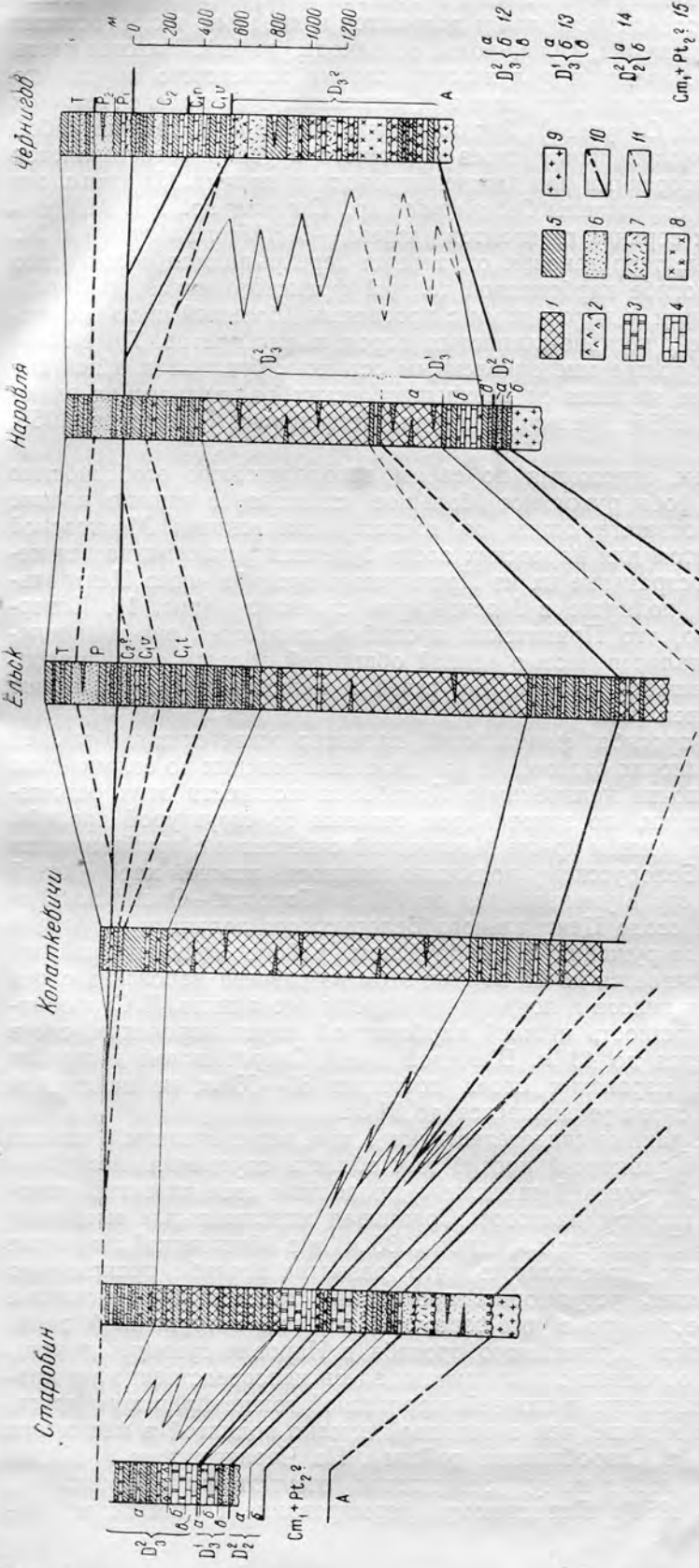


Рис. 5. Схема сопоставления разрезов палеозойских отложений Припятского прогиба.

1—каменная соль, 2—гипсы и ангидриты; 3—доломиты; 4—известняки; 5—глины, аргиллиты и мергели; 6—песчаники и алевролиты; 7—туфогенные породы (туфы, туфобрекчи, туфопесчаники и др.); 8—эффузивные породы; 9—породы кристаллического фундамента; 10—граниты, алевриты, системы; 11—границы слоев и литологических комплексов; 12—фамецкие отложения; 13—франские отложения; 14—тапогенная толща (ливенские слои), 15—жвиевские отложения; 16—карбонатная толща (верхнеприпятские—евлановские слои), 17—нижняя терригенная толща (нижнеприпятские слои); 18—жвиевские отложения; 19—песчано-глинистые и туфогенные отложения.

алевролитами и глинами. В глинах в средней и верхней части толщи имеются также прослой мергелей и доломитов и довольно частые остатки фауны (лингулы, эстерии, пеллециподы, остракоды, рыбы). Нижняя часть этой толщи сопоставляется с лужскими слоями живетского яруса, что подтверждается заключающимися в них остатками *Ostrolepis* cf. *estonica* (определение Д. В. Обручева). Верхняя часть толщи представляет собой нижнюю терригеновую пачку слоев франского яруса и сопоставляется с оредежско-снетогорскими или нижнещигровскими слоями. Из этих слоев Д. В. Обручевым определены *Ostrolepidae* sp., *Dipterus* sp., а Е. М. Люткевичем из самых верхних горизонтов разреза — *Estheria vulgaris* Lutk.

Пестроцветные терригеновые отложения перекрываются повсеместно в Припятском прогибе карбонатной толщей франского яруса, представленной известняками и доломитами с прослоями (большей частью очень редкими) мергелей, песчано-глинистых пород и ангидритов. По заключающимся в этой толще многочисленным остаткам брахиопод в ней выделяются все слои, начиная от верхнещигровских до евлановских включительно (Бруйс, 1955; Махнач, Пистрак, Стефаненко, Тихомиров, 1955; Фурсенко, 1953).

Перечисленные отложения по своим литологическим особенностям в общих чертах обнаруживают большое сходство, а иногда вполне тождественны соответствующим по возрасту отложениям Московской синеклизы. При этом для наровских слоев бурением устанавливается непрерывное распространение их из Припятского прогиба через Центральное Белорусское поднятие в Московскую синеклизу (рис. 1). Совершенно несомненно, что Припятский прогиб в живетский век и нижнефранское время являлся частью единой обширной области осадконакопления, простиравшейся далеко на север и включавшей Московскую и Балтийскую синеклизы.

В пределах прогиба фациальный характер живетских и большей нижней части франских отложений (от нижнещигровских до евлановских слоев) остается почти неизменным. Колебания мощности этих отложений также невелики, но закономерно связаны со структурой прогиба. Так, например, на южном крыле Московской синеклизы с приближением к Центральному Белорусскому поднятию мощность нижней карбонатной пачки наровских слоев уменьшается от 100 м (Городок—Орша) до 53 м (Смиловичи). На своде Центрального Белорусского поднятия в области восточного его погружения в Бобруйском районе мощность той же пачки слоев уменьшается до 25 м. При этом из разреза наровских слоев выпадают прослой гипсов и появляются песчаников. В Старобинской депрессии мощность нижней карбонатной пачки наровских слоев вновь увеличивается до 43 м. В осевой части Старобинской депрессии общая мощность наровских слоев достигает 80—83 м, но на южном крыле депрессии снова уменьшается до 51 м.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что в среднем и начале верхнего девона Припятский прогиб как область опускания, несколько обособленная от Московской синеклизы, продолжал свое развитие, наметившееся уже в нижнем палеозое. Сравнивая максимальные мощности этих отложений в Припятском прогибе (385 м) и в Московской синеклизе (до 600 м), можно предполагать, что развитие прогиба происходило в медленных темпах, уступающих прогибанию Московской синеклизы.

Очень интересно, что в юго-восточной глубоко погруженной в настоящее время части Припятского прогиба в Наровле суммарная мощность живетских отложений, залегающих здесь непосредственно на кристаллическом фундаменте и нижней терригеной толще франского яруса, почти в два раза меньше, чем в западной высоко поднятой в настоящее время его части (в Старобинском районе). На Черниговском поднятии эти отложения, повидимому, совершенно отсутствуют (Бернадская, Лапчик, Усенко, 1954). Повидимому, формирование Припятского про-

гиба в среднем и начале верхнего девона сохраняло еще некоторые черты, унаследованные от нижнепалеозойского этапа своего развития, и восточная окраина прогиба испытывала менее интенсивные погружения по сравнению с западной его частью. В дальнейшем развитие структуры Припятского прогиба приобретает иную направленность. Мощность вышележащей карбонатной толщи франского яруса (верхнещигровские — евлановские слои) в восточной части прогиба даже на своде Наровлянского поднятия уже значительно превышает мощность тех же слоев в западной части Старобинской депрессии.

Для всех вышележащих отложений палеозоя, начиная с карбонатной толщи франского яруса, характерно уже общее закономерное увеличение мощностей отложений с запада на восток, то есть по погружению впадины. Очевидно, уже с середины франского века впадина приобретает, в отличие от нижнепалеозойского этапа ее развития, общий наклон в восточном направлении, свойственный ее современному структурному плану.

Вместе с тем на фоне общего нарастающего погружения восточной части Припятского прогиба отдельные поднятия, осложняющие его внутреннюю структуру, продолжали свое самостоятельное развитие. Об этом свидетельствует установленное бурением в Наровлянском районе увеличение мощности карбонатной толщи франского яруса (не меньше чем на 30—50 м) от свода поднятия на его крыльях по падению слоев. Такие же соотношения мощностей намечаются и для ряда вышележащих горизонтов разреза среднего палеозоя, включая и нижний карбон.

Мощность и фациальные особенности девонских отложений, начиная с верхних горизонтов франского яруса, в отличие от нижележащих, испытывают резкие изменения в пределах прогиба. Самые верхние горизонты франского яруса в Припятском прогибе представлены галогенной толщей. Возраст этой толщи устанавливается в западной части Старобинской депрессии. Она представлена здесь гипсоносной свитой, залегающей непосредственно на упомянутой выше карбонатной толще франского яруса, верхние горизонты которой по наличию *Theodossia evlanensis* N a l. сопоставляются с евлановскими слоями. Перекрывается гипсоносная свита также карбонатными отложениями, которые заключают уже в своем основании фауну нижефаменского подъяруса (Брунс, 1955). Исходя из этого, гипсоносная свита по своему стратиграфическому положению может быть сопоставлена с ливенскими слоями верхнефранского подъяруса.

В Старобинской депрессии гипсоносная свита вскрыта бурением в целом ряде пунктов в западной ее части, расположенной к западу от меридиана 28°. Она представлена чередующимися глинисто-карбонатными породами, гипсами и ангидритами с редкими подчиненными прослоями алевролитов и песчаников. В глинисто-карбонатных породах наблюдаются иногда отпечатки кристаллов каменной соли.

Мощность гипсоносной свиты в осевой части Старобинской депрессии составляет около 100 м. На северном крыле депрессии в районе Слуцка она уменьшается до 25 м. В области западного замыкания депрессии прослой гипса выпадают из разреза и свита представлена лишь тонкими прослоями пестроцветных мергелей с частыми трещинами усыхания.

В более восточных, глубокопогруженных частях Припятского прогиба гипсоносная свита замещается толщей каменной соли с тонкими прослоями глинисто-карбонатных пород. Эта толща представляет собой нижнюю (верхнефранскую) соляную свиту Припятского прогиба. В Копаткевичах и Ельске вскрытая бурением мощность ее составляет около 300 м. Полностью она пересечена в Наровле и Коренях, но здесь ее трудно отделить от вышележащей верхнефаменской соленосной толщи. Во всяком случае замещение гипсоносных отложений соленосными, кото-

рое устанавливается с запада на восток по мере погружения Припятского прогиба, сопровождается значительным (не менее чем в три раза) увеличением их мощности.

Как видно из приведенных данных, верхние горизонты франского яруса в Припятском прогибе по своему составу и фациальному характеру резко отличаются от одновозрастных осадков Московской синеклизы. С этого времени впервые устанавливаются отчетливые признаки обособления Припятского прогиба не только как структурной формы, но и как области седиментации. На месте Припятского прогиба в рассматриваемый отрезок времени располагался обширный соляной бассейн. При этом накопление каменной соли происходило в восточной наиболее интенсивно погружавшейся части прогиба, соответствовавшей внутренней части соляного бассейна. Контуры последнего из-за недостаточности данных остаются неясными, но можно предполагать, что они не намного выходили за пределы современного очертания прогиба. Об этом свидетельствует замещение каменной соли гипсоносными песчано-глинистыми и карбонатными отложениями, которое наблюдается в западной части Старобинской депрессии, представлявшей, очевидно, периферическую опресненную часть лагуны.

Нижняя галогенная толща верхнефранского яруса перекрывается в Припятском прогибе глинисто-карбонатными отложениями фаменского яруса. В западной части Старобинской депрессии эти отложения представлены в основном известняками, большей частью глинистыми с характерной желваковидной текстурой, и массивными, кристаллически-зернистыми доломитами с редкими и маломощными прослоями глин, мергелей, алевролитов и песчаников.

В глинистых и карбонатных породах заключены многочисленные остатки брахиопод, пелеципод, остракод, членики криноидей, желваки известковых водорослей. Нижняя часть этой толщи по наличию *Cyrtospirifer archiaci* M u r c h, *C. sp. brodi* W e n, *Camarothoechia černosemica* N a l., *Productella herminae* T r e s c h и др. сопоставляется с задонско-елецкими слоями, а верхняя, заключающая часто многочисленные *Cyrtospirifer lebedianticus* N a l., — с данково-лебедянскими слоями фаменского яруса (Брунс, 1955; Фурсенко, 1953).

В верхней части разреза местами появляются прослои гипсово-ангидритовых пород, знаменующие постепенный переход к вышележащей верхнефаменской соленосной толще. Мощность карбонатной толщи фаменского яруса в западной части Старобинской депрессии достигает 180 м.

Восточнее, в более глубоко погруженных частях Припятского прогиба одновременно с замещением гипсоносной свиты каменной солью литологический характер и внешний облик рассматриваемых отложений нижней части фаменского яруса резко меняется. Они замещаются толщей частого чередования темносерых битуминозных, большей частью тонкослоистых глинисто-карбонатных пород с прослоями известняков и доломитов и реже песчаников и алевролитов. Мощность толщи при этом резко увеличивается, достигая в Копаткевичах и Ельске 450 м. Вместе с тем в указанных районах толща становится межсоляной, отделяя нижнюю (верхнефранскую) от верхней (верхнефаменской) соленосной толщи (рис. 5).

В крайней западной точке в Копаткевичах, где эта толща вскрыта бурением, она включает остатки фауны брахиопод, пелеципод, остракод, эстерий и рыб. Кроме того, отдельные прослои глинисто-карбонатных пород переполнены мелкими неопределимыми органическими остатками. Юго-восточнее, в районе Ельска количество органических остатков в этих отложениях заметно убывает. Нами были найдены здесь остракоды, эстерии и членистоногие. Восточнее, в районе Наровли, и севернее, в районе Домановичей и Кореней фаунистически охарактеризованных

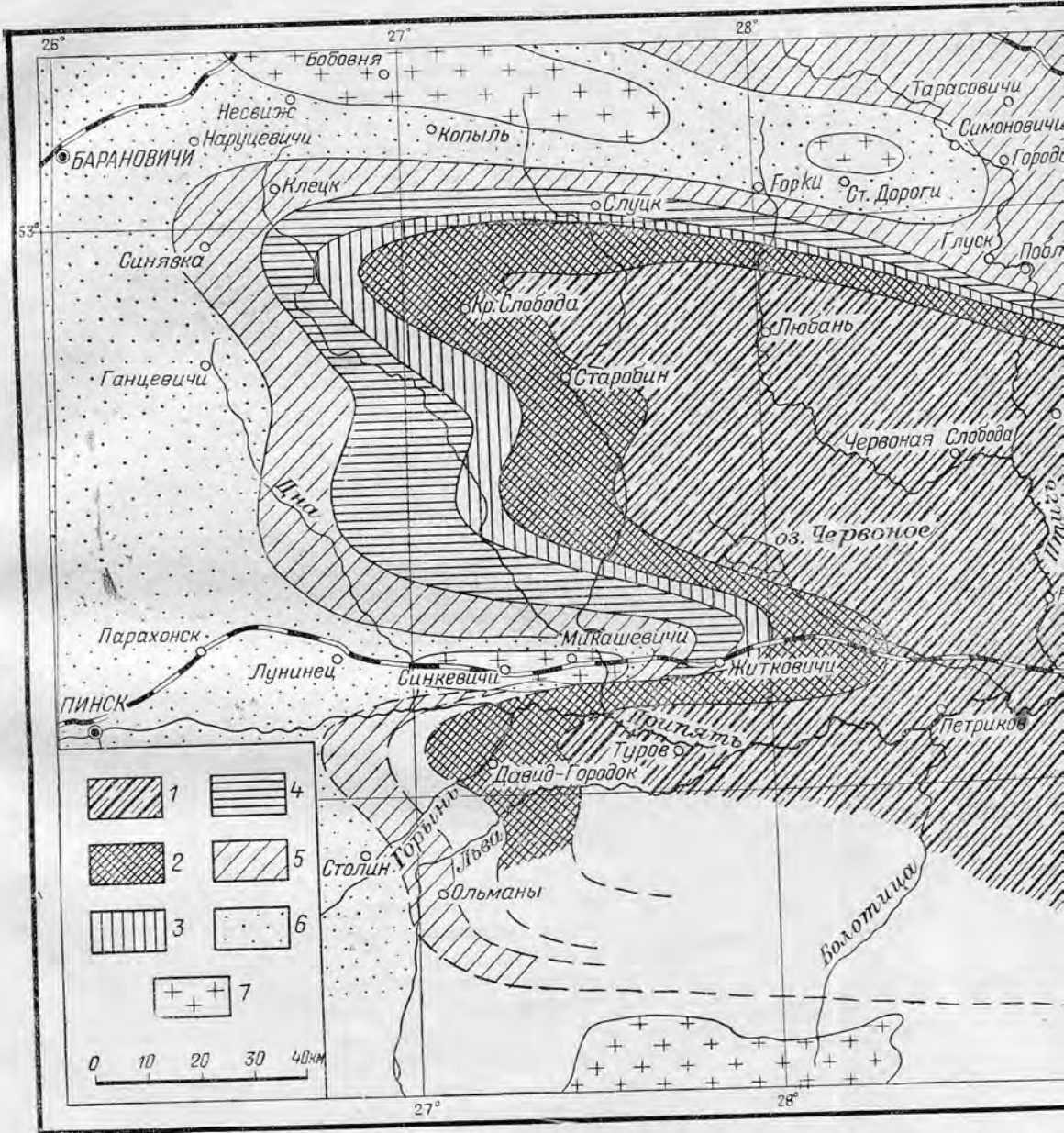
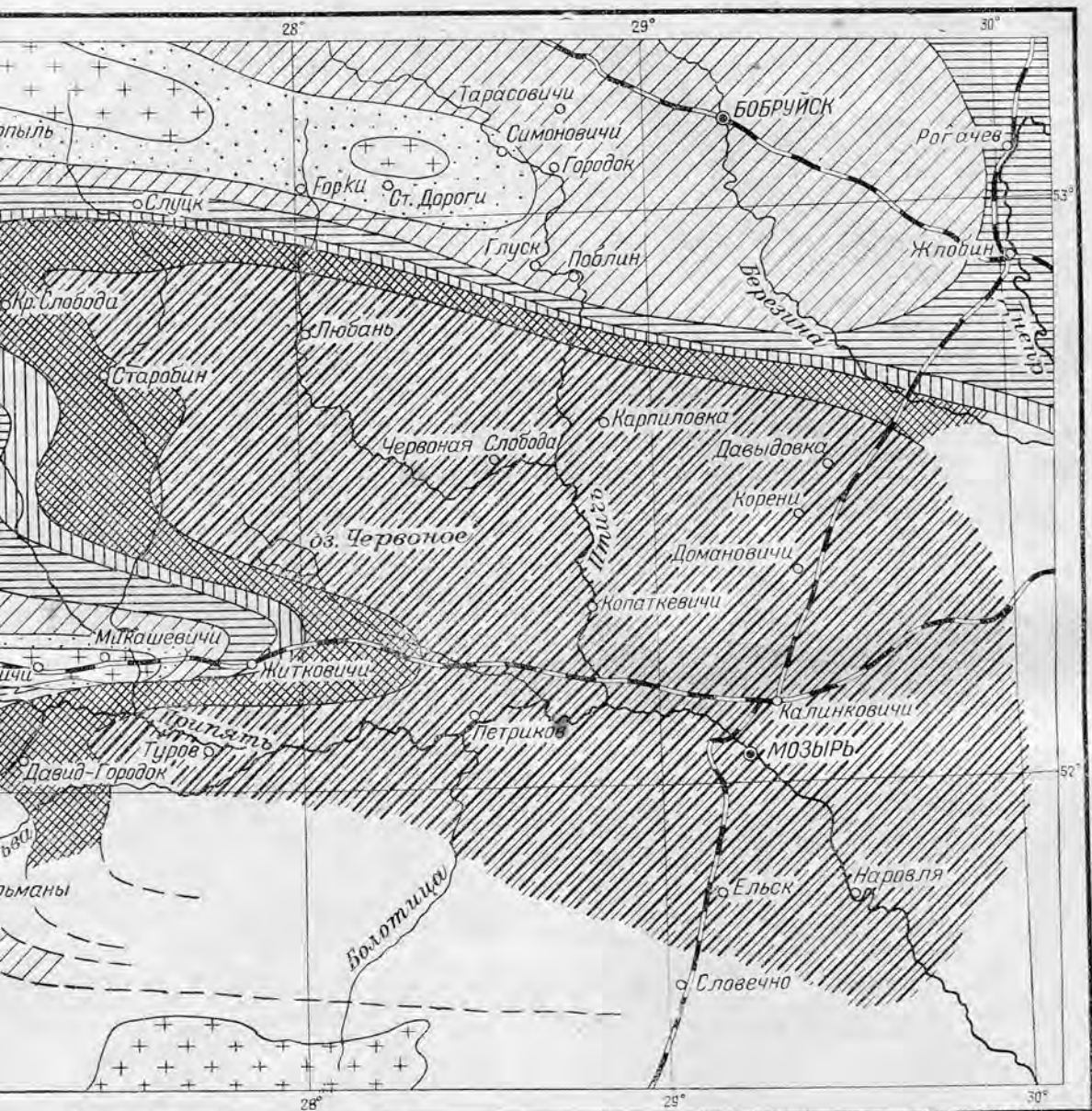


Рис. 6. Карта распространения верхнефаменской соленосной толщи в Припятской впадине. 1—соляные отложения; 2—глинисто-мергелистые гилсоносные отложения, замещающие соляные отложения; 3—7—выходы на дневную поверхность: 3—карбонатная толща фаменского яруса (нижняя часть данково-лебединских слоев и заданковская толща), 4—карбонатная толща фаменского яруса (верхняя часть данково-лебединских слоев), 5—карбонатная толща фаменского яруса (нижняя часть данково-лебединских слоев и заданковская толща), 6—доживетские песчано-глинистые и туфогенные отложения, 7—породы кристаллического фундамента.

Зак. 414

Приведенные данные свидетельствуют об очень большой интенсивности процесса прогибания Припятской впадины во время накопления



Распространения верхнефаменской соленосной толщи в Припятском прогибе.

1 — соленосные отложения, замещающие соляные отложения; 2-7 — выходы на домезокайнозойскую поверхность более древних образований: 3 — фаменского яруса (нижняя часть данково-лебежанских слоев и задонско-елецкие слои), 4 — франские отложения, 5 — живицкие ижевские песчано-глинистые и туфогенные отложения, 6 — породы кристаллического фундамента

...уют об очень большой интенсивной впадины во время накопления

отложений данного возраста (задонско-елецкие и низы данково-лебединских слоев) обнаружено не было. Непосредственно на глинистых и карбонатных породах с фауной евлановских слоев здесь залегают мощная толща каменной соли. В нижней половине этой однородной по составу толщи прослеживаются местами пачка глин мощностью до 250 м, иногда с прослоями карбонатных пород и каменной соли, которая, возможно, и соответствует морским глинисто-карбонатным отложениям нижней части фаменского яруса более западных районов Припятского прогиба (Ельск, Копаткевичи, Старобин).

Учитывая приведенные данные, можно высказать предположение, что морская ингрессия, временно прервавшая в начале фаменского века соленакопление в Припятском прогибе, проникла в него с запада, через седловину Полесского вала, тогда как в восточной части прогиба, начиная с конца франского века, лагунный режим осадконакопления сохранялся почти неизменно.

Вышележащие отложения фаменского яруса в пределах всего Припятского прогиба представлены верхней соленосной толщей, характеризующейся также большой изменчивостью мощности и фациальных особенностей отложений. Фациальная изменчивость соленосной толщи, схематически показанная на прилагаемой карте (рис. 6), обнаруживает тесную связь со структурой Припятского прогиба.

В восточной наиболее погруженной части Припятского прогиба верхнефаменская соленосная толща сложена каменной солью, заключающей, как правило, лишь редкие и тонкие прослои глинисто-карбонатных пород. Мощность ее достигает здесь 1800 м. В западной части Старобинской депрессии соленосная толща представлена частым ритмическим чередованием пачек глинисто-мергелистых пород (мощностью до 50 м) и каменной соли. Общая мощность толщи при этом уменьшается до 800 м и менее. Наконец, вдоль всей западной периферической части Припятского прогиба в результате первичного генетического выклинивания отдельных пластов каменной соли соляная толща, еще более сокращаясь в мощности, замещается глинисто-мергелистыми, гипсоносными, иногда пестроцветными отложениями, в которых появляются прослои и пласты (до 6 м) песчаников с гипсово-карбонатным цементом (Брунь, 1955).

Таким образом, в продольном сечении прогиба с востока на запад от наиболее погруженной его части к периферической верхнефаменская соленосная толща испытывает очень резкое уменьшение мощности не менее чем на 1000 м (рис. 5). Однако эти изменения происходят на протяжении около 200 км и при соответствующем пересчете сокращение мощности соленосной толщи не превышает 0,5 м на каждый 1 км расстояния и 100 м разреза.

Значительно более резкие изменения мощности соленосной толщи, также закономерно связанные со структурой прогиба, устанавливаются в поперечном его сечении в западной части Старобинской депрессии. Выдержанность разреза соленосной толщи, имеющей здесь, как указывалось, ритмическое строение, и большое количество данных бурения позволяют проследить изменение мощности соленосной свиты по отдельным слагающим ее заведомо синхроничным пачкам. Произведенными подсчетами устанавливается, что на крыльях северной депрессии третьего порядка (в районе г. Старобина) по восстанию слоев мощность соленосной толщи сокращается на каждые 1 км расстояния и 100 м разреза на 1—5 м. Далее на южном крыле той же депрессии с приближением к своду Ганцевичского поднятия нижняя часть соляной толщи мощностью 195 м, замещаясь глинисто-мергелистыми отложениями, уменьшается в мощности до 110 м.

Приведенные данные свидетельствуют об очень большой интенсивности процесса прогибания Припятской впадины во время накопления

осадков верхнефаменских соленосных отложений. Причем для этого времени, как мы видим, с несомненностью устанавливается, что осложняющие Припятский прогиб поднятия и депрессии второго и третьего порядка как формирующиеся структурные формы уже существовали.

Фациальная изменчивость верхнефаменской соленосной толщи также отчетливо связана со структурой прогиба и в общих чертах сходна с теми, которые наблюдаются для нижней, верхнефранской, соленосной толщи. Существенным отличием является лишь то, что верхнефаменская соляная толща распространяется значительно далее на запад в пределы Старобинской депрессии.

Накопление соляной толщи связано, таким образом, с наиболее интенсивно опускавшимися участками прогиба. Замещение соляной толщи глинисто-мергелистыми отложениями происходило, повидимому, с краевой опресненной части соляного бассейна, западная окраина которого в грубых чертах совпадала с конфигурацией Припятского прогиба и осложняющих его депрессий.

Неясными до сего времени остаются границы распространения, условия залегания и состав верхнефаменских отложений в крайней восточной, периферической части Припятского прогиба. Единственной глубокой скважиной, расположенной на Черниговском поднятии, установлено отсутствие здесь соленосных отложений. Под фаунистически охарактеризованными отложениями визейского возраста и непосредственно на кристаллическом основании залегает здесь эффузивно-осадочная толща мощностью около 1200 м. Она представлена чередованием покровов основных, главным образом эффузивов, туфогенных пород и нормально осадочных отложений — аргиллитов, мелкозернистых песчаников, а в нижней части разреза также доломитизированными известняками, доломитами и ангидритами. Возраст этой толщи определяется как верхнедевонский (Айзенберг, Бражникова и др., 1953; Бернадская, Лапчик и др., 1954). В таком случае можно предполагать, что эффузивно-осадочной толще Черниговского поднятия частично соответствуют по возрасту соленосные отложения Припятского прогиба.

Верхняя соляная толща Припятского прогиба на всей его площади перекрывается свитой часто чередования глин, мергелей и доломитов, возраст которой, по данным спорово-пыльцевого анализа и растительным остаткам, является верхнефаменским (Брунс, 1955; Стефаненко, Махнач, 1953; Фурсенко, 1953). Мощность ее составляет в среднем около 300 м. По литологическим особенностям эта толща обнаруживает большое сходство с глинисто-мергелистыми отложениями, замещающими верхнюю соляную толщу в периферических частях прогиба (рис. 5). В нижней части она включает частые включения и прослои гипса, а также многочисленные отпечатки кубических кристаллов галита, постепенно исчезающих в верхних слоях разреза. В самых верхних горизонтах толщи нами найдены обломки костей рыб (*Onchus laevis*, *Oreiodus* sp., *Moythomastia* ? sp., по определению Д. В. Обручева), неопределимые отпечатки мелких пелеципод, а также прослои, переполненные остракодами. Накопление осадков этой толщи происходило, повидимому, вначале еще в условиях соляной лагуны, постепенно все более опреснявшейся. Рассматриваемая глинисто-мергелистая толща отличается большим однообразием и мало изменчива по мощности. Повидимому, интенсивность тектонических движений в самом конце девона уменьшается.

Верхнефаменская глинисто-мергелистая толща без признаков перерыва сменяется литологически очень сходными с ней отложениями турнейского яруса нижнего карбона. Они представлены чередующимися сероцветными, иногда пестрыми глинами, мергелями с прослоями известняков, доломитов и песчано-алевроитовых пород. Фауна в этих отложениях редка. По данным В. К. Голубцова (1954), в Ельском районе нижняя граница турнейских отложений может быть проведена по горизонту

черных глин, заключающему остракоды, характерные для самых верхов данково-лебединских или хованских слоев. Турнейский возраст этой толщи в ряде районов подтверждается данными спорово-пыльцевого анализа. В нескольких разрезах нами были обнаружены обломки рыб (*Palaeoniscidae* и *Grossopterygii*, по определению Д. В. Обручева).

При отсутствии остатков фауны и данных спорово-пыльцевого анализа в некоторых скважинах отложения турне трудно отделимы от литологически сходных с ними самых верхних горизонтов данково-лебединских слоев. Поэтому на прилагаемой геологической карте (рис. 1) отложения турне показаны с ними совместно. Мощность отложений турне достигает 200—250 м. Они распространены в восточной части прогиба, откуда прослеживаются в Старобинскую депрессию в виде двух языков, соответствующих двум осложняющим ее впадинам третьего порядка.

По своим литологическим и фаунистическим особенностям отложения турне в Припятском прогибе носят еще отпечаток замкнутости бассейна, в котором они отлагались и который представлял собой унаследованную сильно опресненную верхнефаменскую лагуну.

Условия осадконакопления в Припятском прогибе резко меняются в визейский век. Отложения визейского яруса развиты только в юго-восточной наиболее погруженной части прогиба, где пересечены скважинами в Копаткевичах, Домановичах и Ельске. Они установлены также на Черниговском поднятии и имеют, повидимому, непрерывное распространение в более восточные части Днепровско-Донецкой впадины.

Представлены визейские отложения чередованием пестроцветных и серых песков, глин, алевролитов с подчиненными прослоями известняков и пропластками бурого угля. Характерным для этой толщи является наличие прослоев каолиновых неслоистых глин белой или бледно-пестрой окраски. В песчано-глинистых породах часто наблюдаются отпечатки или обугленные остатки стигматрий и их ризоидов, располагающихся перпендикулярно к напластованию и иногда густо пронизывающих породы. В глинах и известняках заключены многочисленные остатки брахиопод, фораминифер, кораллов, мшанок, остракод, морских лилий и пелиципод. В. К. Голубцов (1954_{1,2}) на основании изучения фораминифер выделяет среди визейских отложений Припятского прогиба тувльские, алексинские и михайловские слои. Самые нижние фаунистически не охарактеризованные горизонты этой толщи могут быть сопоставлены с угленосной свитой Подмосковского бассейна.

В преобладающем большинстве скважин разрез карбона заканчивается глинами и известняками с фауной михайловских слоев, но в Ельском районе в ряде скважин они покрываются маломощной, лишенной фауны пачкой пестроцветных песчано-глинистых пород, относящейся, несомненно, к карбону. Она соответствует или более верхним горизонтам визе или среднему карбону.

На Черниговском поднятии в разрезе опорной скважины отложения нижнего карбона залегают с разрывом непосредственно на эффузивно-осадочной толще. Они представлены чередованием песчано-глинистых пород с ризоидами и известняков с многочисленными остатками фауны, на основании которых выделяются отложения визе (160 м) и намюра (80 м) (Айзенберг и др., 1953).

По своим литологическим особенностям визейские отложения Припятского прогиба и Черниговской опорной скважины отличаются большим однообразием и вместе с тем обнаруживают большое сходство с соответствующими по возрасту отложениями Московской синеклизы. В отличие от верхних горизонтов девона и турне они сложены в основном мелководными и прибрежными осадками открытого моря, чередующимися с аллювиально-озерно-болотными.

Несколько отличные черты имеет разрез нижнекаменноугольных отложений южной части Припятского прогиба, где он вскрыт скважи-

нами в районе Словечно. Отличительной особенностью этого разреза является очень грубообломочный состав пород нижней его части. При этом наиболее грубообломочные породы — гравелиты, конгломераты, а также отдельные гальки и обломки в песчаниках представлены почти исключительно характерными розово-красными кварцитами овручской песчано-сланцевой толщи. Здесь резко выделяется два горизонта крупно-галечного конгломерата, которые можно рассматривать как основание двух крупных циклов осадконакопления. Нижний из них мощностью около 140 м представлен чередованием пестрых песков и песчаников разной крупности зерна, алевролитов и глин. Из органических остатков в этой толще найдены лишь обломки костей рыб (см. выше), а также остатки растений, в том числе корневых систем. Возраст ее, учитывая данные спорово-пыльцевого анализа (Г. И. Кедо), может быть определен как турнейский.

В разрезе верхнего цикла (68 м) над конгломератами залегает характерная для визейских отложений Припятского прогиба толща пестрых и серых глин с прослоями песчаников, алевролитов и известняков. Эта толща включает многочисленные остатки фауны, в том числе фораминиферы, позволившие В. К. Голубцову выделить здесь также тульские, алексинские и михайловские слои (1954).

Наличие в разрезе нижнего карбона грубообломочных пород, сложенных галькой и обломками овручских кварцитов, с несомненностью показывает, что северная окраина Украинского щита, в частности Овручский кряж, в нижнем карбоне являлась областью воздымания и интенсивного размыва. Расстояние между выходами на дневную поверхность овручских кварцитов и разрезом Словечно составляет около 20 км. В этом промежутке и располагалась, очевидно, в конце девона и начале карбона южная граница Припятского прогиба как области опускания и осадконакопления.

Мощность нижнекаменноугольных отложений колеблется в Припятском прогибе в значительных пределах и также закономерно связана с его структурой. В северо-западной, периферической части площади своего распространения, нижний карбон, представленный лишь турнейскими отложениями, имеет мощность, не превышающую несколько десятков метров. Суммарная мощность турне и визе в Копаткевичах составляет около 100 м. Восточнее, в Домановичах мощность их возрастает примерно до 160 м. Максимальная мощность этих отложений устанавливается в районе Ельска, где она достигает 500 м. На южном крыле Припятского прогиба (Словечно) она вновь уменьшается до 200 м.

Более или менее пропорционально изменяется мощность и одного визейского яруса. В Копаткевичах она равна 32 м, в Домановичах — 65 м. В Ельске мощность визейских отложений возрастает до 300—350 м, а в Словечно снова уменьшается до 68 м. На Черниговском поднятии мощность визе составляет около 160 м.

Изменение мощности визейских отложений происходит главным образом за счет колебания мощности нижней доалексинской части их разреза. Мощность же фаунистически охарактеризованной толщи алексинских и михайловских слоев, так же как и ее литологические особенности, отличается удивительным постоянством. Эта пачка слоев, вскрытая скважинами в Копаткевичах, Домановичах, Ельске и Словечно, колеблется в мощности от 32 до 55 м.

Приведенная краткая характеристика нижнекаменноугольных отложений показывает, что по сравнению с верхнефранкскими и фаменскими они характеризуются значительно меньшей изменчивостью мощностей и фаций. Однако, сопоставляя отдельные разрезы нижнего карбона, можно уловить, что колебания суммарной мощности этих отложений, мощности отдельных свит и горизонтов, а также наблюдаемые в единич-

ных случаях резкие изменения их состава (Словечно) имеют в пределах прогиба все ту же закономерную направленность.

Формирование прогиба в этот отрезок времени происходило, очевидно, с меньшей и убывающей интенсивностью по сравнению с фаменским веком, но общий структурный план его сохранился и в конце среднего палеозоя. Одновременно с ослаблением тектонических движений существенные изменения претерпевают и фациальные условия осадконакопления. Соляная лагуна, занимавшая Припятский прогиб в конце фаменского века, все более опресняется. В турнейский век этот бассейн еще носит черты обособленности, которые исчезают в визейский век, когда в Припятский прогиб распространяется трансгрессирующее с востока море.

В результате указанных выше изменений средневизейские отложения как по своему фациальному характеру, так и по мощностям соответствуют уже типично платформенным образованиям, снова, как и в начале данного этапа развития Припятского прогиба, обнаруживая сходство с отложениями Московской синеклизы.

Заканчивая рассмотрение среднепалеозойского этапа развития структуры Припятского прогиба, необходимо отметить, что в конце его происходило, повидимому, формирование соляных куполов, которые развиты в восточной, наиболее глубокой части прогиба.

Соляные купола в Припятском прогибе выражены в зачаточной форме и нигде не сопровождаются явлениями диапиризма. В наиболее отчетливой форме они выявлены в районе Ельска и Наровли. В центральной части куполов в толще каменной соли, судя по пропласткам глинистых и карбонатных пород, углы падения достигают 70—90°, причем соль в результате вертикального истечения принимает шестоватую и игольчатую структуру. В сводах куполов каменная соль перекрывается брекчированными, иногда нацело превращенными в брекчию породами верхнефаменской глинисто-мергелистой толщи. На крыльях купола (с удалением от свода) появляются все более высокие горизонты фаменского яруса и далее — нижнего карбона. Углы падения на крыльях составляют 30—40°.

На размытых сводах куполов с резким угловым несогласием на девоне и нижнем карбоне залегают пестроцветные отложения перми и триаса. Этим, в грубых пределах, определяется время формирования соляных куполов, которое падает, таким образом, на конец среднего или начало верхнего палеозоя и заканчивается до начала отложения осадков перми.

Верхнепалеозойский этап. Для суждения о верхнепалеозойском этапе развития Припятского прогиба в настоящее время имеется мало данных. Отложения этого возраста имеют распространение только в крайней юго-восточной части прогиба и на Черниговском поднятии. Они пересечены небольшим числом скважин и слабо изучены.

Фаунистически охарактеризованные отложения среднего карбона вскрыты Черниговской опорной скважиной. Они представлены пестроцветными песчано-глинистыми отложениями, заключающими в нижней своей части прослои известняков и доломитов, а также тонкие единичные углистые прослои. Мощность среднего карбона составляет около 325 м.

В пределах Припятского прогиба отложения среднего карбона до сего времени нигде не вскрыты бурением*. Однако, учитывая некоторые общие закономерности, вытекающие из сопоставления разрезов палеозоя Припятского прогиба и Черниговского поднятия, можно предполагать, что отложения среднего карбона из области Черниговского поднятия рас-

* После сдачи статьи в печать среднекаменноугольные отложения были вскрыты бурением к северо-востоку от Ельска.

пространяются в наиболее погруженные части прогиба, прилегающие к нему непосредственно с запада, как это показано на рис. 1.

Трансгрессивно на различных горизонтах карбона, а местами, например в сводовых частях соляных куполов, непосредственно на верхнем девоне, залегает мощная пестроцветная преимущественно песчано-глинистая толща перми и триаса. Эти отложения распространены в восточной части Припятского прогиба и через Черниговское поднятие непосредственно прослеживаются далее в Днепровско-Донецкую впадину.

Отложения перми и триаса до последнего времени оставались нерасчлененными и не везде отчетливо отделялись от пестроцветных осадков девона и карбона (Голубцов, 1954; Стефаненко, Махнач, 1953). Четкое разграничение пестроцветных отложений перми и триаса от таковых девона и карбона, а также наличие между ними несогласного залегания было впервые установлено Р. М. Пистрак в Наровлянском и Ельском районах. Ф. Е. Лапчик в разрезах Черниговской и Домановичской скважин выделяет отложения нижней перми, верхней перми и триаса (1954).

Нижняя пермь в Черниговской скважине представлена пестрыми и кирпичнокрасными глинами с прослоями песчаников и алевролитов, а в нижней части ангидритов и известняков с фораминиферами, члениками криноидей, мелкими гастроподами и остракодами. В основании разреза прослеживается пласт конгломерата с галькой известняка, песчаника и кварца. В Припятском прогибе (Домановичи, Ельск) состав нижней перми существенно меняется. Она сложена здесь мелкозернистыми песками и песчаниками и известково-глинистыми алевролитами с конкрециями ангидрита. Глины имеют подчиненное значение, а прослой известняков и ангидритов отсутствуют. Указанные изменения состава нижнепермских отложений связаны, очевидно, с приближением к береговым частям бассейна, в котором происходило накопление этих осадков. Пестрая окраска пород с преобладанием кирпичнокрасных оттенков, характерная для всей толщи перми и связанная с резко изменившимися по сравнению с карбоном климатическими условиями, сохраняется и в Припятском прогибе.

Верхнепермские отложения более однообразны. На Черниговском поднятии и в Припятском прогибе они представлены кирпичнокрасными песками и алевролитами, иногда известковистыми и косослоистыми, с редкими прослоями глин. В верхней части разреза наблюдаются прослой песчанистых оолитовых известняков с остатками *Phyllopora*, по заключению Н. И. Новожилова, определяющих возраст толщи как татарский ярус (Лапчик, 1954).

Максимальная мощность пестроцветной толщи перми и триаса в пределах Припятского прогиба установлена в Домановичах, где она равна 846 м. При этом мощность нижней перми составляет около 178 м, верхней около 205 м, а триаса 463 м.

На Черниговском поднятии мощность пермо-триасовых пестроцветов уменьшается почти в два раза — до 427 м, путем более или менее пропорционального сокращения мощности нижней (114 м) и верхней (около 128 м) перми, а также триаса (185 м). Еще более резкое уменьшение мощности этих отложений отмечается в восточном направлении в Старобинской депрессии, куда они распространяются двумя языками (см. рис. 1) в северную и южную депрессии третьего порядка. Мощность этих отложений не превышает здесь нескольких метров, причем они представлены, повидимому, только отложениями триаса. В Ельске мощность рассматриваемых отложений достигает на крыльях соляных куполов 570 м, а в Наровле 450 м, уменьшаясь на своде до 300—400 м.

Резкое уменьшение мощности (до 101 м) и изменение состава пестроцветной толщи перми и триаса наблюдается на южном крыле Припятского прогиба в районе Словечно, где в разрезе этих отложений

отчетливо выделяется два крупных цикла осадконакопления. Нижний из них мощностью около 68 м может быть условно отнесен к перми. В основании его непосредственно на породах визейского яруса залегает толща (около 30 м) гравелитов и конгломератов с известково-глинистым цементом, сложенных галькой розовых овручских кварцитов, достигающих в размере 10 см. Выше по разрезу конгломераты сменяются песчаниками от мелко- до грубозернистых, плохо отсортированными, с обломками и гальками овручских кварцитов и кварца. В песчаниках заключены прослойки пестрых и кирпично-красных глин и алевролитов мощностью до 6,5 м.

Верхний цикл, относимый условно к триасу, также начинается пачкой грубообломочных пород, сменяющихся выше толщей пестроцветных жирных глин с известковистыми конкрециями. Интересно отметить, что аналогичные конгломераты, сложенные галькой розовых овручских кварцитов, залегают и в основании вышележащих юрских отложений.

Таким образом, и после отложения осадков нижнего карбона в перми и в мезозое северная окраина Украинского щита неизменно остается областью поднятия, где происходит интенсивный размыв овручской песчано-сланцевой толщи.

Обломочный материал, поступавший в пермское время с северной окраины Украинского щита, повидимому, чрезвычайно широко разносился в пределах прилегающей к нему части Припятского прогиба. Характерные гальки и обломки овручских кварцитов, убывая в количестве и размерах в северном направлении, прослеживаются среди пермских отложений в Наровле, Ельске, Копаткевичах и Домановичах, то есть на расстоянии до 100 км от источника сноса.

Приведенные выше данные об изменчивости мощностей и состава пермских отложений позволяют считать, что формирование структуры Припятского прогиба в конце палеозоя происходило в том же плане, который определен уже в среднем палеозое.

Показательным является отмеченное выше уменьшение мощности перми на Черниговском поднятии (242 м) по сравнению с мощностью в восточной части прогиба (383 м) (рис. 4). В более восточной части Днепровско-Донецкой впадины мощность пермских отложений снова возрастает, достигая, например в Рейзерове, по данным Ф. Е. Лапчик, 400 м (1954). Те же соотношения мощности наблюдаются и для триаса. Поэтому можно считать, что Черниговское поднятие на фоне общего погружения отстает в темпах опускания и от Припятского прогиба и от более восточных частей Днепровско-Донецкой впадины.

Мощность пермских отложений в Припятском прогибе меньше, чем в Московской синеклизе, где она достигает 680 м (Бакиров, 1949). Вместе с тем пермские отложения Припятского прогиба по своим литологическим особенностям обнаруживают большое сходство с разновозрастными отложениями северо-востока Русской платформы.

Таким образом, как по мощностям, так и по фациальному характеру пермские отложения Припятского прогиба представляют собой типично платформенные образования. Повидимому, развитие Припятского прогиба в конце палеозоя характеризуется медленными темпами, наметившимися уже в визейский век.

Выше, при описании палеозойских отложений, слагающих Припятский прогиб, главное внимание уделялось нами рассмотрению особенностей изменения мощностей и состава этих отложений, как главнейших показателей условий формирования структуры прогиба.

Приведенные данные имеют несколько отрывочный характер, так как они опираются на материалы буровых скважин, расположенных на площади прогиба неравномерно и вскрывающих в пределах различных его структурных участков разные части разреза палеозойской толщи.

Однако многократная повторяющаяся для различных горизонтов общая направленность изменения мощностей, фациальных особенностей и состава отложений, в зависимости от положения в той или иной части структуры прогиба, позволяет с уверенностью говорить о том, что зависимость эта имеет закономерный характер.

Наличие этих закономерных связей, в свою очередь, свидетельствует о длительном, одновременном с накоплением выполняющих его палеозойских осадков формировании структуры прогиба.

В поперечном сечении прогиба изменение мощностей и литологических особенностей отложений имеет всегда однозначную связь с его структурой. Как правило, мощности отложений на крыльях прогиба (или осложняющих его депрессий) уменьшаются от оси к сводам смежных поднятий. Такие соотношения устанавливаются на примере Старобинской депрессии для доживетских отложений, наровских слоев среднего девона, верхних горизонтов франского яруса и с особенной наглядностью на большом материале для верхнефаменской соленосной толщи. В восточной части прогиба, где скважины большей частью не вышли из фаменских отложений, тот же характер зависимости намечается для нижнекаменноугольных и пермских отложений.

Вся совокупность приведенных данных позволяет считать, что Припятский прогиб как структурная форма в процессе своего длительного развития неизменно оставался широтновытянутой впадиной. Значительно более сложные закономерности намечаются в отношении изменчивости мощностей и фациальных особенностей отложений в продольном сечении прогиба.

В нижнем палеозое, как указывалось выше, Припятский прогиб имел, повидимому, общее погружение на запад и соединялся с Брест-Кобринской впадиной. Черниговское поднятие, на котором отложения нижнего палеозоя отсутствуют, было высоко поднято и вместе с северной оконечностью Украинского щита и западной частью Воронежского массива являлось областью денудации.

Седловина Полесского вала представляла собой в нижнем палеозое, повидимому, лишь местный перегиб шарнира единой Брест-Припятской впадины.

В живетский и в начале франского века Черниговское поднятие, судя по соотношению мощностей отложений этого возраста в восточной и крайней западной частях прогиба, сохраняло свое высокое положение.

В разрезах живетских и нижней части франских отложений, вскрытых бурением у западного контура площади их распространения в Припятском прогибе, не наблюдается признаков, указывающих на приближение к береговой линии бассейна. Можно предполагать, что первоначально они распространялись и далее в седловину Полесского вала, где были уничтожены размывом в конце палеозоя и начале мезозоя.

Начиная с середины франского яруса, соотношение мощностей в западной и восточной частях прогиба меняется. Для всех более молодых отложений палеозоя, а также и для мезозоя наблюдается то более, то менее резко выраженная общая тенденция увеличения мощностей различных горизонтов в восточном направлении. Вместе с тем для ряда горизонтов, например для верхнефранской и верхнефаменской соленосных толщ, а также для нижнего карбона и перми, наблюдаются закономерные изменения фациального характера отложений с востока на запад к сводовой части Полесского вала. Направленность этих изменений может рассматриваться как связанная с приближением к краевой части бассейнов, береговая линия которых последовательно отступала на восток.

Воздымание Полесского вала происходило в это время в более усиленных и нарастающих темпах и сопровождалось расширением его, в ре-

зультате чего к нему причленились смежные участки Припятского прогиба и Брест-Кобринской впадины.

На основании изложенных данных можно считать, что именно в франкский век Припятский прогиб приобретает постепенно усиливающееся общее погружение в восточном направлении, характеризующее его современную структуру как северо-западную часть Днепровско-Донецкой впадины.

Черниговское поднятие на фоне этого усиливающегося в западном направлении погружения прогиба, повидимому, попрежнему сохраняло свое относительно более высокое положение. Как седловина, отделяющая Припятский прогиб от более восточных частей Днепровско-Донецкой впадины, оно отличается меньшей интенсивностью опускания. В пользу этого свидетельствуют приведенные данные об уменьшении мощности визейских и пермских отложений в Черниговской скважине по сравнению с наиболее погруженными участками Припятского прогиба и более восточной частью Днепровско-Донецкой впадины. Косвенно об этом же может говорить и меньшая общая мощность довизейской эффузивно-осадочной толщи Чернигова по сравнению с мощностью довизейских отложений Припятского прогиба.

Таким образом, в процессе развития структуры Припятского прогиба Полесский вал и Черниговское поднятие сохраняли свое значение как области воздымания шарнира, ограничивающие с востока и запада прогиб от смежных впадин. В результате различной интенсивности своего формирования в разные этапы они приобретали обратное соотношение высот поверхности фундамента. Можно предполагать, что в некоторые отрезки времени во франкском веке соотношение их высот и интенсивности развития уравнивалось, что могло способствовать обособлению занимавшего Припятский прогиб бассейна и накоплению галогенных осадков.

Исключительный интерес представляют имеющиеся данные о закономерной изменчивости мощности и состава отложений в осложняющих Припятский прогиб поднятиях и депрессиях второго и третьего порядка. Они позволяют считать, что развитие последних имело также длительный характер.

Как отмечалось выше, закономерное уменьшение мощности и состава верхнефаменской соленосной толщи наблюдается в пределах северной и южной Старобинских депрессий третьего порядка при приближении к сводам Ганцевичского и Микашевичского поднятий.

Интенсивность формирования Припятского прогиба в различные этапы его развития не оставалась постоянной. Для суждения об интенсивности формирования прогиба нами были проанализированы данные о мощностях и фациальных особенностях отложений, а также степень их изменчивости на площади. В качестве эталона для сравнения мы взяли разрез палеозойских отложений Московской синеклизы — соседней с Припятским прогибом типично платформенной структуры.

Произведенный анализ показывает, что в одни отрезки времени палеозойские отложения характеризуются малой изменчивостью мощностей и фаций на площади. Мощности этих отложений небольшие, равные или даже уступающие мощностям тех же по возрасту отложений Московской синеклизы, с которыми они обнаруживают иногда поразительное сходство в литологических особенностях. Интенсивность движений в Припятском прогибе в эти отрезки времени была небольшой, как и в Московской синеклизе.

В других случаях колебания мощностей отложений очень велики, а состав их и фациальные особенности испытывают существенные изменения в пределах прогиба. Мощность этих отложений достигает огромной величины и во много раз превышает мощность соответствующих горизонтов в Московской синеклизе, от которых они существенно отличаются и по своему фациальному характеру. Очевидно, интенсивность

тектонических движений в Припятском прогибе была в этих случаях исключительно большой.

Несмотря на весьма различную во времени интенсивность формирования прогиба, погружение его всегда в той или иной степени компенсировалось осадконакоплением, а прилегающие к нему поднятия, как правило, получали слабое выражение в рельефе. В результате этого постоянно сохранялся низменный рельеф окружающих областей сноса, а в прогибе происходило накопление мелководных, частью континентальных и лагунных песчано-глинистых карбонатных и галогенных осадков.

Интенсивность формирования Припятского прогиба была различной не только во времени, но и в пространстве. Интенсивность погружения достигла максимума в конце франского и в фаменский век, причем область наиболее интенсивного погружения прогиба перемещалась с запада на восток. В то же время опускание прогиба характеризуется длительностью, постоянством и унаследованной направленностью. Длительное опускание Припятского прогиба, вызвавшее в нем накопление осадков огромной (до 4000 м) мощности, и столь же длительное относительное поднятие и денудация прилегающих к нему Воронежско-Белорусской и Украинской антеклиз, говорит об исключительной мобильности рассматриваемого участка Русской платформы в некоторые отрезки времени.

Опускание Припятского прогиба в конце франского и в фаменский век приобрело необычный для платформы характер, вызвало обособление занимавшего Припятский прогиб бассейна и превращение его в соляную лагуну, накопление в этой лагуне 1,5 км соленосной толщи, а также эффузивную деятельность в районе Черниговского поднятия.

ЛИТЕРАТУРА

Айзенберг Д. Е., Бражникова Н. Е., Ищенко А. М., Кожич-Зеленко М. П., Новик Е. О. Каменноугольные отложения Днепровско-Донецкой впадины. Геологический журнал АН УССР, т. XIII, вып. 2, 1953.

Архангельский А. Д. Геологическое строение СССР. Геолразведиздат, 1932.

Бакиров А. А. Стратиграфия и палеогеография пермских отложений центральных областей Русской платформы. Тр. МФ ВНИГРИ, вып. I, 1949.

Бернадская Л. Г., Лапчик Ф. Е. и Усенко И. С. Об эффузивах Черниговского района (Днепровско-Донецкая впадина). ДАН СССР, нов. сер., т. XCV, № 6, 1954.

Брунс Е. П. Стратиграфия и тектоника палеозойских отложений северо-западной окраины Днепровско-Донецкой впадины. Советская геология, № 45, 1955.

Голубцов В. К. О нижнекаменноугольных отложениях района Ельска (Припятское Полесье). ДАН СССР, т. XCVII, № 1, 1954.

Голубцов В. К. О нижнекаменноугольных отложениях района Словечно. Изв. АН БССР, № 2, 1954.

Завистовский В. С. и Субботин С. И. Краткие итоги региональных геофизических исследований Днепровско-Донецкой впадины. Материалы по нефтеносности Днепровско-Донецкой впадины. АН УССР, вып. 1, 1941.

Карпинский А. П. К тектонике Европейской России. Изв. АН СССР, т. XII, 1919.

Лапчик Ф. Е. О возрасте пермских отложений Днепровско-Донецкой впадины. ДАН СССР, т. XCVII, № 3, 1954.

Махнач А. С. Литологическая характеристика палеозойских отложений района Минска. Изв. АН БССР, № 2, 1954.

Махнач А. С., Пистрак Р. М., Стефаненко А. Я., Тихомиров С. В. К стратиграфии подсолевых девонских отложений Припятского прогиба. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1955.

Новик Е. О. Стратиграфия девонских отложений Днепровско-Донецкой впадины. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1954.

Опоков Е. О. Украинская тектоническая мульда и Полесский девонский вал по современным сведениям. БМОИП, отд. геол., III (1—2), 1925.

Рябухин Г. Е. К вопросу о тектоническом строении Днепровско-Донецкой впадины. Стратиграфия и тектоника Русской платформы. Труды ВНИГРИ, вып. III, 1953.

Соболев Д. Н. О тектонике Днепровско-Донецкой мульды. Советская геология, № 1, 1941.

Стефаненко А. Я., Махнач А. С. Нижнепалеозойские отложения Белоруссии. Изв. АН БССР, № 1, 1952.

Стефаненко А. Я., Махнач А. С. Палеозойские отложения северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины. Изв. АН БССР, № 4, 1953.

Голстихина М. М. Девонские отложения центральной части Русской платформы и развитие ее фундамента в палеозое. Тр. ВСЕГЕИ, 1952.

Фурсенко А. В. О верхнедевонских отложениях Припятского полесья. ДАН СССР, т. XC, № 2, 1953.

Шатский Н. С. О тектонике Восточно-Европейской платформы. БМОИП, отд. геол., т. XV (I), 1937.

Шатский Н. С. О древнейших отложениях осадочного чехла Русской платформы и об ее структуре в древнем палеозое. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1952.

Шульга П. Л. Схема стратиграфии палеозоя юго-западной окраины Русской платформы (Волинь и Подолия). Геол. журнал АН УССР, т. XII, вып. 4, 1952.

Шульц С. С. и Брунс Е. П. Структурно-фациальный анализ отдельных конседиментационных складок. Вопросы геологии Азии, т. II, АН СССР, 1955.

К ПОЗНАНИЮ ДРЕВНЕЙШИХ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНЫХ РАЙОНОВ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Как известно, в пределах центральных и восточных районов Русской платформы древнейшие осадочные отложения, залегающие под фаунистически охарактеризованными девонскими образованиями, ложатся непосредственно на породы фундамента или на кору выветривания последних и занимают самое низкое положение в стратиграфическом разрезе осадочного комплекса. Впервые они были вскрыты скважиной в Москве и отнесены к девону, главным образом на основании литологического единообразия всей толщи отложений, внутри которой в то время не было установлено ни отчетливых границ размыва, ни резкой смены литолого-фациальных особенностей пород (Пистрак, 1940). Предположительно к девону была отнесена первоначально и нижняя часть осадочного комплекса в восточной части Русской платформы, впервые вскрытая в районе с. Бавлы (Бакиров, 1948), где эти образования также покрываются фаунистически охарактеризованным средним девонем.

Указанная точка зрения продержалась в литературе около десяти лет и разделялась многими исследователями (Бакиров, 1941; Шатский, 1946).

С развитием опорного бурения в послевоенные годы был получен новый, очень богатый фактический материал, который позволил уточнить возраст древних осадочных толщ для многих районов. Впервые это было сделано в 1950 г. для Центральных районов платформы А. В. Копелиовичем (1950), который расчленил разрез осадочных образований, залегающих под фаунистически охарактеризованным девонем, доказал нижнекембрийский возраст большей части этих отложений и высказал предположение о возможности отнесения к ордовику толщи пород, залегающих между заведомо нижнекембрийскими и заведомо девонскими отложениями (Редкино). Почти одновременно бурением в Вологде был вскрыт разрез, где наличие кембрийских и ордовикских отложений точно доказывается соответствующими органическими остатками.

Эти открытия, очень важные по своей научной значимости, позволили по-новому расчленить и сопоставить разрезы многих скважин в западной части Русской платформы, где нижнекембрийские образования имеют широкое распространение (21).

Быстрое накопление за последние три-четыре года нового фактического материала по этому вопросу, вскрытие скважинами разрезов, где мощность додевонских образований достигает нескольких сотен метров (более 800), разная степень метаморфизма отложений этого древнейшего комплекса, сложность стратиграфических соотношений между отдельными его частями — ставят на очередь вопрос о стратиграфической неоднородности этого комплекса, о разновозрастности отдельных

его частей, о возможности наличия в составе его отложений более древних, чем кембрийские.

Однако при современном состоянии наших знаний по этому вопросу однозначное решение его для всей территории платформы или даже только для западной ее части вряд ли возможно.

В пределах описываемой территории древнейшие осадочные образования, лежащие на породах кристаллического фундамента платформы и перекрытые заведомо девонскими образованиями, вскрыты скважинами в Балахне, Горьком, Зубовой Поляне, Морсово и Пачелме. По скважинам Балахны и Пачелмы у автора не было достаточно детальных описаний, поэтому они здесь не рассматриваются. Остальные скважины опорные и по ним имеется относительно богатый материал. Кроме того, представляется целесообразным привлечь также материалы по скважинам, пробуренным в Мосолово и Непейцино (последняя в северной части Окско-Цнинского вала), поскольку они расположены в достаточной близости от нашей территории. Все эти скважины в свое время были пробурены Московским филиалом ВНИГРИ и там же были изучены материалы бурения. Нами использованы: 1) описание разрезов опорных скважин, 2) данные минералогического анализа тяжелой и легкой фракций.

Разрезы скважин на схеме сопоставления составлены в основном по данным Московского филиала ВНИГРИ с нашими небольшими изменениями. Для сохранения приоритета работников Московского филиала ВНИГРИ слева от колонки дается первоначальная авторская схема расчленения каждого разреза. Общее сопоставление сделано автором на основании собственной интерпретации материала опорных скважин.

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Можно считать установленным, что древнейший осадочный комплекс, развитый в центральных районах Русской платформы, содержит отложения как заведомо соответствующие нижнему кембрию Прибалтики, так и более древние.

Однако выделение различных по возрасту толщ в каждом разрезе, так же как и сопоставление отдельных разрезов между собой, представляет большие трудности, особенно в тех случаях, когда в силу специфических местных условий осадконакопления те или иные разрезы значительно отличаются как от типических хорошо изученных разрезов северо-западных районов платформы, так и между собой (например, разрезы Морсово и Москвы). Большинство авторов проводит сопоставление разрезов на основании:

- 1) наличия палеонтологических остатков животных или растительных,
- 2) анализа цикличности отложений,
- 3) выделения в каждом разрезе по минеральным компонентам отдельных пачек пород и дальнейшего сопоставления разрезов между собой по этим пачкам.

Палеонтологические остатки в разрезах пяти скважин, в которых описываются древнейшие отложения нашей территории, крайне редки и не могут служить основой ни для расчленения разрезов, ни для их сопоставления.

Анализ цикличности при наличии достаточно детально описанных разрезов обычно дает хорошие результаты. Именно путем такого анализа произведено в последние годы расчленение разрезов додевонских осадочных образований в центральных районах Русской платформы и выделены разновозрастные комплексы: редкинский, валдайский, балтийский (Копелиович, 1953; Люткевич, 1952; Соколов, 1952). Однако степень изученности отдельных скважин недостаточна для детального расчлене-

ния и сопоставления разрезов в описываемом районе, а в самом подходе к этому вопросу существует большой разнობой.

Так, З. П. Иванова в разрезе додевонских отложений скважины «Зубова Поляна» выделяет четыре цикла осадконакоплений при общей мощности разреза около 400 м, а Г. И. Дементьева в разрезе Морсово при мощности разреза 800 м выделяет по существу один только цикл, хотя большая полнота разреза в Морсово и наличие здесь отложений более древних, чем в Зубовой Поляне, не вызывает сомнений.

Может быть, на основании чрезвычайно детального комплексного изучения пород по всем их особенностям и признакам можно было бы выделить специфические циклы осадконакопления, но при существующей степени изученности отсутствуют надежные критерии для такого анализа. Поэтому мы не считаем возможным ни расчленять разрезы на циклы осадконакопления, ни сопоставлять их между собой по этому признаку.

Что касается расчленения разрезов и их сопоставления между собой на основании минералогического анализа, то и в этом вопросе царит чрезвычайный разнობой и произвол. Так, например, пачка додевонских отложений района Непейцино мощностью около 370 м разделяется З. П. Ивановой на пять пачек снизу вверх: 1) слюдисто-гранатовая (песчанистая); 2) пиритово-баритовая (глинистых сланцев); 3) пиритово-баритовая (глинистых сланцев и алевролитов); 4) пиритовая (сидеритовых мергелей и глинистых сланцев); 5) анатазо-пиритовая (глинистых сланцев с прослоями алевролитов).

Тот же автор в разрезе скважины «Зубова Поляна», мощность которой равна 400 м, выделяет уже 10 пачек, из которых каждая характеризуется своим набором минералов. Снизу вверх это будут пачки: 1) ильменит-магнетит-цирконовая; 2) циркон-турмалин-бурожелезняковая; 3) пиритово-циркон-гранат-баритовая; 4) циркон-турмалиновая; 5) пиритово-слюдистая; 6) бурожелезняковая-циркон-слюдистая; 7) гранатовая; 8) ильменит-магнетит-слюдистая; 9) циркон-гранат-барит-слюдистая (нижняя часть); обломки эффузивов, стекло (верхняя часть); 10) бурожелезняковая-слюдисто-баритовая.

В разрезе додевонских отложений скважины Морсово мощностью более 800 м Г. В. Дементьева, на основании данных З. П. Ивановой, выделяет восемь пачек снизу вверх: 1) кварцево-глауконитовая; 2) турмалиново-цирконовая; 3) слюдистая; 4) ильменит-магнетитовая, слюдисто-цирконовая; 5) ильменит-магнетитовая, слюдисто-баритово-гранатовая; 6) слюдисто-железистая; 7) пиритово-слюдистая; 8) пиритовая, баритово-анатазовая.

Из приведенных примеров с очевидностью вытекает, что выделение отдельных пачек в разрезе по минералогическому составу тяжелой фракции делается совершенно произвольно и что в этом вопросе нет никаких принципиальных установок: выделенные пачки характеризуются то терригенными минералами, то аутигенными, то смесью тех и других.

Не вдаваясь в анализ правильности самого метода такого расчленения и его применимости для сопоставления разрезов, укажем лишь, что этот метод обладает двумя крупными недостатками:

1. Выделение минеральных ассоциаций делается по формальным признакам, и при этом не вскрываются причины возникновения тех или иных ассоциаций.

2. Выделение минеральных ассоциаций не сопровождается анализом изменения этих ассоциаций в процессе накопления обломочных телл снизу вверх по разрезу.

Нам представляется, что минеральные ассоциации только в том случае могут быть использованы для корреляции разрезов разных районов (или разных скважин в нашем случае), если одна и та же мине-

ральная ассоциация прослежена по всему разрезу каждой скважины и выявлены закономерности ее изменения в каждом разрезе.

Поэтому в основу расчленения разрезов каждой отдельной скважины мы кладем некоторые минералогические и литолого-фациальные особенности пород и их изменение снизу вверх по разрезу, а в основу сопоставления отдельных скважин между собой — следующий комплекс признаков:

а) местоположение разреза в общей структуре и структурные условия залегания отложений;

б) наличие очень характерных, сопряженных между собой в разрезе толщ туфогенных и битуминозных пород;

в) распределение в разрезе некоторых минеральных компонентов, а именно: слюд (в сумме — мусковит, биотит, зеленая слюда), устойчивых минералов (рутил, циркон, турмалин, гранат — в отдельности), титансодержащих минералов (сфен, анатаз, брукит — в сумме).

Выбор именно этих минеральных компонентов диктуется рядом особенностей самого формирования древнейшего осадочного комплекса.

1) Древнейший осадочный комплекс залегает на породах фундамента и в описываемых разрезах сформировался за счет продуктов разрушения этих пород (см. ниже).

2) Количественное содержание суммы слюд в этих конкретных условиях будет характеризовать состав пород близлежащей суши (поверхности фундамента), степень удаленности места отложения осадков от районов размыва и сноса, наконец, интенсивность процессов размыва на близлежащей суше.

3) Количественное содержание устойчивых минералов (циркон, рутил, турмалин, гранат) и их соотношение между собой в условиях формирования осадочных пород за счет размыва древних метаморфических и изверженных пород фундамента будут характеризовать особенности состава пород близлежащей суши и особенности последовательных стадий осадконакопления, обусловленные размывом областей, сложенных разными по составу породами (в случае, если в разрезе снизу вверх в породах меняется состав этих компонентов и их соотношение).

4) Те же приблизительно вопросы должно осветить и количественное содержание суммы таких минералов, как анатаз, брукит, сфен.

В совокупности содержание этих главных минеральных компонентов, в своем происхождении непосредственно связанных с породами фундамента, должно показать:

а) специфичность состава пород области сноса;

б) интенсивность процессов размыва и сноса;

в) стадийность процесса осадконакопления.

СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ И ТИПЫ РАЗРЕЗОВ ДАЛЬНЕЙШИХ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В пределах описываемой территории древнейшие осадочные образования имеют относительно ограниченное распространение. Наличие их зафиксировано, как указывалось выше, в Горьком, Балахне, Непейцино, Морсово, Зубовой Поляне и Пачелме. Они отсутствуют в пределах древнего Волго-Камского, ныне погребенного, выступа фундамента, то есть на территории современного Токмовского выступа и Татарского свода, а также в прогибе между этими двумя крупнейшими структурами фундамента платформы. Они вскрыты бурением в Сердобске (Постникова, 1953), Саратове (Кондратьева и Енгуразов, 1951), а также к востоку и к юго-востоку от Татарского свода (Бакиров, 1948). Совершенно очевидно, что распространение этого комплекса подчинено определенным закономерностям.

Эти отложения отсутствуют на участках платформы, которые в нижнем палеозое представляли собой приподнятые части выступов фундамента — Воронежский и Волго-Камский выступы (Толстихина, 1952).

Наиболее древняя часть разрезов и наибольшая мощность всего разреза наблюдается в осевой части таких впадин или прогибов платформы, формирование которых началось еще в протерозое или в нижнем палеозое, например разрез Морсово, Сердобск в Рязано-Саратовском прогибе, Валдай и Вологда в Московской впадине.

В современном структурном плане платформы отложения древнейшего осадочного комплекса занимают наиболее глубокие участки самых древних впадин. В силу структурных условий они выходят на поверхность по окраинам некоторых из этих впадин, например в Прибалтике. Абсолютные отметки их подошвы колеблются в пределах минус 1350 — Зубова Поляна; минус 1496 — Непейцино; минус 1515 — Горький. На глубине более чем минус 1640 м, лежит их подошва в Морсово и минус 2000 м в Сердобске.

Однако структурные соотношения были несколько иными во время формирования этих толщ, и на основании целого ряда характерных признаков и особенностей можно выделить два основных типа разреза: первый тип, приуроченный к древним прогибам и впадинам, и второй тип, приуроченный к древним выступам фундамента и их склонам.

В пределах Рязано-Саратовского древнего прогиба расположены разрезы скважин Морсово, Пачелма, Сердобск. На основании имеющихся немногочисленных данных можно считать, что осевая зона этого прогиба проходит по линии, близкой к направлению Морсово-Сердобск. Разрез Пачелмы лежит несколько в стороне в основании юго-западного склона древнего Волго-Камского выступа.

МОРСОВО

Описание разреза. Древнейшие осадочные отложения в скважине Морсово вскрыты в интервале глубин 1754 — 951 м, имеют мощность 803 м (вскрытую) и представлены исключительно терригенными образованиями (рис. 1). Можно выделить, как это делает З. П. Иванова, две части разреза — нижнюю, преимущественно песчаную, в интервале 1754 — 1249 (505 м) и верхнюю, преимущественно глинистую, в интервале 1249 — 950 (288 м).

Нижняя часть характеризуется резким преобладанием относительно грубообломочных пород, окрашенных в фиолетово-красные тона. З. П. Иванова делит весь разрез на восемь пачек.

В забое скважины вскрыт глауконитово-кварцевый песчаник, зеленовато-серый, на 90% сложенный зернами кварца. Среди остальных 10% преобладает глауконит, встречаются зерна полевых шпатов, эффузивных и кремнистых пород; цемент пород глинистый, тонкодисперсный.

Стратиграфически выше залегают песчаники кварцево-полевошпатовые с единичными зернами эффузивных и кремнистых пород*, тонко- и мелкозернистые со слабоокатанными и угловатыми зернами, с глинистым цементом.

В подошве — чередование песчаника с алевролитами и сланцеватыми глинами. Мощность 40,7 м (интервал 1753,5—1712,8 м). Окраска пород в серовато-фиолетовых тонах.

Вверх по разрезу песчаники сменяются пачкой переслаивания аргиллитов, сланцеватых глин и алевролитов со значительной примесью рассеянного алевролитового материала, преимущественно кварца и полевых шпатов. Окраска пород главным образом в красноватых тонах. В верхней части пачки преобладают тонкослоистые глины. Общая мощ-

* К сожалению, не было дано точных определений этих пород.

ность 42,8 м (интервал 1712,8 — 1670). В этом интервале на глубине 1706 м имеется тонкий, измеряемый немногими сантиметрами, прослой обломочного известняка с зернами кварца и полевых шпатов.

Выше залегает мощная пачка (241 м) чередующихся песчаников и алевролитов краснобурого цвета с подчиненными им прослоями тонких глинистых пород (в интервале глубин 1670 — 1429 м). По составу песчаники и алевролиты кварцево-полевошпатовые с редкими обломками кремнистых и эффузивных пород. Верхняя часть пачки представлена более тонкозернистыми породами и несколько обогащена битуминозным веществом угольного ряда.

Эти отложения, в свою очередь, сменяются пачкой тонкого переслаивания алевролитов, глин, аргиллитов и песчаников, среди которых преобладают тонкозернистые разности пород (интервал 1429 — 1368 м). В интервале 1429 — 1931 м породы обогащены значительным количеством битуминозного вещества угольного ряда.

Эта толща представляет большой интерес в фациальном отношении, так как характеризует специфические условия осадконакопления и, как это сказано ниже, заканчивает собой определенный этап осадконакопления.

Стратиграфически выше в интервале 1368 — 1249 м, начинаясь песчаниками, залегает пачка (мощностью 121 м) переслаивающихся песчаников, алевролитов, аргиллитов и сланцеватых глин. Песчаники разнозернистые, плохо отсортированные, кварцево-полевошпатовые с разнообразным цементом: хлоритовым, доломитовым, реже баритовым или железистым. Алевролиты по составу также кварц-полевошпатовые и слюдястые с глинистым, хлоритовым, участками карбонатным цементом.

В интервале 1311 — 1305 и 1271 — 1256 м в этих отложениях присутствует туфогенный материал. Большая часть его (60 — 90%) состоит из изотропных зерен вулканического стекла и сильно разрушенных обломков эффузивных пород, сцементированных хлоритовым, карбонатным или смешанным цементом.

Вышележащие отложения в интервале глубин 1249 — 1202 м слагаются исключительно аргиллитами мощностью 47 м, которые венчаются пачкой глинисто-углистых пород мощностью 22 м (1202 — 1180 м).

Аргиллиты тонкочешуйчатые с беспорядочным расположением частиц и тонкодисперсные с незначительной примесью обломочного материала, изредка сидерита с тонкими пропластками сидеритовых мергелей. На плоскостях наслоения часто встречаются пленки органического вещества. Глинисто-углистые сланцы в кровле представлены темносерыми, почти черными разностями с тонкими прослоями более светлых голубовато-серых сланцеватых глин. В нижней части пачки тонкие пропластки микрозернистого и волокнистого доломита.

На плоскостях наслоения наблюдаются скопления большого количества органического вещества, что подчеркивает тонкую слоистость пород. Эта пачка, так же как и описанная в интервале 1429 — 1370 м, представляет большой интерес с точки зрения хода процесса осадконакопления.

Стратиграфически выше (1180 — 1100 м) залегает пачка преимущественно тонкозернистых пород, аргиллитов и сланцеватых глин с единичными прослоями алевролитов и песчаников, с редкими и тонкими, до 3 — 5 см, пропластками карбонатных пород, известняков и доломитов, с примесью большого количества обломочного материала. В интервале 1144 — 1153 м в аргиллитах, по данным З. П. Ивановой, отмечены единичные остракоды*. Песчаники и алевролиты кварцево-полевошпатовые с небольшой примесью слюд, хлорита, обломков кремней и квар-

* Эти определения вызывают сомнения.

цита. Разрез заканчивается пачкой сланцеватых глин и аргиллитов мощностью 149 м с подчиненными прослоями песчаника и глинисто-углистых сланцев (1100—951 м). Породы окрашены в зеленовато-голубовато-серые тона. Песчаники и алевриты кварцево-полевошпатовые с незначительной примесью других минералов: слюд, хлорита; цемент пород глинисто-карбонатный.

Литолого-минералогические особенности разреза и его расчленение. Как указывалось выше, З. П. Иванова делит весь разрез додевонских отложений на восемь пачек на основании минералогического состава тяжелой фракции пород. Снизу вверх это будут пачки: 1 — кварцево-глауконитовая; 2 — турмалиново-цирконовая; 3 — слюдяная; 4 — ильменит-магнетит-слюдисто-цирконовая; 5 — ильменит-магнетитовая слюдисто-баритово-гранатовая; 6 — слюдисто-железистая; 7 — пиритово-слюдистая; 8 — пиритово-баритово-анатазовая.

Такое выделение случайно и не отражает внутренних генетических связей, обуславливающих закономерное распределение минералов в породах и их соотношение между собой.

Так, например, в разрезе Морсово минеральные ассоциации с баритом выделяются два раза, причем барит встречается в комбинации с разными минералами (см. пачки 5 и 8). Между тем при более внимательном рассмотрении оказывается, что барит в своем распространении тесно связан с появлением эффузивного материала в породах. Так, например, в значительных количествах барит в минеральных ассоциациях встречается в интервале глубин 1255—1370 м. Вместе с тем в интервале 1278—1292 м указывается значительное содержание вулканического стекла в легкой фракции, а также наличие туфогенного материала в породах в интервалах 1256—1271 и 1305—1311 м. В том же разрезе заметное содержание барита указывается на глубинах 1080—1090, 1005—1015 м, а большое содержание вулканического стекла в легкой фракции (до 45%) встречается в интервале глубин 1160—1060 м. Некоторые анализы в том же интервале указывают на большое содержание в легкой фракции «обломков пород» и «выветрелых зерен», которые вероятно, относятся к туфогенному материалу, ближе не определенному. В остальной части разреза барит либо вовсе не указывается в составе тяжелой фракции, например с глубины 1410 м и до забоя скважины, либо встречается в количестве крайне незначительном.

Таким образом, намечается определенная связь барита с туфогенным и эффузивным материалом в породах, а выделенные З. П. Ивановой минеральные ассоциации, в которых одним из компонентов является барит, по существу, случайны. Поэтому нам представляется более правильным в основу расчленения разреза положить:

1) Анализ содержания (снизу вверх по разрезу) главнейших минеральных компонентов, а именно: суммы слюд (биотит, мусковит, железная и зеленая слюды), суммы титансодержащих материалов (анатаз, брукит, сфен), устойчивых минералов (в отдельности циркон, турмалин, гранат, рутил), кварца и полевых шпатов и их соотношения между собой.

2) Выделение специфических, характерных по ряду литолого-фациальных признаков, пачек пород и выявление их сопряженности с другими особенностями разреза.

Рассмотрение содержания указанных выше компонентов в разрезе Морсово позволяет наметить определенные закономерности. К их числу относятся:

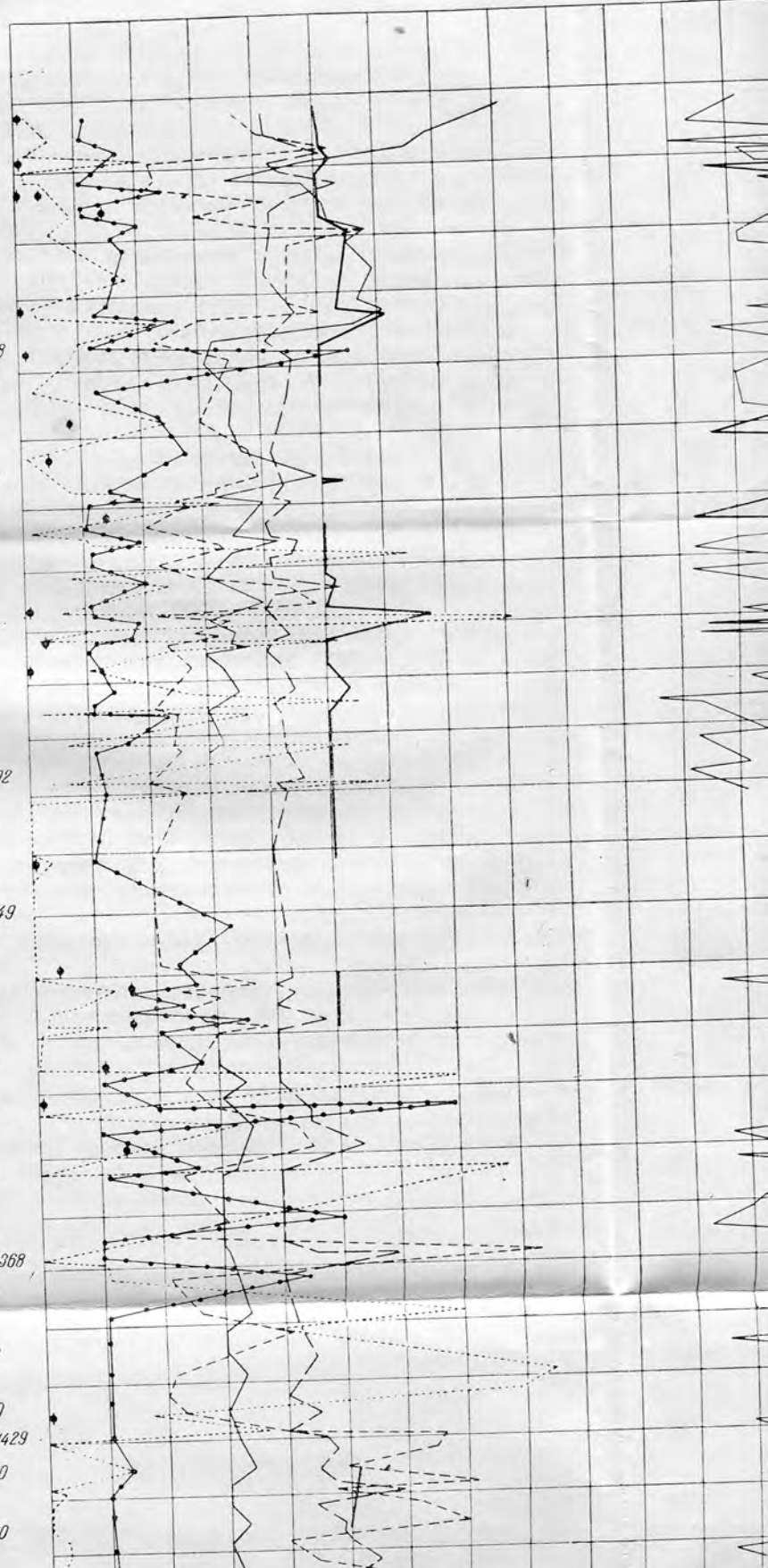
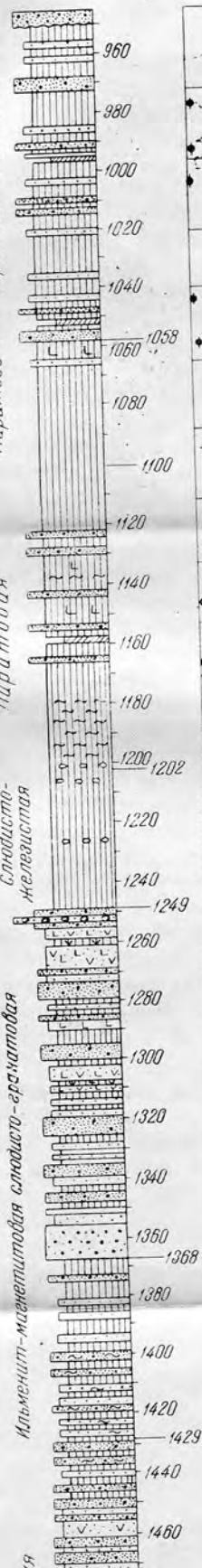
1) Максимальное содержание слюд связано большей частью с наличием в разрезе тонкозернистых глинисто-алевоитовых пород. Это видно на рис. 1 в интервалах 1670—1710, 1370—1430, 1120—1210 м. Однако обратной зависимости не наблюдается; в некоторых частях разреза,

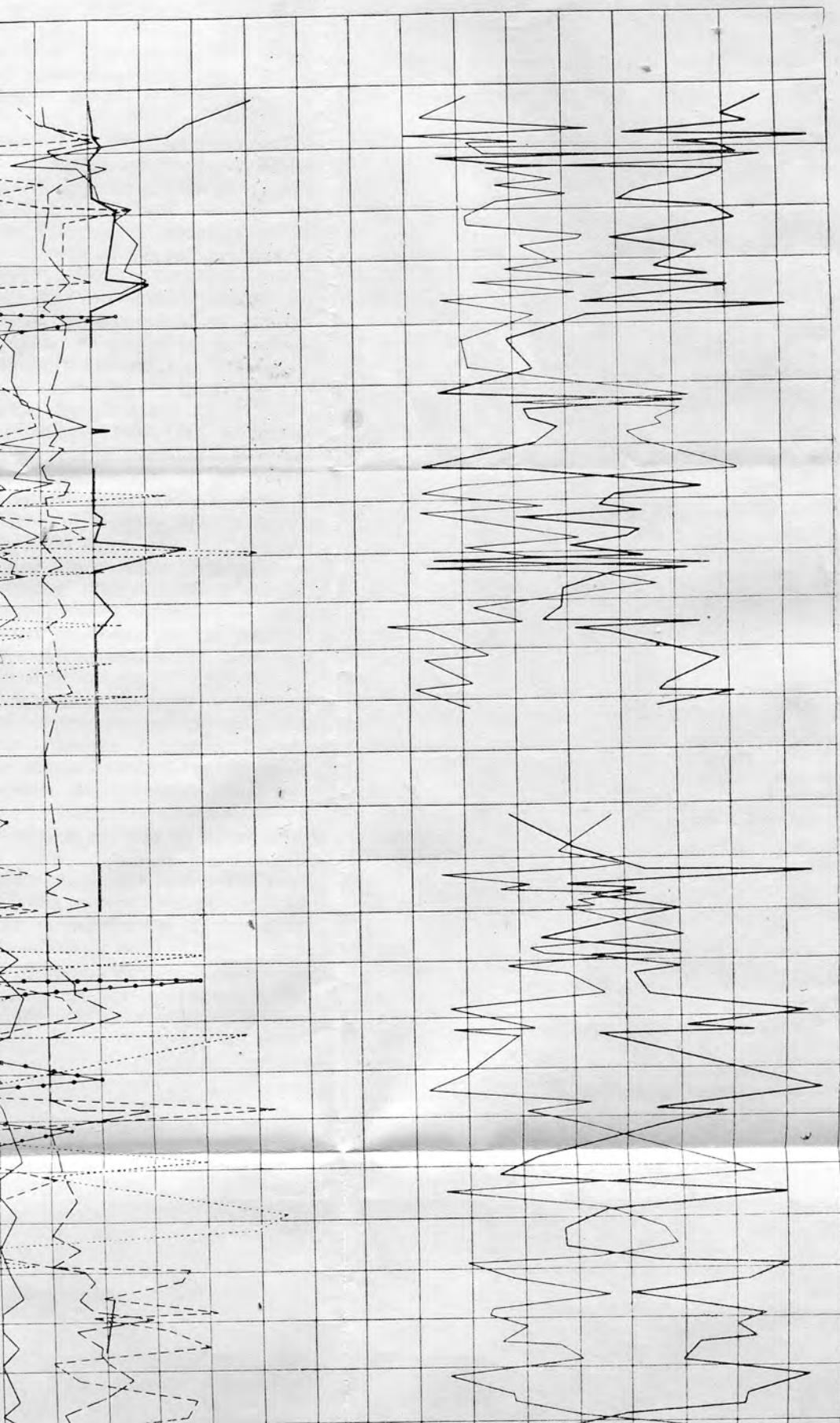
Пиритово — баритово-анатаксидная

Пиритовая

Слюдисто-железистая

Альменит-магнетитовая слюдясто-гранатовая





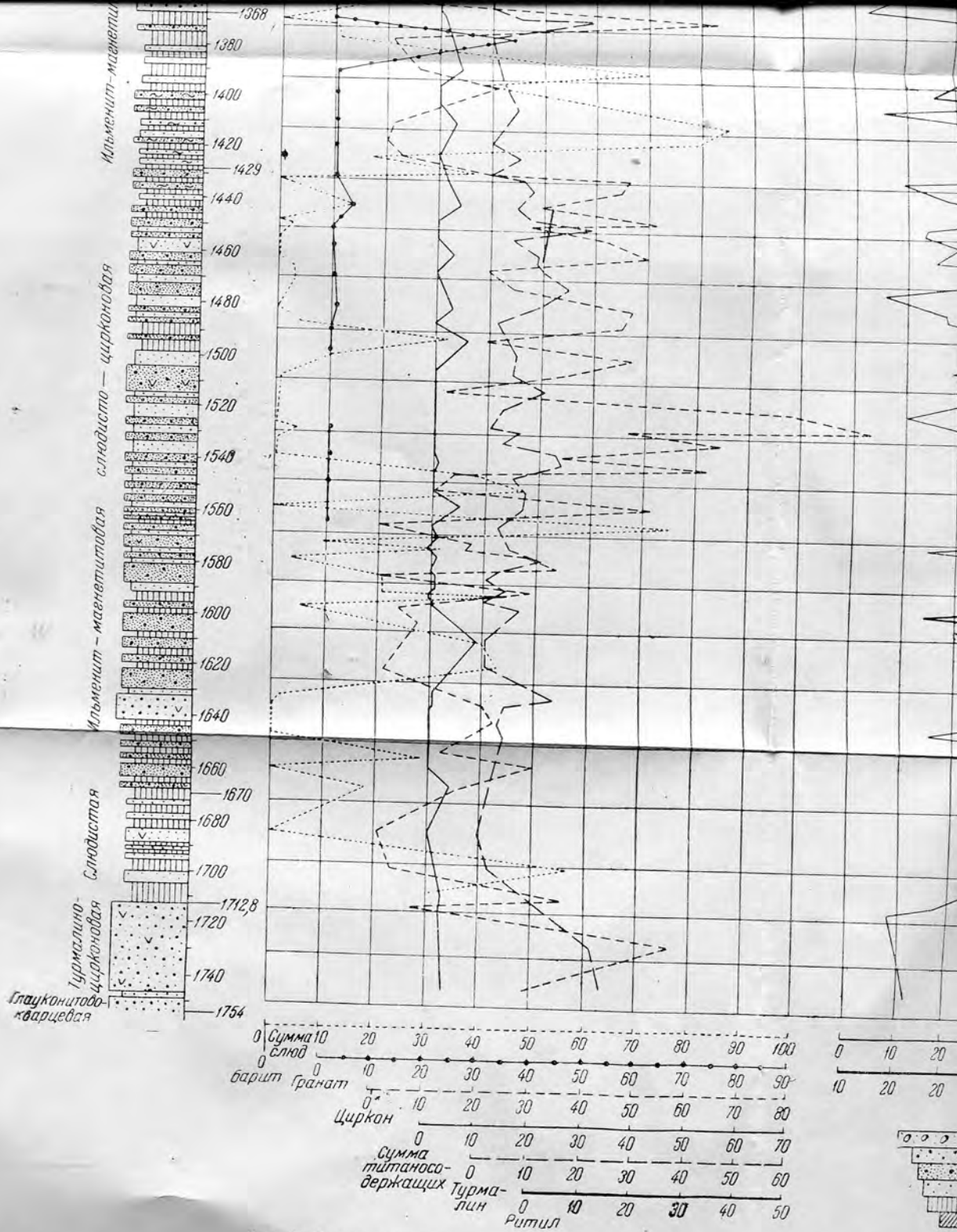
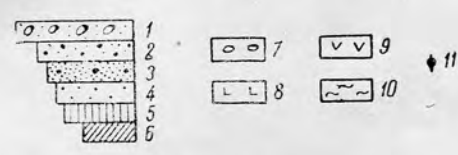
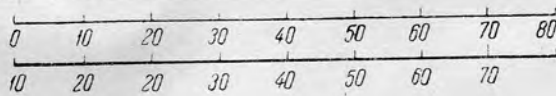
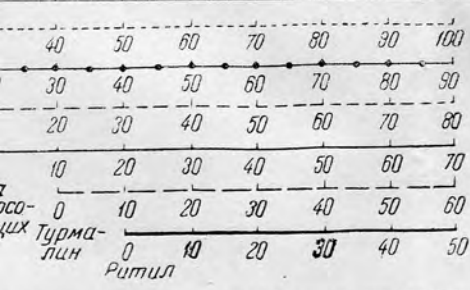
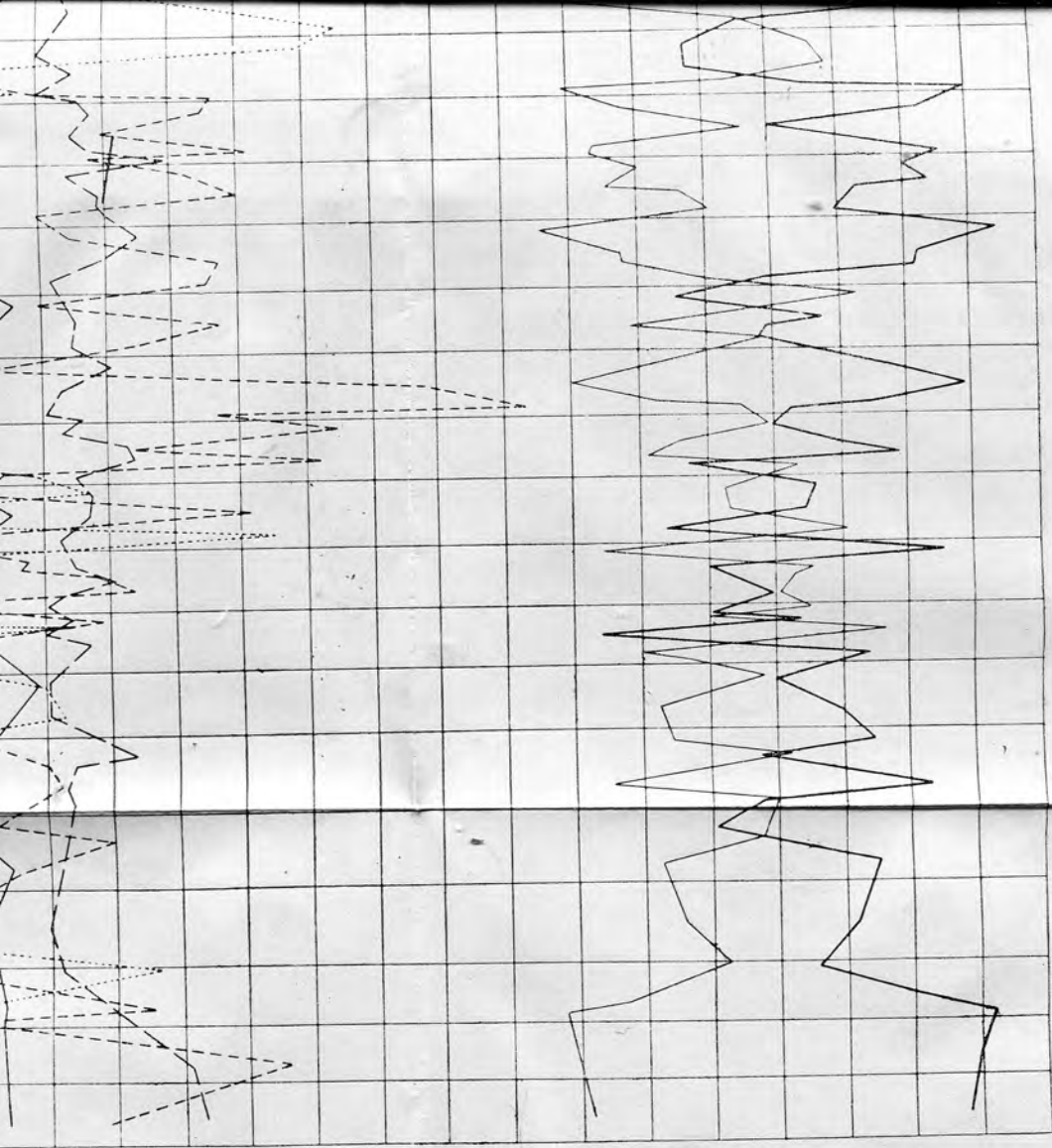


Рис. 1. Схема соотношения основных минеральных компонентов в разрезе скважины

1—конгломерат; 2—песчаник крупнозернистый; 3—песчаник мелко- и среднезернистый; 4—алевролит; 5—ариллит, глина; 6—известняк; 7—глина; 8—песчаник; 9—эффузивный материал; 10—битуминозный материал; 11—барит



показания основных минеральных компонентов в разрезе скважины Морсово
 1 — кварц мелко- и среднезернистый; 2 — алевролит; 3 — арциллит, глина; 4 — известняк; 5 — конкреции сидерита; 6 — вулканическое стекло;
 7 — эффузивный материал; 8 — битуминозный материал; 9 — барит

сложенных относительно тонкозернистыми породами, содержание слюд не столь велико, например на глубинах 1120 — 1060 м.

2) Нижняя часть разреза от глубины 1429 м до забоя характеризуется резким преобладанием циркона среди устойчивых минералов, значительным содержанием турмалина и чрезвычайно малым рутила и граната. Последние в нижней части разреза на глубинах от 1450 м до забоя скважины встречаются не постоянно и в количествах, не превышающих 0,5% (тяжелой фракции). Следует добавить, что и количество титансодержащих минералов в этом интервале невелико и подвержено незначительным колебаниям.

Таким образом, характерной особенностью минералогического состава этой нижней части разреза можно считать резкое преобладание циркона и относительно большое содержание турмалина среди устойчивых минералов.

3) В интервале 1249—1370 м залегают породы, в которых среди устойчивых минералов преобладает гранат. Особенно велико его содержание в нижней части этого интервала (1320 — 1370 м), где оно доходит до 40 и даже до 60%. Содержание циркона уменьшается, но остается большим, чем остальных устойчивых минералов. Титансодержащие минералы либо отсутствуют вовсе, либо встречаются в количествах не более 0,5%. Верхняя часть указанного интервала характеризуется относительно малыми количествами как устойчивых, так и титанистых минералов, однако и здесь гранат преобладает.

4) Вышележащая часть разреза в интервале 1249—1060 м характеризуется преобладанием циркона и граната среди устойчивых минералов, разнообразием минералогического состава и наличием значительного количества вулканического стекла в легкой фракции в интервале 1160 — 1060 м, а также наличием пачки пород, сильно обогащенных органическим материалом (интервал 1200 — 1180 м).

5) Обращает на себя внимание заметное увеличение содержания слюд и всех устойчивых минералов в интервале 1180 — 1160 м, сопровождаемое изменением соотношения между полевыми шпатами и кварцем в сторону роста количества первых, что по совокупности данных может говорить о наличии здесь следов внутриформационного перерыва и размыва.

С глубины 1060 м вверх по разрезу в породах резко увеличивается количество титансодержащих минералов, прежде всего анатаза, а также циркона, а в основании этой пачки граната и рутила. Заслуживает внимания рассмотрение тех интервалов разреза, в которых происходит смена компонентов, определяющих минеральную ассоциацию.

Резкая граница как в составе пород, так и в составе их минеральных ассоциаций наблюдается в интервале 1380 — 1350 м. Если ниже 1380 м среди устойчивых минералов преобладал циркон (30 — 60 и до 90% тяжелой фракции), то выше глубины 1360 м содержание циркона нигде не достигает 30% и большей частью колеблется в пределах 10 — 20%.

Содержание граната, наоборот, в нижней части разреза обычно не превосходит долей процента и только в одном случае достигает 4,5%. С глубины 1380 м вверх по разрезу содержание граната резко увеличивается и в интервале 1380 — 1320 м доходит до 40 даже до 60%. В интервале 1368 — 1360 м одновременно происходит резкое увеличение содержания циркона и турмалина, а также наблюдается иное соотношение между кварцем и полевыми шпатами, чем ниже по разрезу: увеличивается содержание кварца и уменьшается содержание полевых шпатов (рис. 1).

Наибольшая сумма различий в породах и минеральных ассоциациях наблюдается на глубине 1368 м, и эту границу мы считаем гра-

ницей двух осадочных комплексов, из которых каждый знаменует особый этап осадконакопления.

Внутри нижнего комплекса по содержанию и соотношению между собой, во-первых, устойчивых минералов, во-вторых, полевых шпатов и кварца можно выделить части разреза, знаменующие отдельные эпохи осадконакопления, подчиненные единому этапу осадконакопления (нижнему).

Второй интервал, заслуживающий внимания с точки зрения изменения минеральных ассоциаций и состава пород, лежит в пределах глубин 1060—1040 м. По сравнению с подстилающими отложениями здесь наблюдается: а) резкое увеличение титансодержащих минералов, в первую очередь анатаза; б) значительное возрастание содержания циркона, рутила, а в подошве этого интервала и граната (см. рис. 1).

Таким образом, в интервале глубин 1368 (1370) — 1058 (1060) м выделяется второй комплекс отложений, средний, построенный достаточно сложно, но в целом характеризующийся единством развития, что нашло свое отражение в наличии определенной минеральной ассоциации в породах и в известных соотношениях между отдельными компонентами. Сложность строения среднего комплекса определяется:

а) развитием преимущественно песчаных и алевритовых пород в нижней части комплекса на глубинах 1368—1250 м;

б) наличием пачек, обогащенных вулканическим стеклом и другим эффузивным материалом в верхней половине этого интервала;

в) развитием преимущественно глин и аргиллитов в средней и верхней части комплекса в интервале глубин 1250—1058 (1060) м;

г) наличием пачек специфических пород внутри верхней глинисто-аргиллитовой толщи этого комплекса, например битуминозных сланцеватых глин в интервале глубин 1200—1180 м, прослоев с конкрециями сидерита на глубинах 1240—1200 м и т. д.

По совокупности всего изложенного выше можно выделить три части разреза, вернее, три серии (комплекса) в составе его.

1. Нижняя от забоя скважины до глубины 1368—1370 м с резким преобладанием циркона среди устойчивых минералов, относительно большим содержанием турмалина, полным отсутствием или содержанием не более 0,5% граната и рутила (за исключением одного анализа из 50); сравнительно незначительным содержанием титанистых минералов; наличием в рассеянном виде небольшого количества вулканогенного материала в породах и, наконец, залеганием близ кровли значительной пачки пород, обогащенных углистым веществом.

2. Средняя, вторая серия в интервале глубин 1368—1058 м характеризуется преобладанием граната среди устойчивых минералов, наличием трех пачек пород со значительной концентрацией вулканогенного материала.

3. Верхняя, третья серия характеризуется относительным увеличением содержания всех устойчивых минералов, среди которых циркон и гранат преобладают, и необычно высоким содержанием титанистых минералов по сравнению с двумя нижними.

Можно считать, что эти три серии знаменуют собой три этапа в накоплении осадков и что в течение каждого последующего этапа осадконакопление шло за счет размыва пород фундамента разного состава в отношении содержания аксессуарных минералов.

ЗУБОВА ПОЛЯНА

Описание разреза. Древнейшие осадочные отложения вскрыты скважиной Зубова Поляна в интервале глубин 1430,1—1033,5 м и имеют мощность 396,6 м. Между этим заведомо осадочным комплексом и породами фундамента залегает мощная кора выветривания.

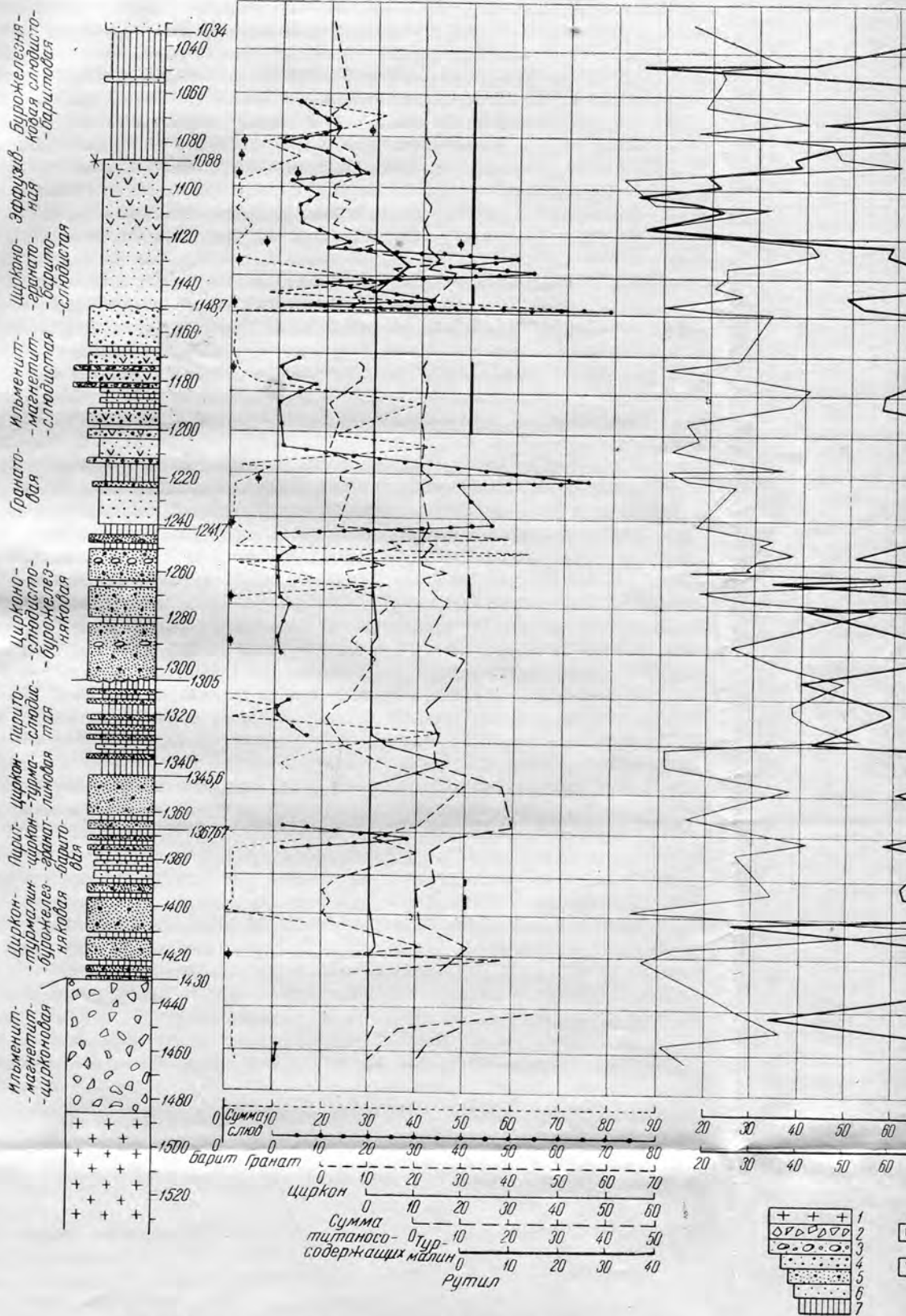
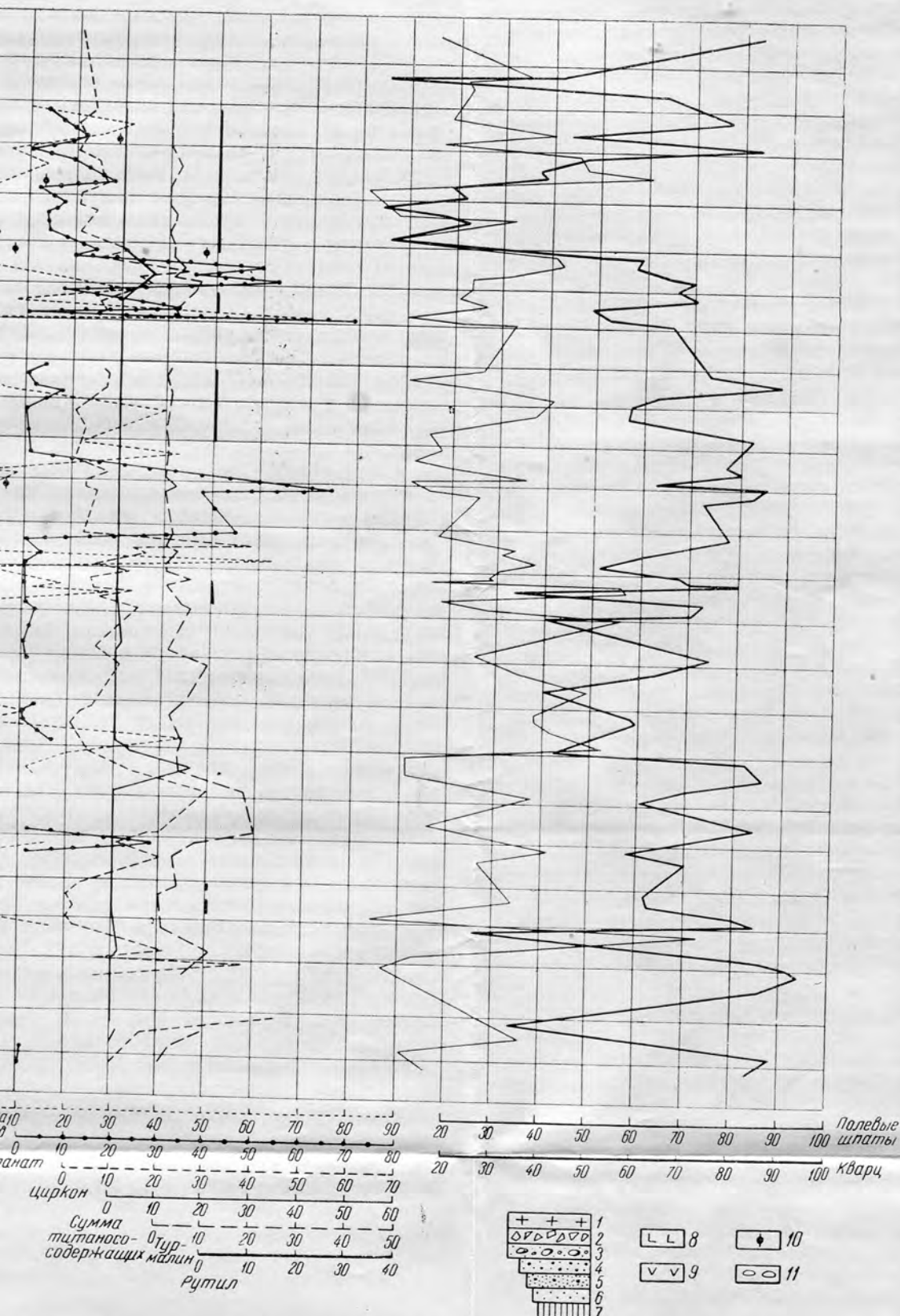


Рис. 2. Схема соотношения основных минеральных компонентов в разрезе скважины Зу
 1—породы фундамента; 2—брекчия; 3—конгломерат; 4—песчаник крупнозернистый; 5—песчаник мелко- и среднезернистый; 6—песчаник с галькой; 7—песчаник с галькой и гравием; 8—вулканическое стекло; 9—эффузивный материал; 10—барит; 11—галька



отношения основных минеральных компонентов в разрезе скважины Зубова Поляна
 3—конгломерат; 4—песчаник крупнозернистый; 5—песчаник мелко- и среднезернистый; 6—алевролит; 7—аргиллит и глина;
 8—вулканическое стекло; 9—эффузивный материал; 10—барит; 11—галька

В разрезе древнейшей осадочной толщи З. П. Иванова, описавшая эту скважину, выделяет четыре цикла осадконакопления и 10 пачек пород по минеральным компонентам. Нам представляется, что для выделения этих циклов нет оснований. Мы выделяем две пачки отложений — нижнюю в интервале глубин 1430,1—1307 м, и верхнюю в интервале 1307—1033,5 м.

На гнейсах кристаллического фундамента платформы в районе села Зубова Поляна лежит мощная кора выветривания, представленная брекчией, состоящей из угловатых обломков кристаллических пород, разрушенных и выветрелых в разной степени, сцементированных песчаным материалом, с большим количеством рудных минералов в тяжелой фракции. Выше (1430—1390 м) лежит пачка пород, которую можно рассматривать как базальную. Она состоит главным образом из разнозернистых песчаников преимущественно мелкозернистых и содержит редкие прослои алевролитов и сланцеватых глин. По составу породы кварцево-полевошпатовые с небольшой примесью других минералов и лишь вверху пачки со значительной примесью глауконита в отдельных прослойках. Цемент главным образом глинистый, участками — железистый, сульфатный, в одном пласте вверху пачки — глауконитовый. В виде немногих прослоев встречаются алевролиты и сланцеватые глины, местами сильно ожелезненные. Мощность пачки 40 м (рис. 2)*.

Стратиграфически выше (1390—1367 м) наблюдается тонкое переслаивание сланцеватых глин, темносерых и фиолетовых, с глинистыми алевролитами, окрашенными в светлосерые тона. По составу породы преимущественно кварцево-полевошпатовые со значительной примесью слюды в алевролитовых разностях. Мощность 23,0 м.

На них снова лежат мелко- и среднезернистые песчаники с редкими прослойками зеленоватых глин и алевролитов (1367—1345—1345,6 м). Мощность 21,4 м. Они покрываются пачкой зеленоватых и фиолетово-коричневых глин, тонко переслаивающихся с алевролитами, с редкими прослойками песчаников, с кальцитовым, местами глинистым цементом общей мощностью 40,4 м (1345,6—1305,0 м).

Еще выше по разрезу (1305,0—1241,7 м) залегает пачка песчаных пород, представленных главным образом разнозернистыми, преимущественно средне- и мелкозернистыми песчаниками по составу кварц-полевошпатовыми. Среди песчаников — тонкие пропластки алевролитов того же состава и прослои до 60 см мощностью сланцеватых глин. Окраска пород в буровато-фиолетовых тонах, редкие прослои зеленовато-серые. В основании и в кровле пачки — редкие включения кварцевых галек. Мощность 63,3 м.

Вверх по разрезу песчаники сменяются алевролитами с тонким пропластком доломита в подошве до 3 см, с прослоями песчаников с редкой галькой в нижней части и серовато-голубых сланцеватых глин в верхней части. Мощность 30,1 м (1241,7—1211,6). На эти отложения с некоторыми следами размыва ложится пачка песчаников, главным образом грубозернистых, с галькой, состоящей из кварца, полевых шпатов, кварцитов и эффузивных пород. Окатанность зерен слабая, цемент разнообразный: песчано-глинистый, железистый, кремне-глинистый, слюдисто-глинистый, редко доломитовый. По составу обломочного материала и цемента алевролиты аналогичны песчаникам. Окраска пород буровато-коричневая с редкими прослойками светлосерых и темносерых пород. Мощность 62,7 м (1211,6—1148,7). В средней части этой пачки наблюдается значительное развитие сланцеватых глин.

Стратиграфически выше лежит пачка пород более мелкозернистых. Это алевролиты внизу преимущественно кварц-полевошпатовые с глинистым цементом, вверху туфогенные, представленные обломками отчасти

* Описание отдельных пачек дается по материалам З. П. Ивановой.

раскристаллизованного вулканического стекла, сильно разрушенных эффузивных пород с небольшим количеством зерен полевых шпатов и кварца, сцементированные хлоритовым и хлоритово-железистым цементом и стеклом. Прослойки песчаников в этой пачке также кварцево-полевошпатовые в нижней ее части и туфогенные с хлоритово-кальцитовым, кремневым и баритовым цементом в верхней. Мощность пачки 60,7 м (1148,7—1088,0).

Разрез венчается пачкой зеленовато-серых плотных однородных аргиллитов с редкими прослоями алевролитов, с мелкими включениями сидерита и спорадически барита. Мощность 54,0 м.

Литолого-минералогические особенности разреза и его расчленение. Нижняя часть разреза осадочных отложений Зубовой Поляны в интервале 1430,0—1240,0 м характеризуется малой слюдистостью пород и преобладанием среди устойчивых минералов циркона и турмалина. Гранат встречается редко и обычно в очень малых количествах, а рутил отсутствует полностью.

С глубины 1270 м гранат появляется во всех прослоях и в верхней части разреза, с глубины 1245 м он резко преобладает среди устойчивых минералов, давая особенно большое содержание в интервалах 1240—1210, 1150—1120 м.

Таким образом, в верхней части разреза гранат преобладает среди устойчивых минералов. Вместе с тем в верхней части разреза возрастает количество слюды в породах и постепенно, но закономерно уменьшается содержание циркона и турмалина. Что касается распределения титансодержащих минералов, то в разрезе Зубовой Поляны их немного — они встречаются в небольших количествах только в некоторых прослойках.

Для разреза Зубовой Поляны характерно значительное количество туфогенного материала, сконцентрированного в большом количестве в отдельных пачках, приуроченных к интервалам глубин 1211,6—1190,0, 1180—1170 и 1120—1090 м.

В отложениях древнейшего осадочного комплекса в районе Зубовой Поляны обращает на себя внимание значительное содержание в минеральной ассоциации тяжелой фракции барита, распределенного в разрезе неравномерно. Барит встречен в количестве до 35% тяжелой фракции в интервале 1400—1370 м и до 50% — в породах интервала 1125—1070 м. Особенно интересно распределение барита по разрезу: он сосредоточен в отложениях, покрывающих и подстилающих туфогенную толщу (рис. 2).

Разрез Зубовой Поляны в целом характеризуется относительно большим развитием песчаных пород, резко преобладающих в его нижней и средней частях.

Можно выделить две части разреза, две серии отложений. Нижняя серия характеризуется преобладанием циркона и турмалина среди устойчивых минералов, малой слюдистостью пород, отсутствием в породах туфогенного материала в более или менее значительных количествах. Верхняя серия характеризуется преобладанием граната среди устойчивых минералов, наличием пачек и прослоев пород, сложенных главным образом туфогенным материалом. Граница между двумя описанными сериями нами проводится на глубине 1305 м, хотя нижняя часть верхней серии (в пределах глубин 1305—1250 м) не дает еще резкого преобладания граната над другими устойчивыми минералами. Однако по соотношению кварца и полевых шпатов в породах ниже и выше этой отметки (1305—1250 м) можно предполагать, что они формировались в условиях усиления размыва кристаллического фундамента, вследствие чего в них заметно увеличилось содержание полевых шпатов и уменьшилось содержание кварца.

Дальнейшее усиление размыва фундамента привело к резкому увеличению содержания граната и изменению соотношения между

устойчивыми минералами (по сравнению с породами, лежащими глубже 1305 м).

Таким образом, выделенные нами две серии пород (нижняя 1430—1305 м, верхняя и 1305—1033 м), из которых каждая обладает своими специфическими особенностями минеральных ассоциаций и других признаков, отражают два последовательных этапа осадконакопления. Формирование осадочных толщ в разные этапы шло за счет размыва пород фундамента различного состава, в условиях проявления вулканической деятельности различной интенсивности.

Обращают на себя внимание резкие изменения в соотношении отдельных видов устойчивых минералов, кварца и полевых шпатов, в содержании слюд, которые неоднократно наблюдаются на границе отдельных пачек пород, например на глубинах 1241,7; 1211,6; 1148,7 м и т. д. Это говорит о наличии следов внутриформационных размывов, перерывов и т. д. Должная оценка этих явлений лимитируется скудностью фактического материала.

МОСОЛОВО

Описание разреза. В скважине Мосолово древнейшие осадочные отложения вскрыты в интервале 1665—1226 м и не пройдены до конца. Разрез описан З. П. Ивановой, которая выделяет по составу минеральной ассоциации тяжелой фракции восемь пачек. В общих чертах древнюю осадочную толщу этого района можно разделить на две части: нижнюю преимущественно песчаниковую и верхнюю преимущественно глинистую.

Разрез начинается пачкой песчаников, разно- и крупнозернистых, нередко гравийных с галькой кварца до 4—5 см, мощностью 140 м (1665—1525 м). Песчаники косослоистые с углами наклона до 20—30° полевошпатовые, кварц-полевошпатовые, с большим количеством слюд, рудных минералов, большей частью с опаловым, кремнистым, хлоритовым, реже железистым цементом. В интервале 1575—1569 м имеется прослой туфогенного песчаника, сложенного угловато-окатанными обломками стекла и сильно разрушенных эффузивных пород, сцементированных хлоритовым цементом. Алевролиты в этой части разреза встречаются в виде немногочисленных прослоев, нередко также туфогенных. Обломки эффузивов в них сильно разрушены. В виде редких и сравнительно маломощных прослоев встречаются аргиллиты и сланцеватые плотные глины, также содержащие незначительную примесь более крупного обломочного материала и изредка пленки органического вещества на плоскостях наслоения (рис. 3).

Стратиграфически выше в интервале глубины 1525—1465 м залегают преимущественно тонкозернистые образования — аргиллиты и сланцеватые глины с редкими и маломощными прослойками алевролитов и песчаников, главным образом в нижней части пачки. Обращает на себя внимание наличие среди этих пород туфогенных разновидностей, сложенных, по описанию З. П. Ивановой, на 70—80% из изотропных зерен вулканического стекла и разрушенных обломков эффузивов, сцементированных хлоритовым цементом. Песчаники этой части разреза средне- и мелкозернистые, сравнительно хорошо отсортированные, по составу кварцевые или кварц-полевошпатовые с обломками изверженных и осадочных пород до 7 см в диаметре. Глинистые породы красновато-коричневые или зеленовато-серые, слюдяные, в отдельных прослойках микрослоистые, с тонкими линзами алевролитов, состоящими из кварца, полевых шпатов и слюды, сцементированных хлоритом или кремнисто-глинистым веществом.

Вверх по разрезу эта толща сменяется пачкой тонкого переслаивания алевролитов и тонкозернистых песчаников (1465—1444 м). Отложения от-

дельных слоев имеют мощность всего несколько миллиметров. Цемент пород кремнево-глинистый, железистый, в редких случаях хлоритовый и карбонатный. В виде редких и тонких прослоек, до 6 см, здесь встречаются крупно- и среднезернистые полевошпатово-кварцевые песчаники, хорошо

отсортированные с доломитовым цементом. Лежащая выше (1444—1425 м) пачка пород представлена главным образом туфами или туффитами, состоящими из обломков эффузивных пород, хлорита и хлоритизированных слюд с небольшой примесью кварца и полевого шпата. Для некоторых разновидностей этих пород З. П. Иванова указывает наличие микролитов полевых шпатов, создающих порфириковую структуру, характерную для эффузивов. Таким образом, можно допустить, что в этой части разреза есть не только обломочные вулканогенные образования, но и сильно измененные излившиеся породы.

Цемент описываемых пород хлоритовый, кремнисто-глинистый, изредка доломитовый, вторичный. З. П. Иванова указывает на наличие в шлифах псевдоморфоз доломита по обломкам эффузивных пород и хлорита и, местами, полное их замещение доломитом. Более крупнообломочные разновидности пород этой пачки представлены среднезернистыми косослоистыми песчаниками, полевошпатово-кварцевыми, с галькой кварца до 1,5 см, с единичными обломками эффузивных пород, с доломитовым (вторичным) или с глинистым кремнево-хлоритовым цементом.

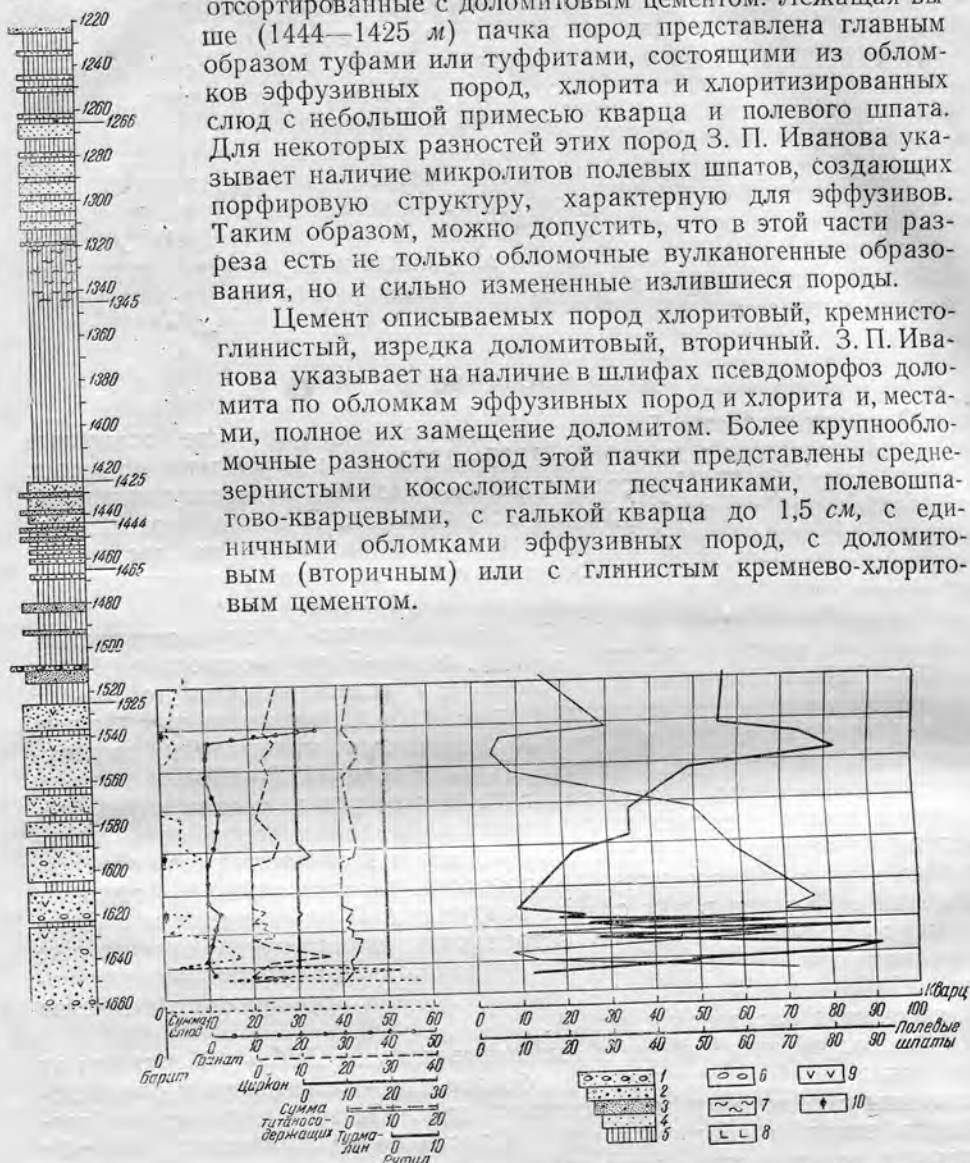


Рис. 3. Схема соотношения основных минеральных компонентов в разрезе скважины Мосолово.

1—конгломерат; 2—песчаник крупнозернистый; 3—песчаник мелко- и среднезернистый; 4—алевролит; 5—аргиллит, глина; 6—гальки; 7—битуминозный материал; 8—вулканическое стекло; 9—эффузивный материал; 10—барит

Стратиграфически выше в интервале глубин 1425—1345 м лежит пачка преимущественно тонкозернистых пород, которая делится примерно на три равные части. Нижняя часть слагается сланцеватыми глинами, средняя — аргиллитами и верхняя — вновь сланцеватыми глинами*.

* На глубине 1424 м был поднят обломок гранита.

Все породы окрашены в буровато-красные или коричневые тона. В нижней части преобладают тонкозернистые чисто глинистые породы или состоящие из тонкого чередования глинистых и алевролитовых разностей с редкими тонкими прослоями более грубообломочного материала — кварца, сильно разрушенных полевых шпатов, хлорита, изредка обломков эффузивных пород, цементированных баритовым, глинистым, железистым, местами кремнистым цементом. В средней части пачки наблюдается переслаивание аргиллита с тонкими прослойками кварцевых алевролитов. Верхняя часть вновь слагается тонкозернистыми сланцеватыми глинами. С интервала глубин 1413,05—1410,9 м поднято два куска керны изверженных пород, сильно выветрелых и разрушенных, гранодиоритового типа, возможно, это диорит*. Эта пачка венчается переслаиванием сланцеватых тонкослоистых голубовато-серых глин с глинистыми, битуминозными, темносерыми, почти черными тонкослоистыми сланцами гумусо-сапропелевого состава (1345—1320 м). В этой же пачке имеются два тонких прослоя доломитово-сидеритовых пород.

Выше по разрезу (1320—1266 м) залегает пачка переслаивающихся алевролитов и глин, в которой алевролиты резко преобладают как по количеству прослоев, так и по их мощности. По составу это породы кварцево-полевошпатовые и полевошпатово-кварцевые со значительной примесью слюд.

Разрез венчается пачкой сланцеватых глин (1266—1226 м) с редкими и тонкими прослойками алевролитов. Для этой пачки указывается наличие пльчатых текстур, в связи с чем углы наклона отдельных слоев увеличиваются до 10—30°, а в некоторых случаях и больше. Кроме того, указывается большое количество пленок органического вещества.

Литолого-минералогические особенности разреза и его расчленение.

Данные минералогического анализа имеются только для нижней части древних толщ района Мосолово, поэтому этот материал не может быть положен в основу расчленения разреза.

Обращает на себя внимание обогащение базальной части толщи слюдами, большое количество полевых шпатов в некоторых породах этой пачки и разнообразие минеральных компонентов. Можно предполагать, что кристаллические породы фундамента, за счет размыва которых образовалась эта пачка, лежат неглубоко.

Именно такое соотношение между минералогическим составом пород нижней части осадочного комплекса и условиями их залегания по отношению к кровле фундамента наблюдается в разрезах Непейцино и Горького.

Вместе с тем необходимо отметить в этой базальной части разреза Мосолово наличие всех четырех минералов устойчивой группы, присутствующих в относительно небольших количествах. Только на глубине 1540 м наблюдается увеличение содержания граната. Отмечается, с одной стороны, значительная примесь обломков эффузивных пород в песчаниках и алевролитах и наличие прослоев, сложенных в основном туфогенным материалом, а, с другой стороны, — кремнисто-опаловый и хлоритовый состав цемента, присущий многим породам.

Эти особенности нижней части разреза, вероятно, взаимосвязаны и обусловлены значительным развитием вулканических явлений на территории, к которой тяготеет разрез Мосолово во время формирования этих толщ.

Для разрезов Мосолово наиболее характерны следующие особенности:

1. Наличие большого количества туфогенного эффузивного материала в породах как в рассеянном виде, так и сконцентрированного в отдельных пачках на разных глубинах в интервале значительно большем по мощности, чем в других разрезах.

* Точного определения этих пород не дано.

2. Наличие вулканических туфов и, возможно, лав (1444—1425 м).
3. Наличие пачки тонкого переслаивания сланцеватых глин и глинисто-битуминозных пород (1345—1320 м) такого же типа, какие указаны в скважинах Морсово и Непейцино.
4. Значительное изменение состава пород в толще, покрывающей указанные выше глинисто-битуминозные породы.

НЕПЕЙЦИНО

Описание разреза. Разрез древнейших осадочных отложений, вскрытых Непейцинской скважиной, описан З. П. Ивановой.

Древнейшая осадочная серия мощностью 374,5 м залегает в интервале глубин 1659—1285 м. Она ложится на породы кристаллического фундамента платформы и покрывается доновскими обломочными образованиями (ряжская свита). З. П. Иванова усматривает в разрезе этой серии два дикла осадконакопления, границу между которыми она проводит на глубине 1503 м.

Разрез начинается базальной толщей песчаников, (1659,6—1578,5 м), главным образом разнозернистых, нередко грубозернистых, с гальками кварца, полевых шпатов и метаморфических сланцев размером до 12 см в диаметре. Вверх по разрезу крупность зерен уменьшается. По составу песчаники главным образом кварц-полевошпатовые, со значительной примесью слюд с глинистым или карбонатным цементом. Обломки окатаны относительно слабо, слоистость пород горизонтальная, в верхней части пачки тонкая, параллельная или слабо волнистая. Алевролиты также кварц-полевошпатовые с глинистым или кремнисто-слюдистым цементом. Глинистые разности пород тонкозернистые, тонко-горизонтально-слоистые, с малым количеством более грубообломочного материала. Мощность 81 м (рис. 4).

Стратиграфически выше залегает толща, сложенная преимущественно тонкими сланцеватыми глинами, с редкими прослойками сидеритового мергеля общей мощностью 75,5 м (1578,5—1503,0 м). В интервале глубин 1552,0—1540,0 м залегает пачка туфогенных пород, в которых имеются вертикальные трещины, выполненные баритом. В кровле толщи (1517,0—1506,0 м) лежат сланцеватые глины, сильно обогащенные органическим веществом, которое располагается параллельно слоистости. По определению Т. Браташ, породы эти гумусо-сапропелевые.

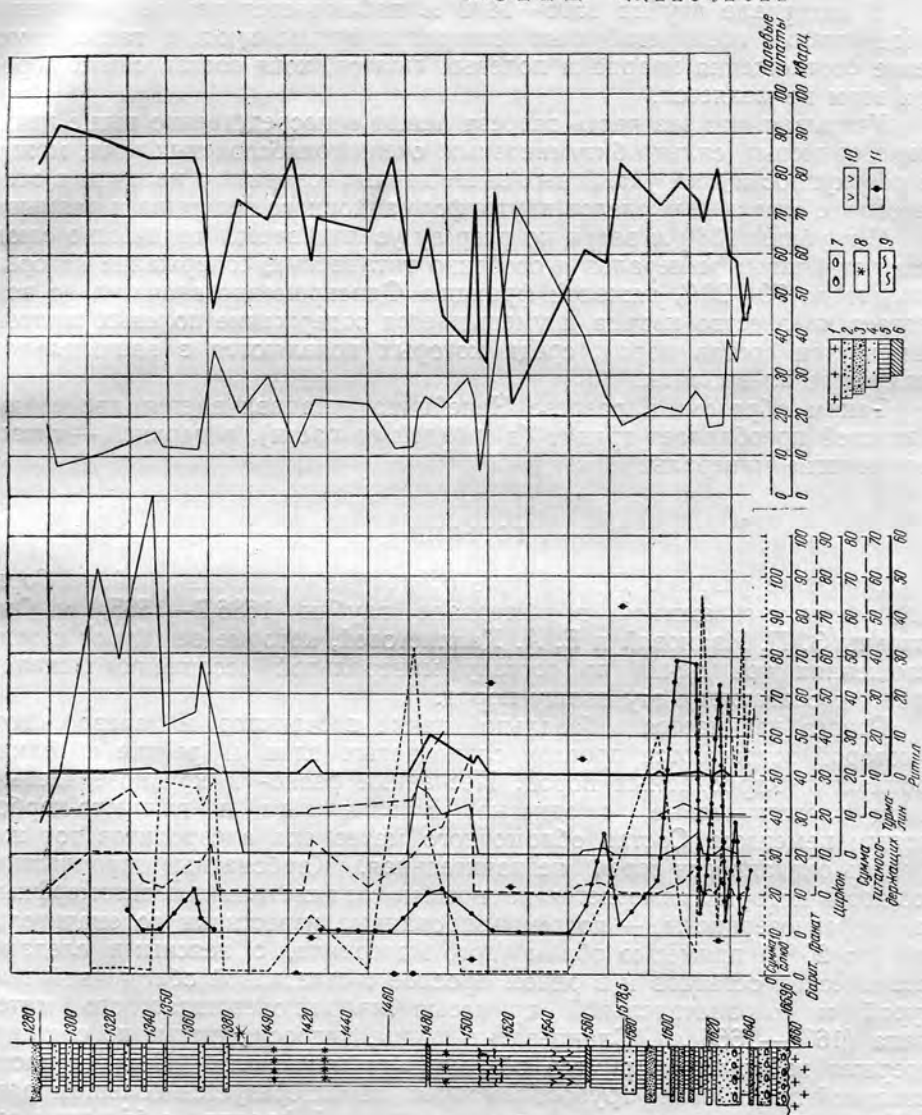
Стратиграфически выше залегает толща, представленная исключительно тонкозернистыми породами: сланцеватыми глинами, аргиллитами и в значительно меньшей степени алевролитами. Глины и аргиллиты темнозеленые и коричнево-серые, тонкослоистые, иногда слабокарбонатные, пльчатые с тонкими прослойками сидеритовых мергелей со значительными скоплениями пирита и тонких буроватых пленок органического вещества на плоскостях наслоения. Алевритовый материал либо рассеян в небольших количествах в породе, либо концентрируется в виде тонких линзочек или пропластков на плоскостях наслоения. Вверх по разрезу наблюдается некоторое обогащение пород тонкими прослойками сидеритового мергеля.

Верхняя часть разреза представлена чередованием сланцеватых глин и алевролитов общей мощностью 95 м (1380—1285 м). Сланцеватые глины большей частью тонкочешуйчатого строения с субпараллельной ориентировкой чешуек. Они тонко переслаиваются с алевролитами, так что разрез нередко представляет собой частое чередование тончайших прослоев глин и алевролитов. Алевролиты кварц-полевошпатовые со значительным количеством слюды. Цемент глинистый, местами железистый.

Литолого-минералогические особенности разреза и его расчленение. Нижняя часть разреза древнейших отложений в районе Непейцино

в интервале 1659,6—1578,5 м имеют отчетливо выраженный характер базальных образований с преобладанием песчаных пород над более тонкозернистыми, с наличием галечного материала из пород фундамента.

Рис. 4. Схема соотношения основных минеральных компонентов в разрезе скважины Непейцино.
 1—породы фундамента; 2—песчанник крупнозернистый; 3—песчанник мелко- и среднезернистый; 4—алевролит; 5—аргиллит, глина; 6—известняк; 7—галечки; 8—сидерит; 9—битуминозный материал; 10—эффузивный материал; 11—барит



Породы здесь резко обогащены слюдами (до 95%) и гранатом (до 78%), а в легкой фракции наблюдается значительное преобладание кварца над полевыми шпатами (см. рис. 4).

Содержание других устойчивых минералов, а также титаносодержащих крайне незначительно.

Наибольшее содержание барита в породах наблюдается в отложениях, подстилающих и покрывающих пачку глин, обогащенных туфоген-

ным материалом (в интервале 1578,5—1503 м), так что и здесь можно говорить о наличии тесной зависимости между вулканогенным материалом и баритом, как это отмечалось выше для разрезов Морсово и Зубова Поляна.

Толща пород в интервале глубин 1578,5—1380 м довольно однородна, представлена главным образом глинистыми образованиями, глинами, аргиллитами. Следует обратить внимание на наличие в нижней ее части пачки, обогащенной туфогенным материалом (1552—1540 м), и сопряженной с ней пачки глин, сильно обогащенных битумами (1517—1506 м). Такое сопряжение подобных образований отмечено было и в разрезе Морсово (1310—1180 м).

В интервале глубин 1505—1470 м наблюдается резкое увеличение в содержании всех устойчивых минералов суммы слюд, а также изменение соотношения кварца и полевых шпатов, хотя состав самих пород при этом не меняется.

Учитывая, что эта часть разреза лежит непосредственно выше пачки тонкозернистых, сильно битуминозных, очень тонкослойных глин, можно по совокупности всех указанных выше данных говорить о наличии в этом интервале отчетливых следов внутриформационного перерыва и размыва.

С глубины 1380 м вверх по разрезу увеличивается количество слюд, всех устойчивых минералов и особенно титанистых, содержание которых доходит до 70—90% тяжелой фракции. Одновременно значительно возрастает количество кварца и уменьшается содержание полевых шпатов. Изменяется состав пород, среди которых появляются в значительном количестве алевролиты.

Таким образом, в разрезе Непейцино устанавливается две серии: в нижней преобладает гранат (в нижней ее части), в верхней — титансодержащие минералы.

ГОРЬКИИ

Описание разреза. Древнейшие осадочные отложения района Горького вскрыты скважиной в интервале глубин 1686,7—1565,0 м. Они описаны З. П. Ивановой и Е. А. Каллистовой, которые выделяют в этих отложениях три пачки по составу минеральной ассоциации тяжелой фракции слагающих эту толщу пород.

Разрез начинается с базальной пачки песчаников и алевролитов, в которой встречаются прослой сланцеватых глин и редкие и тонкие пропластки карбонатных пород. Песчаники разно- и крупнозернистые, кварц-полевошпатовые, слюдястые, с глинистым и глинисто-карбонатным цементом. Состав обломочного материала алевролитов тот же. Степень окатанности зерен незначительная. Карбонатные пропластки, мощность которых измеряется немногими сантиметрами, пелитоморфные или неравнозернистые — доломитизированные известняки со значительной (до 20%) примесью обломочного материала, с неясными следами органических остатков и в одном прослое с отчетливой обломочной текстурой и со значительной примесью кварц-полевошпатового материала (1678—1665 м). Сланцеватые глины, гидрослюдистые по составу, содержат небольшую примесь обломочного материала. Нижняя часть базальной пачки более грубообломочная, характеризуется большим разнообразием минералогического состава тяжелой фракции с большим содержанием этих минералов по сравнению с верхней частью (рис. 5).

Верхняя часть разреза с глубины 1645 м и выше слагается почти исключительно зеленовато-серыми тонкослойными и сланцеватыми глинами с редкими и тонкими прослойками алевролитов, с большим количеством пирита на плоскостях наслоения. Ближе к кровле появляются прослой аргиллитов. Алевролиты кварцево-полевошпатовые с небольшой примесью других минералов. В интервале глубин 1600—1595 м указы-

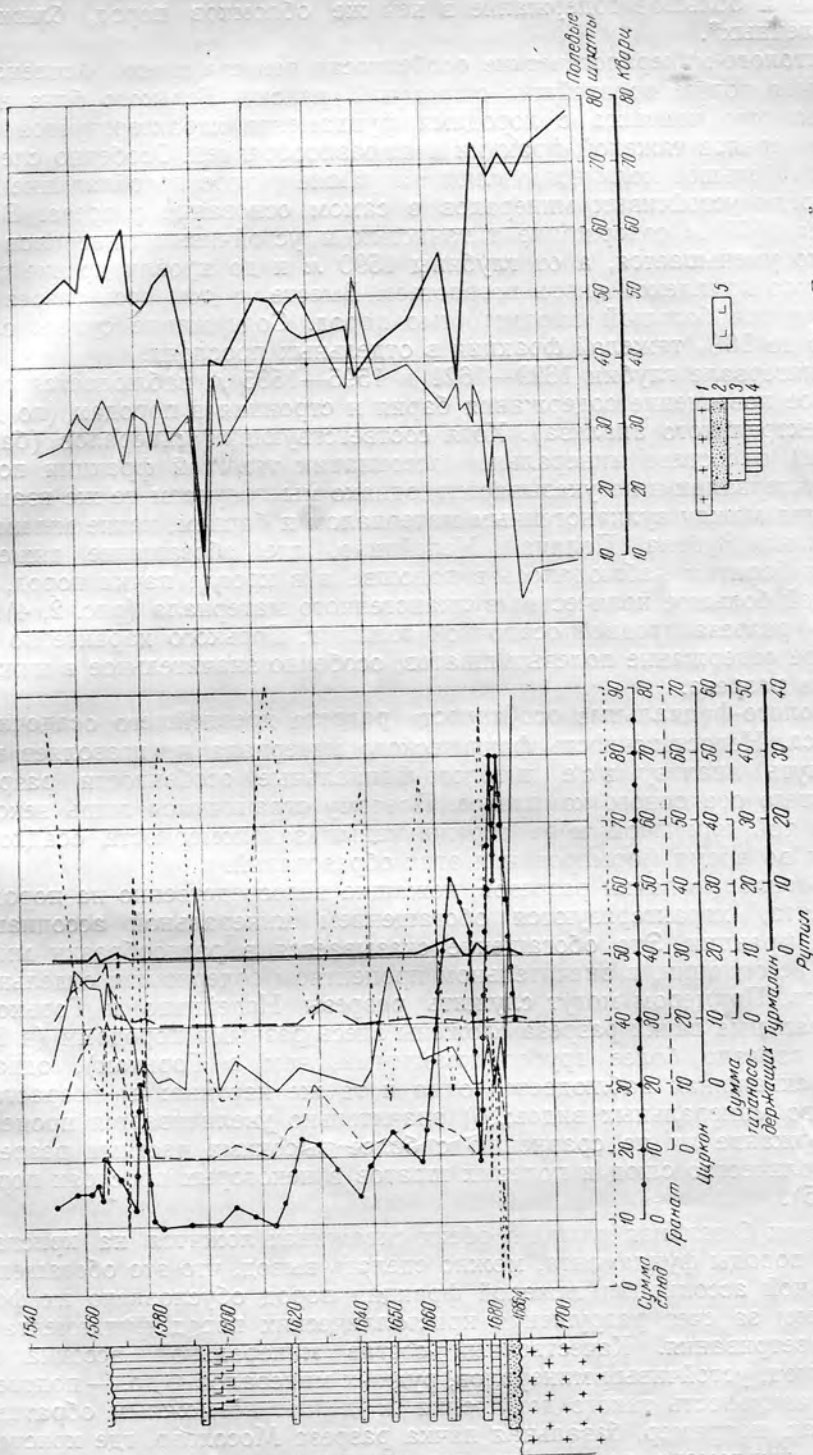


Рис. 5. Схема соотношения основных минеральных компонентов в разрезе скважины Горький.
 1—породы фундамента; 2—песчаник мелко- и среднелзернистый; 3—алевролит; 4—аргиллит; 5—вулканическое стекло

ваются наличие большого количества вулканического стекла в легкой фракции и большое содержание в ней же обломков пород, ближе не определенных*.

Литолого-минералогические особенности разреза и его расчленение. Базальная толща древнейших отложений района Горького близ непосредственного контакта с породами фундамента характеризуется обилием минералов тяжелой фракции и их разнообразием. Особенно следует отметить большое количество слюд, а также резкое преобладание граната среди устойчивых минералов в самом основании разреза. Выше глубины 1665 м содержание титанистых и устойчивых минералов постепенно уменьшается, а от глубины 1590 м и до кровли древнейшего осадочного комплекса вновь возрастает. Вместе с тем весь разрез характеризуется большой слюдистостью пород. Содержание суммы слюд доходит до 90% тяжелой фракции в отдельных прослоях.

В интервале глубин 1629—1621 и 1595—1585 м наблюдается относительное повышение содержания бария и стронция в породах (по данным спектрального анализа). Хотя соответствующих минералов (барит, целестин) в составе минеральной ассоциации тяжелой фракции пород в этих интервалах и не указывается, однако мы получаем те же взаимоотношения между вулканогенным материалом и барием, какие мы имели в скважинах Зубова Поляна и Непейцино, где обогащение тяжелой фракции баритом наблюдалось в подошве и в кровле пачки пород, содержащей большое количество вулканогенного материала (рис. 2, 4).

Для разреза древней осадочной толщи г. Горького характерно повышенное содержание полевых шпатов, особенно значительное в нижней половине разреза.

Литолого-фациальные особенности разреза древнейшего осадочного комплекса. Недостаточность фактического материала не позволяет нам подвергнуть анализу все литолого-фациальные особенности разреза древнейшего осадочного комплекса. Поэтому ограничимся лишь некоторыми, в той или иной мере отражающими закономерности осадконакопления во время формирования этих образований.

1. Базальные пачки разрезов, лежащие непосредственно на породах фундамента, характеризуются обогащением минеральной ассоциации тяжелой фракции. Это обогащение сказывается в разнообразии минеральной ассоциации, в значительном процентном содержании отдельных минералов. Примером могут служить разрезы Непейцино и Горького. Хотя базальные пачки разреза сложены здесь разными породами (в Непейцино гораздо более грубообломочными, чем в Горьком), однако в обеих скважинах наблюдается одна и та же картина: а) возрастает количество минеральных видов; б) значительно увеличивается процентное содержание их по сравнению с более высокими частями разреза, велико количество слюд и полевых шпатов в некоторых прослоях пород (рис. 4, 5).

Так как базальная толща в обеих скважинах ложится на кристаллические породы фундамента, можно сделать вывод, что это обогащение минеральной ассоциации тяжелой фракции пород обусловлено их формированием за счет разрушения кристаллических пород фундамента и коры выветривания. Качественный состав минеральной ассоциации: обилие слюд, устойчивых минералов, рудных минералов и др. — подтверждает правильность такого допущения и делает возможным обратный вывод. Так, например, базальная пачка разреза Мосолово, где кристаллический фундамент не вскрыт, характеризуется обогащением ее по сравнению с остальной частью разреза слюдами, полевыми шпатами, разнообразием минеральной ассоциации (см. рис. 3).

* Учитывая малое содержание в легкой фракции кварца и полевых шпатов, можно предполагать наличие в этой пачке эффузивного материала.

Можно предположить, что забой в этой скважине находится близко от поверхности фундамента. Это подтверждается наличием значительного количества галек кварца в грубозернистых песчаниках, залегающих в основании пачки.

2. При описании скважин Морсово, Непейцино и др. указывалось, что наличие в минеральной ассоциации тяжелой фракции барита находится во взаимосвязи с наличием в разрезе вулканогенного материала. Особенно отчетливо это видно в Непейцино (см. рис. 4), где барит сосредоточен в отложениях подстилающих и покрывающих пачку туфогенных пород. Те же соотношения отчетливо наблюдаются в Зубовой Поляне: здесь значительные количества барита также сосредоточены в отложениях, подстилающих и покрывающих туфогенную толщу. В разрезе скважины Горького в минеральной ассоциации тяжелой фракции барит не указан, но отмечено повышенное содержание бария в интервалах 1629—1621 и 1595—1585 м (по данным спектрального анализа), т. е. опять-таки в подошве и в кровле пачки пород, где указывается наличие вулканического стекла (1600—1595 м). Та же взаимосвязь между наличием вулканогенного материала в породах с повышенным содержанием барита в тяжелой фракции подстилающих, покрывающих, а иногда и вмещающих пород наблюдается в средней и в верхней части разреза Морсово (см. рис. 1).

Учитывая, что барит чаще всего встречается как минерал гидротермального происхождения, можно допустить, что наблюдаемые взаимосвязи между наличием в породах вулканогенного материала и барита являются генетическими и что барит в породах первично связан с вулканической деятельностью, имевшей место во время осадконакопления. Вместе с тем необходимо отметить, что в единичных случаях, например в нижней части разреза Зубова Поляны, указывается значительное содержание барита, а о наличии в породах вулканогенного материала ничего не известно. Повидимому, это недостаток наблюдения.

3. Обращает на себя внимание большая слюдистость пород в разрезе Морсово по сравнению с разрезами Мосолово и Зубовой Поляны (за исключением базальной части этих разрезов), а также значительное обогащение пород разреза Морсово устойчивыми минералами (см. рис. 1, 2). С другой стороны, разрез Мосолово и особенно Зубовой Поляны характеризуются развитием большого количества относительно грубообломочных пород по сравнению с разрезом Морсово. Эти литолого-фациальные особенности обусловлены положением разреза Морсово в осевой зоне древнего Рязано-Саратовского прогиба. В силу такого положения в структуре район Морсово являлся естественной ловушкой для минералов, сносившихся с суши, в результате чего и происходило обогащение пород разреза. Положением в структуре объясняется также и большая мелкозернистость пород разреза Морсово по сравнению с разрезами Мосолово и Зубовой Поляны, которые формировались у подножия древних выступов фундамента Воронежского и Волго-Камского, в силу чего здесь накапливался относительно более грубообломочный материал.

4. Анализ содержания слюд и устойчивых минералов в разрезах всех скважин показывает, что количество этих компонентов в разрезе снизу вверх колеблется в очень больших пределах, вследствие чего кривые содержания дают резкие пики от нуля до десятков процентов (см. рис. 1—5). Особенно резко это выражено в отношении слюд, циркона, граната. Однако такого же типа колебания, только меньшей амплитуды, характерны и для других устойчивых минералов. Подобный характер кривой обусловлен формированием осадочных пород за счет размыва и переотложения кристаллических пород фундамента и отражают пульсацию этого процесса. Особенно ярко эта закономерность видна в разрезах, формирование которых шло близко от области сноса, куда сносилось большое количество материалов, например Морсово.

Косвенным подтверждением сказанному может служить сравнение кривых содержания основных минеральных компонентов тяжелой фракции в разрезе Морсово и Солигалич (рис. 6). Кривая для Солигалича характеризуется:

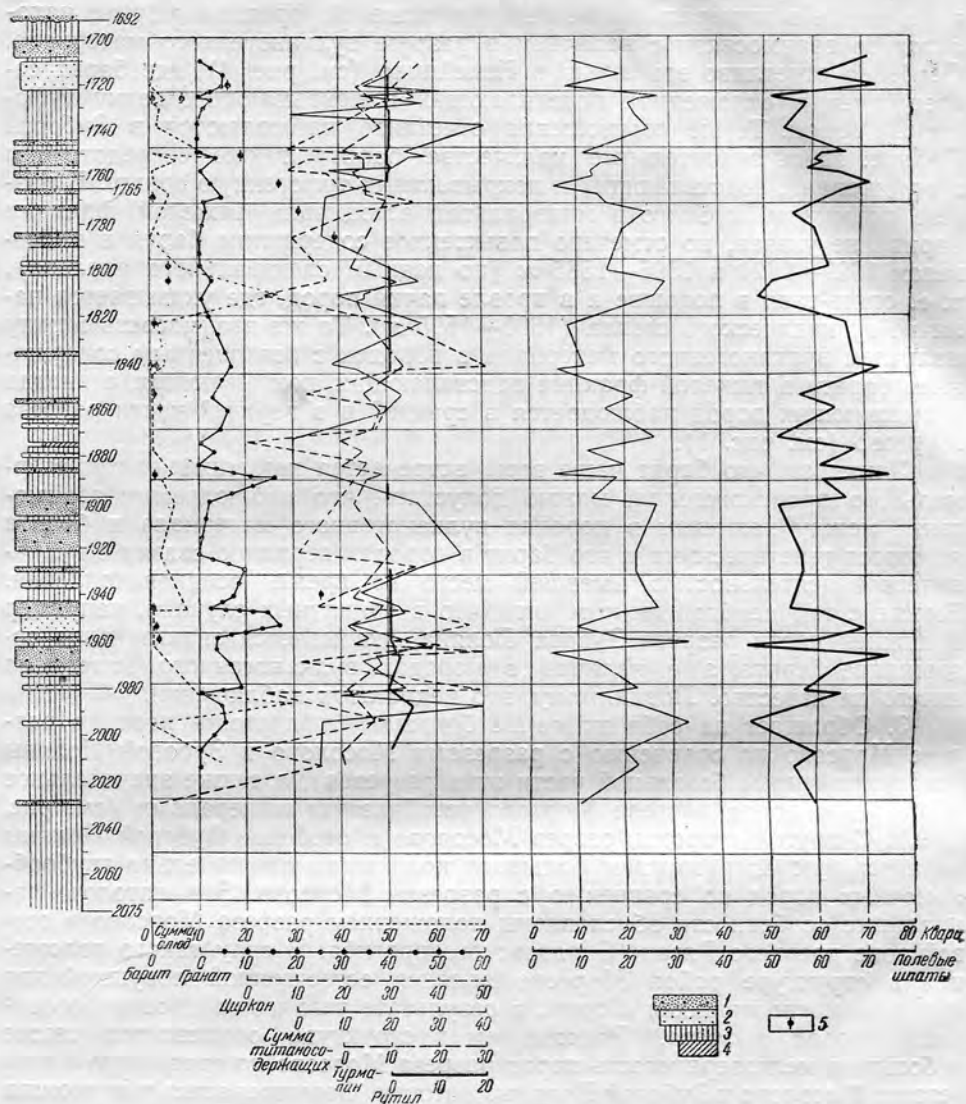


Рис. 6. Схема соотношения основных минеральных компонентов в разрезе скважины Солигалич.

1—песчаник мелко- и среднезернистый; 2—алевролит; 3—аргиллит и глина; 4—известняк; 5—барит

а) чрезвычайно малым содержанием слюд в породах, независимо от их состава (глины, алевролиты и т. д.);

б) значительным содержанием всех устойчивых минералов и их равномерным распределением по всему исследованному интервалу (2010—1710 м);

в) относительно большим содержанием титанистых минералов в породах и их сравнительно равномерным распределением по всему разрезу, чего не наблюдалось ни в одной из описанных выше скважин;

г) неизменным преобладанием кварца над полевыми шпатами во всех породах.

Такое соотношение между слюдами, устойчивыми минералами, титансодержащими минералами, между кварцем и полевыми шпатами, а также самый характер их распределения в разрезе говорит о формировании пород в районе Солигалича за счет размыва и переотложений каких-то более древних осадочных пород, уже обогащенных устойчивыми и титансодержащими минералами.

При таком допущении понятны все основные особенности пород разреза Солигалича: и малая слюдистость их, и постоянное преобладание кварца над полевыми шпатами, разнообразие минеральной ассоциации и т. д.

Вместе с тем это допущение косвенно подтверждает высказанное выше предположение о формировании разреза Морсово и других описанных выше за счет пород кристаллического фундамента.

5. Весьма важным и новым фактом является обнаружение значительного количества эффузивного материала в породах древнейшего осадочного комплекса на описываемой территории. Этот материал встречается как в рассеянном виде в качестве более или менее значительной примеси в обломочных породах, так и в виде прослоев и пачек туфогенных пород. Возможно также наличие изверженных и излившихся вулканогенных образований (Мосолово). К сожалению, степень изученности этого материала крайне незначительна. Есть основание думать, что эффузивные породы и их обломки встречаются в древних осадочных образованиях чаще и в большем количестве, чем это известно сейчас.

6. Для некоторых разрезов характерно наличие чрезвычайно тонкозернистых глинистых пород, обогащенных большим количеством углестого или гумусово-сапропелевого битуминозного вещества. Особенно типичное развитие глинисто-битуминозные микрослоистые породы имеют в разрезах Морсово, Мосолово, Непейцино, в которых они всегда залегают стратиграфически выше отложений, содержащих пачки и прослой туфогенных пород или пород, в той или иной мере обогащенных эффузивным материалом.

Описанные литолого-фациальные особенности разреза древнейшего осадочного комплекса в совокупности с выявленными особенностями в формировании этих отложений позволяют подойти к сопоставлению разрезов и наметить на основании всего имеющегося материала их соотношение между собой и с разрезами в других районах.

Сопоставление разрезов. Все изложенные выше данные позволяют утверждать, что формирование древнейшего осадочного комплекса шло за счет разрушения пород фундамента, то есть сноса и переотложения материала изверженных и метаморфических пород. В таком случае соотношение главнейших минеральных компонентов тяжелой фракции в породах неизбежно будет в какой-то мере отражать:

а) первоначальные минералого-петрографические особенности пород, за счет разрушения которых шло формирование осадочного комплекса;

б) отдельные этапы процесса осадконакопления, в течение которых подвергались размыву и сносу породы определенного состава, развитые в свое время на какой-то ограниченной площади и характеризовавшие определенную петрографическую провинцию;

в) последовательность развития процесса осадконакопления и вместе с тем последовательность по времени захвата процессами размыва, сноса и переотложения различных петрографических провинций.

В совокупности эти соотношения создали те генетические взаимосвязи между минералого-петрографическим составом пород фундамента, подвергшихся размыву, и составом осадочных пород, сформировавшихся за их счет, которые нашли свое отражение в закономерном изменении минеральной ассоциации древнейшего осадочного комплекса по разрезу.

Как указано было выше, наибольшей полнотой разреза и наибольшими мощностями древнейшего осадочного комплекса характеризуется район Морсово. Здесь можно выделить три части разреза, три осадочные серии, соответствующие трем этапам осадконакопления.

1. Нижняя, от забоя скважины до глубины 1368 м, представлена преимущественно песчано-алевритовыми образованиями с резким преобладанием циркона и турмалина среди устойчивых минералов, с отсутствием или незначительным содержанием титанистых минералов.

2. Средняя, на глубине 1368—1067 м, представленная главным образом песчано-алевритовыми образованиями в нижней трети, сланцеватыми глинами, аргиллитами и алевролитами в средней и верхней части. Она характеризуется резким преобладанием граната среди устойчивых минералов, гораздо меньшим содержанием циркона и турмалина, отсутствием или малым содержанием титанистых минералов.

3. Верхняя, от глубины 1067 м вверх по разрезу до контакта с девоном, сложенная глинисто-алевролитовыми породами, относительно обогащенная всеми минералами группы устойчивых и характеризующаяся резким увеличением в породах процентного содержания титанистых минералов.

Аналогом нижней части разреза Морсово можно считать отложения района Зубовой Поляны от подошвы осадочного комплекса до глубины 1305 м, сложенные преимущественно песчаными образованиями и характеризующиеся преобладанием циркона и турмалина среди минералов группы устойчивых, а также отсутствием или ничтожным содержанием титанистых минералов. Они занимают такое же стратиграфическое положение по отношению к вышележащей толще, как и нижняя часть разреза Морсово.

Отложения, синхроничные нижней части разреза Морсово, отсутствуют в Непейцино и в Горьком. Отсюда можно сделать вывод, что процесс осадконакопления в первый этап формирования осадочного комплекса захватывал ограниченную территорию, в структурном отношении приуроченную к осевой зоне древнего Рязано-Саратовского прогиба, что подтверждается наличием аналогов древнейшей части разреза Морсово в районах Пачелмы и Сердобска.

Несомненно, что стратиграфические аналоги этих образований есть и в других древних впадинах, там они также приурочены к наиболее древним и глубоким частям этих впадин.

Вторая серия в разрезе Морсово, характеризующаяся резким преобладанием граната среди устойчивых минералов, имеет широкое распространение и отмечается во всех остальных скважинах: Зубова Поляна (1242—1060 м), Непейцино (1659,6—1380 м), Горький (1685—1620 м). Необходимо отметить трансгрессивный характер залегания этой серии как на породах фундамента, так и на осадочных образованиях. Там, где эта толща налегает непосредственно на породы фундамента (Непейцино, Горький), они сразу обогащают породы базальных частей разреза большим количеством граната (см. рис. 4, 5). Однако и там, где эти отложения ложатся на осадочные породы, на нижнюю серию разреза Морсово, они дают резкое увеличение содержания граната по сравнению с нижележащими отложениями, например в Зубовой Поляне и Морсово (см. рис. 1, 2). Если учесть, что породы фундамента залегают всегда под значительным углом по отношению к его поверхности, то эти соотношения свидетельствуют: во-первых, о расширении площади размыва и сноса за счет особой петрографической провинции, бывшей источником граната, и, во-вторых, о расширении площади осадконакопления по сравнению с более древним этапом осадконакопления. Можно считать, что процесс осадконакопления вышел за пределы наиболее глубоких частей впадин и распространился на склоны древних выступов фундамента, ограничивающих эти впадины.

Верхняя часть разреза Морсово, как указывалось выше, с глубины 1180 м вверх по разрезу характеризуется общим увеличением процентного содержания всех устойчивых и титансодержащих минералов, а с глубины 1060 м — резким увеличением содержания последних (см. рис. 1).

Такая же картина наблюдается в разрезе Непейцино, где с глубины 1380 м вверх по разрезу также наблюдается резкое увеличение содержания титанистых минералов (см. рис. 4). Несколько более сложные соотношения наблюдаются в разрезе Горького, где обогащение титанистыми минералами очевидно, но не столь резко выражено в верхней части разреза и где базальные слои осадочной толщи также обогащены титансодержащими минералами.

Нам представляется, что базальные слои этого разреза обогащены титанистыми минералами за счет перемыва и переотложения коры выветривания, уже обогащенной ими в процессе ее формирования, а верхняя часть разреза Горького выше глубины 1600 м, где наблюдается увеличение содержания как титанистых, так и устойчивых минералов, является стратиграфическим аналогом верхней части разреза Непейцино и Морсово.

Залегание верхней серии разреза, обогащенной титансодержащими минералами в Морсово и Непейцино, поверх более древних осадочных отложений значительной мощности и налегание ее в Горьком на мало-мощной пачке, лежащей на породах фундамента, говорит о захвате процессами размыва и сноса новых площадей и, возможно, о дальнейшем расширении площади осадконакопления. В этот этап развития процесс осадконакопления захватил уже не только осевые части впадин (как в первый этап), не только склоны ограничивающих впадины древних выступов (как во второй этап), но и присводовые части выступов (г. Горький), расположенные вблизи территории, где осадконакопление не происходило и где господствовали в это время процессы размыва и сноса (Лысково, Балахониха).

Из всего изложенного с очевидностью вытекает, что процесс осадконакопления первоначально захватывал наиболее глубокие осевые части древних прогибов и впадин, которые вместе с тем являются и наиболее древними частями этих впадин. Отсюда этот процесс распространялся как бы центробежно, постепенно и последовательно захватывая все более высокие части склонов древних выступов, обрамлявших эти впадины.

Что касается возраста описываемых частей разреза, то надо сказать, что прямые данные для решения этого вопроса в настоящее время отсутствуют и он решается на основании косвенных данных. В средней серии разреза Морсово, в части, представленной мелкообломочными породами, глинами и аргиллитами, З. П. Иванова, описавшая этот разрез, указывает в различных интервалах большое количество пленок органического вещества и наличие пачки тонкослойных глинисто-биту-миновых пород. Те же особенности указываются для разреза Непейцино. По этому признаку, а также по положению в разрезе мы считаем возможным сопоставлять эти образования с ляминаритовыми глинами Прибалтики и Московской синеклизы. Рассматривая эту часть разреза и подстилающие их песчано-алевролитовые образования в разрезе Непейцино и других как нечто единое, относящееся к одному этапу осадконакопления, мы считаем возможным сопоставлять с гдовскими слоями нижнюю часть разреза Непейцино, нижнюю часть средней свиты Морсово, низы верхней части Зубовой Поляны, то есть базальные пачки средней серии, охарактеризованной преобладанием граната. Таким образом, средний комплекс района Морсово в целом и соответствующие ему отложения других разрезов мы считаем возрастным аналогом валдайского комплекса Прибалтики. Учитывая трансгрессивные залегания этого комплекса на более древних осадочных породах и на породах фунда-

мента, не исключена возможность нахождения в некоторых районах поверхностей размыва и небольшого углового несогласия в подошве валдайского комплекса (см. рис. 7).

Верхняя свита Морсово по своему стратиграфическому положению соответствует надляминаролитовым слоям и является базальной частью балтийского комплекса, знаменуя собою начальные стадии нового этапа осадконакопления. Отложения этого возраста отсутствуют в Зубовой Поляне и имеют относительно малую мощность во всех остальных разрезах.

В основании ее местами видны отчетливые следы перерыва, например в разрезе Мосолово, где, по сравнению с разрезами Морсово и Непейчино, выпадает значительная часть верхов валдайского комплекса (глинисто-аргиллитовой толщи), а само формирование ее обусловлено значительным усилением процессов размыва, о чем было сказано выше.

Аналог верхней части балтийского комплекса — горизонт синих глин — на описываемой территории вообще отсутствует.

Нижняя свита района Морсово (от глубины 1368 м до забоя) древнее отложений валдайского комплекса и, может быть, соответствует верхней части сердобского комплекса, вскрытого под валдайским, в осевой части Рязано-Саратовского прогиба.

Нами не описывается и не рассматривается наиболее нижняя часть разреза древнего осадочного комплекса, представленная доломитами и подстилающими их обломочными образованиями в разрезах Сердобска и Пачелмы (Пистрак, Сытова, 1951; Постникова, 1953; Сытова, 1954). Нет сомнения, однако, что эти древнейшие образования Сердобска и Пачелмы являются стратиграфическим аналогом доломитов, развитых в районе Бавлы в подошве нижнебавлинской свиты, как это было установлено К. Р. Тимергазиным. Наличие этих отложений в восточной половине Рязано-Саратовского прогиба и отсутствие их в более западной части и в Московской впадине заставляют считать, что в первый этап осадконакопления, самый древний в центральной части Русской платформы, бассейн распространился с востока и юго-востока через Рязано-Саратовский прогиб и последовательно захватывал все новые территории. Через этот прогиб уже в то время осуществлялась связь с восточными районами платформы в обход древнего Волго-Камского выступа.

В литературе в настоящее время широко дебатруется вопрос о возрасте описываемых отложений древнейшего осадочного комплекса и об отнесении их, полностью или отчасти, к отложениям протерозоя или более древних, чем кембрий, палеозойских образований (Келлер, 1952; Люткевич, 1952; Постникова, 1953; Соколов, 1952; Шатский, 1952). В нашем распоряжении сейчас нет данных, которые позволили бы решить этот вопрос в каком-либо определенном направлении. Однако, несомненно, что на описываемой территории есть отложения значительной мощности, более древние чем те, которые могут быть сопоставлены с фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего кембрия Прибалтики.

Некоторые выводы

Как было указано выше, процесс осадконакопления в пределах описываемой территории начался прежде всего в наиболее глубоких осевых частях древних впадин и постепенно распространился на склоны выступов, окаймлявших эти впадины. Таким образом, рельеф поверхности фундамента играл большую роль в формировании древних толщ. Роль эта была двоякой: выступы поверхности фундамента подвергались размыву и давали материал для сноса и формирования осадочных толщ, впадины являлись местом аккумуляции сноса материала. Вместе с тем, рельеф отображал структурные особенности фундамента. Анализ

1058

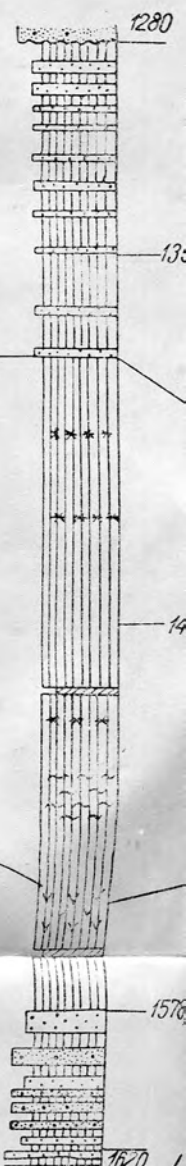
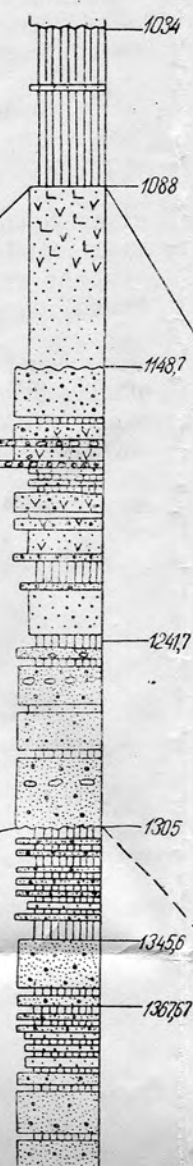
100

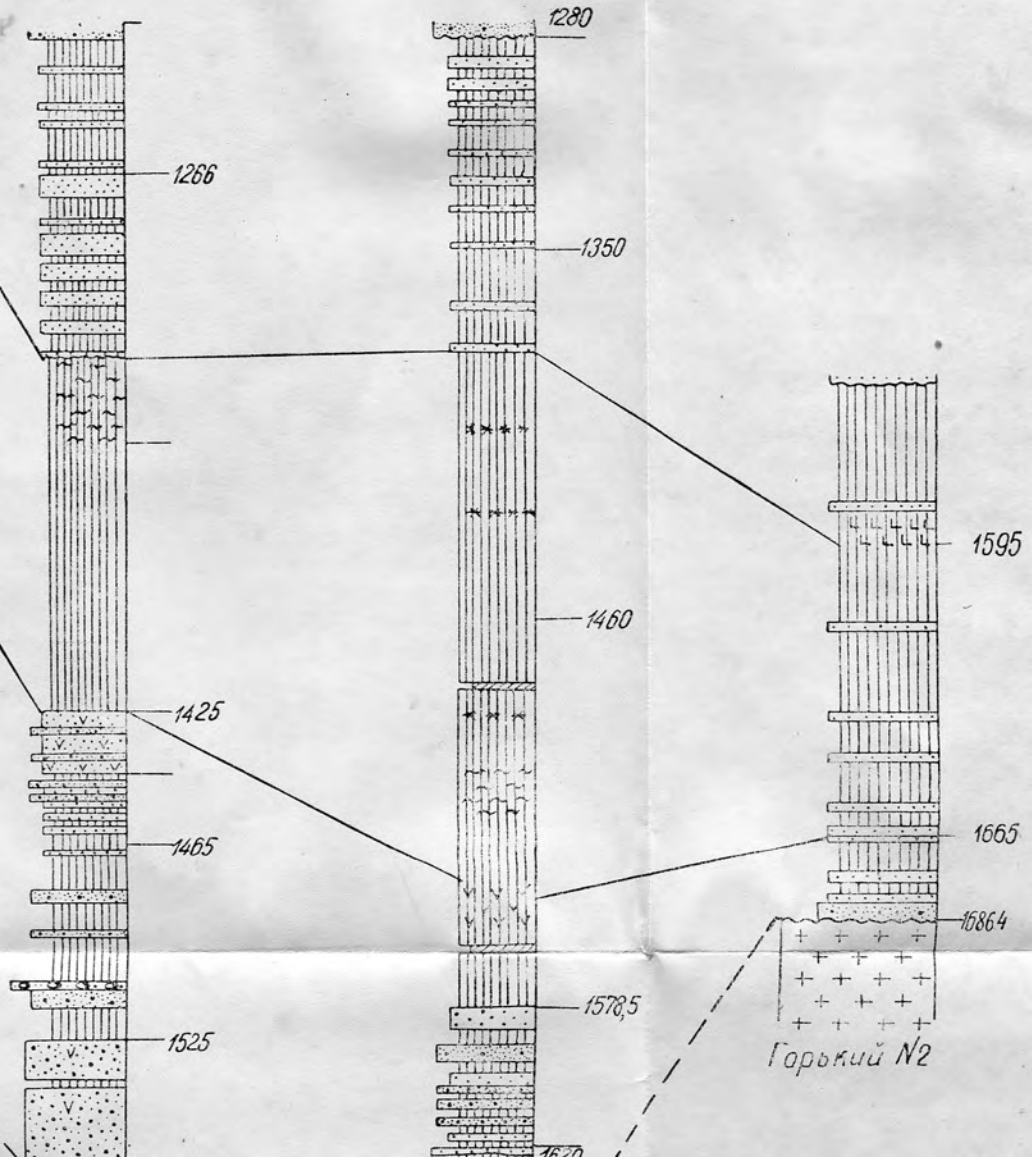
102

149

168

129





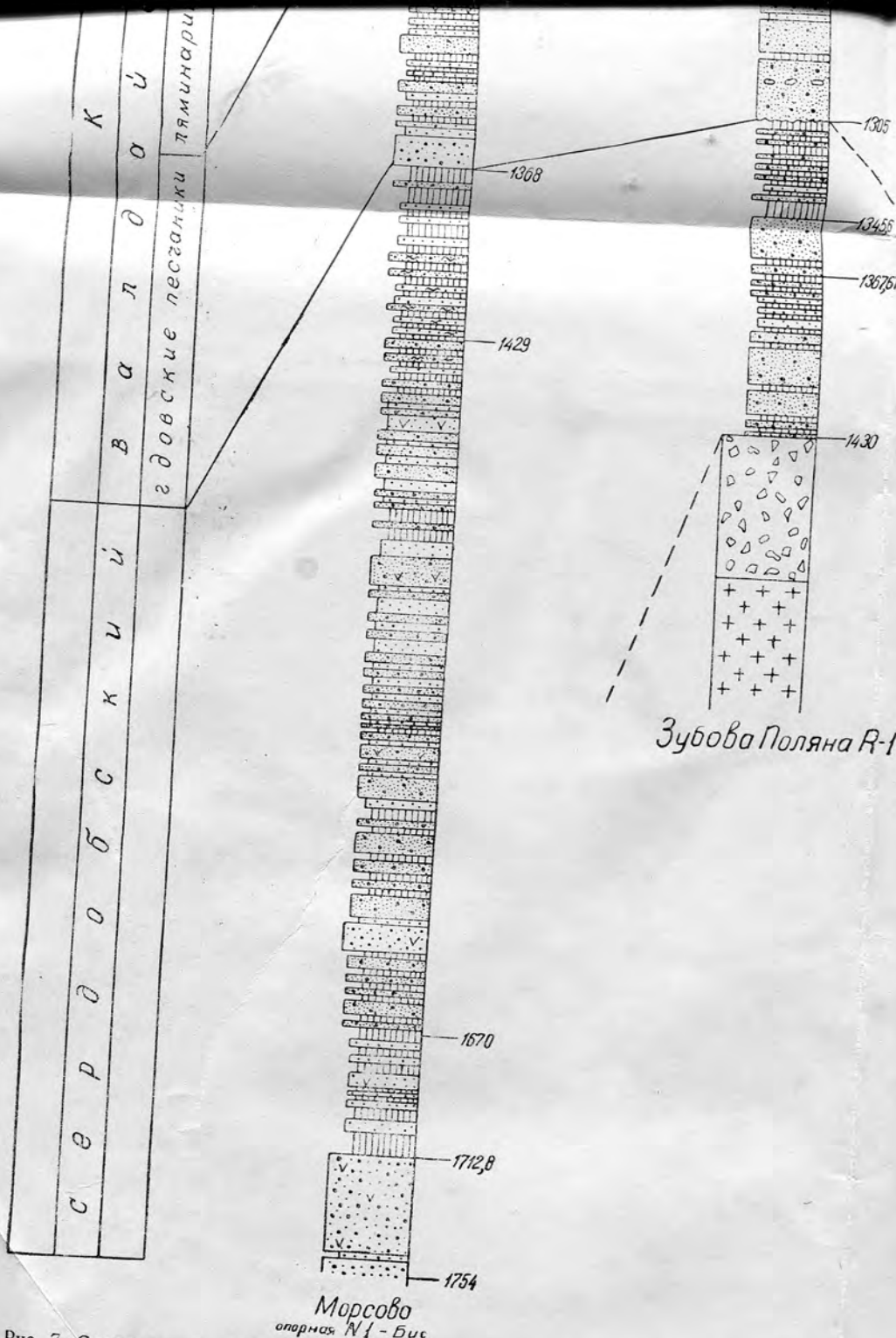
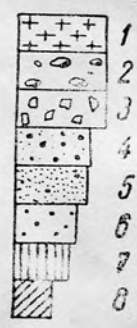
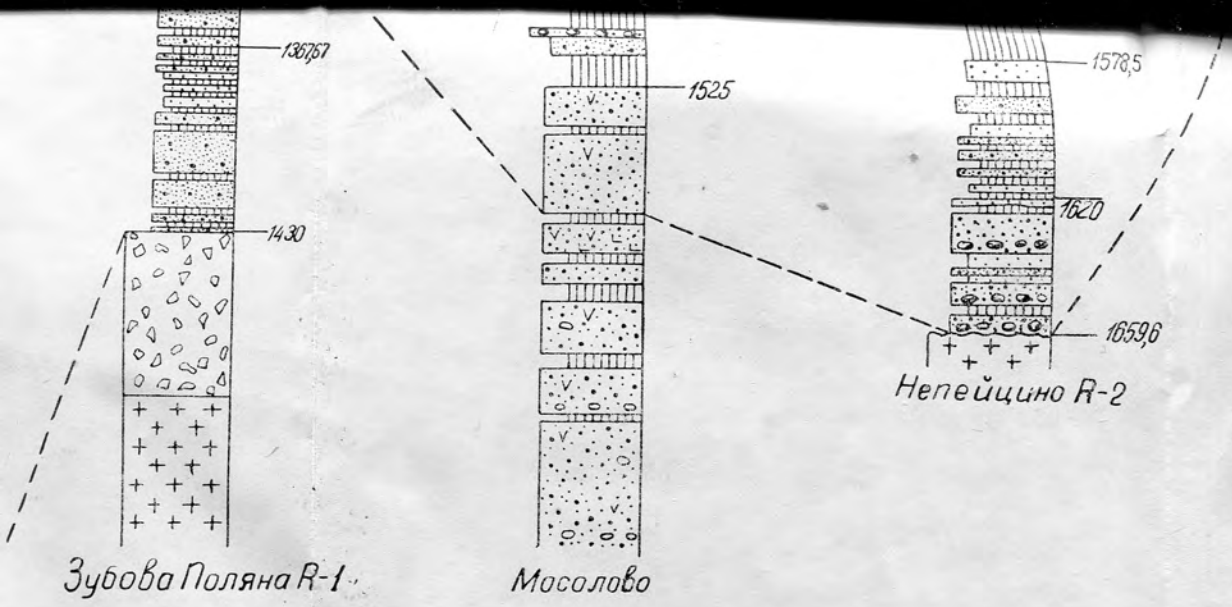
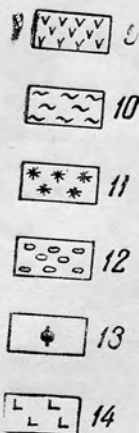
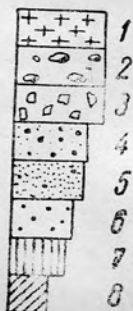
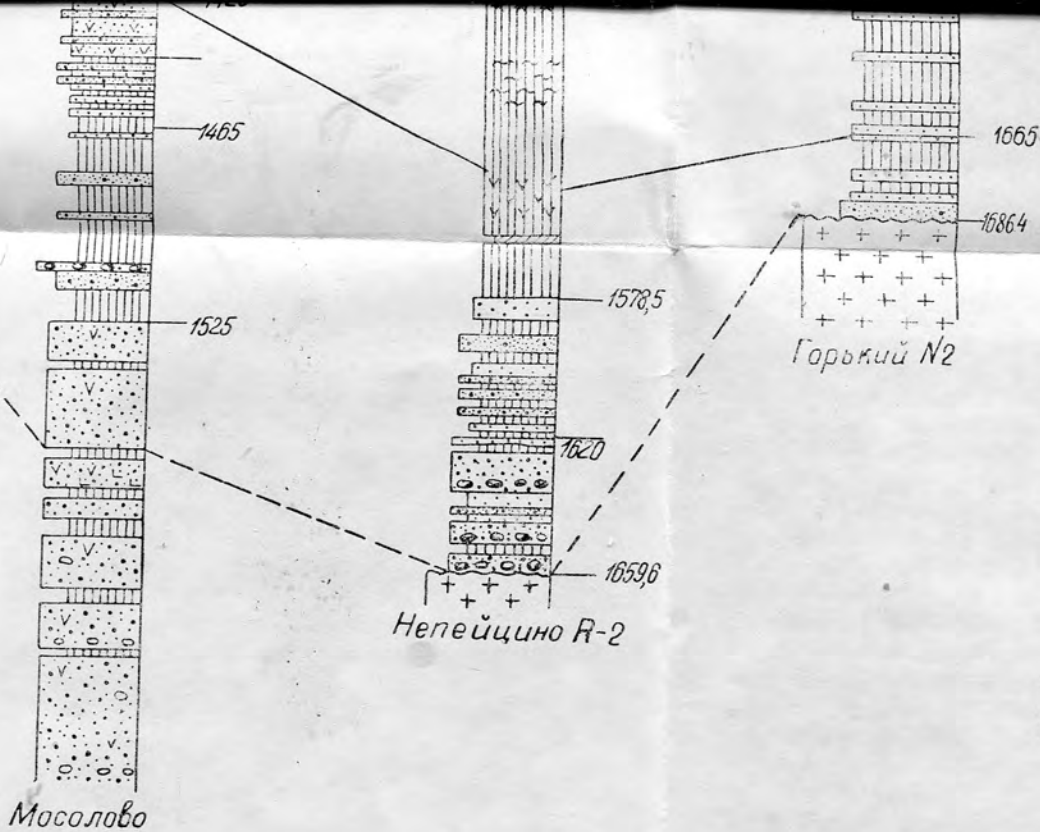


Рис. 7. Схема сопоставления разрезов додевонских отложений Центральных районов Русской платформы
 1—породы фундамента; 2—конгломерат; 3—брекчия; 4—песчаник крупнозернистый; 5—песчаник средне- и мелкозернистый; 6—алювиальные отложения; 7—глины; 8—глины; 9—глины; 10—глины; 11—глины; 12—барит; 13—барит; 14—вулканические породы



Результаты исследований Центральных районов Русской платформы. Составила М. М. Толстихина по материалам опорного бурения. 1—глина; 2—песчаная глина; 3—песчаная глина; 4—песчаная глина; 5—песчаник средне- и мелкозернистый; 6—алевролит; 7—глина; 8—известняк; 9—эффузивный материал; 10—битуминозный материал; 11—глина; 12—песчаная глина; 13—барит; 14—вулканическое стекло



ормы. Составила М. М. Толстихина по материалам опорного бурения МФ ВНИГРИ, 1954 г.
 -алевролит; 7-глина; 8-известняк; 9-эффузивный материал; 10-битуминозный материал; 11-сидерит; 12-галька;
 еское стекло

соотношения крупных морфологических форм этого рельефа позволяет выделить различные структурные элементы фундамента с различной направленностью геотектонического развития: а) выступы фундамента, с преобладающей тенденцией к поднятию; б) впадины фундамента с преобладающей тенденцией к опусканию.

Весьма вероятно, что эти крупные структурно-морфологические элементы фундамента отделялись один от другого зонами разломов. Об этом до некоторой степени свидетельствует размещение в плане разрезов, где пройдены туфогенные образования, или толщи, обогащенные эффузивным материалом, а также относительное количество туфогенных толщ в разрезах и их мощность (Мосолово, Зубова Поляна, Непейцино, Морсово). Описанные разрезы расположены в зонах перехода от структурно-морфологических элементов в другие, то есть в наиболее подвижных зонах.

Очень интересно сравнение разрезов Мосолово и Морсово. В Мосолово пачки туфогенных пород встречаются в интервале около 150 м, а в Морсово только в интервале 70 м. Мощность этих пачек, насколько можно судить по имеющимся данным, также более значительна в Мосолово. Есть некоторые основания предполагать наличие в последнем разрезе излившихся пород, во-первых, потому что в этом разрезе описаны сильно выветрелые породы с порфиroidной структурой, во-вторых, потому что в нем же описаны явления метасоматоза и замещения различных минеральных компонентов, преимущественно доломитом.

Учитывая местоположение Мосолово в структуре в краевой части древнего Рязано-Саратовского прогиба на стыке его с Воронежским кристаллическим массивом, можно предполагать, что здесь имели место разломы, которые служили и путями для проникновения вулканогенного материала и плоскостями перемещения одних структур фундамента по отношению к другим (в данном случае Рязано-Саратовского прогиба по отношению к Воронежскому поднятию).

В заключение можно сделать некоторые основные выводы.

1. Структура фундамента и рельеф его поверхности как отражение этой структуры играли громадную роль в формировании и распространении отложения древнейшего осадочного комплекса.

2. Древнейший бассейн проникал на территорию центральной части русской платформы с востока и юго-востока из северных районов современной Прикаспийской впадины. Есть основание думать, что заложение Прикаспийской впадины как структуры длительного прогибания произошло еще в докембрии.

3. Намечается три крупных этапа формирования древнейшего осадочного комплекса, свидетельствующие о непрерывном расширении площади осадконакопления. Особенно отчетливо это расширение видно при переходе от наиболее древнего (нижнего) этапа к среднему, отложения которого залегают трансгрессивно.

4. Необходимо отметить, что решение многих важных вопросов, касающихся древнего осадочного комплекса, лимитируется слабой степенью изученности разрезов и крайней недостаточностью фактического материала.

ЛИТЕРАТУРА

- Бакиров А. А. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности палеозойских отложений Среднерусской синеклизы. Гостоптехиздат, 1948.
- Бакиров А. А. Геологическое строение и нефтеносность Татарской АССР. Госстройтехиздат, 1948.
- Дикенштейн Т. В., Козлов В. П. Новые данные о кембрийских отложениях Старицкого района. ДАН СССР, т. XXXIII, № 1, 1952.
- Заварицкий А. Н. и Батулин В. П. Петрографическое исследование нижней части палеозойского осадочного комплекса и его кристаллического основания в районе Москвы. Сборник памяти А. Д. Архангельского. Изд. АН СССР, 1951.

Завидонова А. Г. Литолого-стратиграфическая характеристика девонских и нижнепалеозойских отложений Калужского р-на. Сборник «К геологии центральных областей Русской платформы». Госгеолиздат, 1951.

Келлер Б. М. Рифейские отложения краевых прогибов Русской платформы. Тр. ИГН, вып. 109, сер. геол., № 37, 1952.

Кондратьева М. Г. и Енгуразов П. И. Девонские отложения Саратовского Поволжья. Изв. АН СССР, № 2, 1951.

Копелиович А. В. Нижнекембрийские и силурийские (?) отложения в центральной части Московской синеклизы. ДАН СССР, т. LXXI, № 6, 1950.

Копелиович А. В. К характеристике палеозойских отложений северо-западного Подмосковья по данным бурения в районе ст. Редкино. Сборник «К геологии центральных областей Русской платформы». Госгеолиздат, 1951.

Копелиович А. В. Некоторые вопросы стратиграфии нижнего кембрия центральных областей Русской платформы. ДАН СССР, т. LXXVIII, № 5, 1951.

Копелиович А. В. Древнейшие отложения осадочного покрова Подмосковья. Труды ВНИИГАЗ. Гостоптехиздат, 1953.

Лоджевский И. Г., Тихомиров С. В., Лобанов К. М. О древнепалеозойском возрасте пестроцветной толщи в районе г. Калуги. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1951.

Люткевич Е. М. К вопросу о развитии древнейших палеозойских отложений на Русской платформе. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1952.

Митгарц Б. Б. и Толстихина М. М. Основные этапы развития докембрийского фундамента западной части Русской платформы. Труды ВСЕГЕИ. Материалы по геологии Европейской части СССР, Госгеолиздат, 1952.

Пистрак Р. М. Палеогеография девона Подмосковной котловины и смежных с нею областей. БМОИП, № 3, т. XVI, 1938.

Пистрак Р. М. О возрасте нижней части осадочной серии Боенской скважины. Советская геология, № 10, 1940.

Пистрак Р. М. Фации девонских и каменноугольных отложений Русской платформы и связь их со структурой. Труды ИГН, вып. III, 1950.

Пистрак Р. М. Додевонские и девонские отложения центральной части Русской платформы. Сб. «Девон Русской платформы». Гостоптехиздат, 1953.

Пистрак Р. М., Сытова В. А. О девонских и нижнепалеозойских отложениях западной части Московской синеклизы. Сборник «К геологии центральных областей Русской платформы». Госгеолиздат, 1951.

Постникова И. Е. Нижнепалеозойские отложения р-на г. Сердобска. Вопросы геологии и геохимии нефти и газа. Тр. ВНИИГАЗ, 1953.

Смирнова Н. В. К характеристике нижнепалеозойских и девонских отложений, вскрытых в районе г. Боровска. Сборник «К геологии центральных областей Русской платформы». Госгеолиздат, 1951.

Соколов Б. С. О возрасте древнейшего осадочного покрова Русской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1952.

Соколов Б. С. Стратиграфическая схема нижнепалеозойских (додевонских) отложений северо-запада Русской платформы. Гостоптехиздат, 1953.

Сытова В. А. К стратиграфии палеозоя Пачелмского р-на. Сборник «К геологии центральных областей Русской платформы». Госгеолиздат, 1934.

Тимофеев Б. В. Стратиграфия и палеонтологическая характеристика терригенной толщи нижнего палеозоя северо-западной части Русской платформы. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук, Гостоптехиздат, 1954.

Толстихина М. М. Девонские отложения центральной части Русской платформы и развитие ее фундамента в палеозое. Госгеолиздат, 1952.

Флоренский В. П. Новое в условиях образования бавлинских слоев Туймазинского района. Новости нефтяной техники, сер. геол., № 11, 1948.

Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1946.

Шатский Н. С. О границе между палеозоем и протерозоем и о рифейских отложениях Русской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1952.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Паффенгольц К. Н. Новые данные о возрасте эффузивов Центрального Кавказа (Эльбрус, Чегем-Нальчик, Казбек), лакколлитов Пятигорья и «гранитов Главного хребта»	5
Дубинский А. Я. К вопросу о происхождении Донецкого бассейна	25
Дубинский А. Я. Новые данные по тектонике восточной части Большого Донбасса	42
Цибовский Н. И. Палеозой Центрального Предкавказья	52
Миклухо-Маклай К. В. Верхнепермские отложения Северо-Западного Кавказа	60
Волкова Н. С. К вопросу о стратиграфии и фаунистической характеристике майкопских отложений Центрального Предкавказья	79
Волкова Н. С. Неоген Центрального Предкавказья	94
Ершова Г. И. К петрографо-минералогической характеристике песчано-глинистых нижнемеловых отложений Дагестана	108
Борзова В. Н. Литолого-стратиграфическая характеристика отложений мезозоя и палеозоя Нагутской опорной скважины	128
Гейслер А. Н. Региональные закономерности и основные этапы образования солянокупольных структур Прикаспийской низменности	132
Зоричева А. И. К стратиграфии палеозойских отложений севера Русской платформы	153
Иголкина Н. С. О возрасте песчано-глинистых пород «Зимнего берега» Белого моря	169
Гейслер А. Н. Новые данные по стратиграфии и тектонике нижнего палеозоя северо-западной части Русской платформы	174
Брунс Е. П. История развития Припятского прогиба в палеозое	185
Толстихина М. М. К познанию древнейших осадочных отложений центральных районов Русской платформы	208

Материалы всесоюзного научно-исследовательского
геологического института (ВСЕГЕИ)

МАТЕРИАЛЫ ПО ГЕОЛОГИИ ЕВРОПЕЙСКОЙ
ТЕРРИТОРИИ СССР

Редактор *М. М. Толстихина*
Редактор издательства *Л. С. Степанова*
Техн. редактор *О. А. Гурова*
Корректор *Э. Г. Агеева*

Сдано в набор 29/II 1956 г.
Подписано в печать 29/V 1956 г.
Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Печ. л. 19,76+11 вкл.
Бум. л. 9. Уч.-изд. л. 23,60
Тираж 2000 экз. Т 05053
Заказ № 414. Цена 17 р. 50 к.

Картфабрика Госгеолтехиздата

ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
27	10 снизу	с, ѝ,	с ₁ ѝ,
31	19 снизу	<i>Endothura</i>	<i>Endothyra</i>
37	28 снизу	все далее к югу. От Главной антиклинали	все далее к югу от Главной антиклинали
37	6 снизу	цию к слиянию в единый прогиб с Северным донецким прогибом где-то	одновозрастными накоплениями северной ветви прогиба, мог
42	12 сверху	горных элементов	главных элементов
51	5 снизу	Тетяев М. М. Геотектоника Донецкого бассейна. БМОИП, т. I, 15/4, 1937	Не читать
54	6 снизу	обломком	обликом
82	17 снизу	<i>Cilicides</i>	<i>Cibicides</i>
100	15 снизу	<i>Mactra</i>	<i>Mactra</i>
157	3 снизу	<i>Canophyton</i>	<i>Conophyton</i>
196	28 снизу	<i>Productella herminae</i>	<i>Productella herminae</i>
198	14 сверху	<i>Trech</i>	<i>Frech</i>
211	14 снизу	С краевой дальнейших	В краевой древнейших

Материалы по геологии Европейской территории СССР