

Sanitized Copy Approved for Release 2010/08/05 : CIA-RDP80T00246A036200010025-2

ОЧЕРКИ ПО ГЕОЛОГИИ СССР

ОЧЕРКИ
ПО ГЕОЛОГИИ
СССР

2

1957

Sanitized Copy Approved for Release 2010/08/05 : CIA-RDP80T00246A036200010025-2

STAT

Page Denied

ТРУДЫ
ВСЕСОЮЗНОГО НЕФТЯНОГО НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО
ГЕОЛОГО-РАЗВЕДОЧНОГО ИНСТИТУТА (ВНИГРИ)

ВЫПУСК 101

ОЧЕРКИ
ПО ГЕОЛОГИИ СССР

(ПО МАТЕРИАЛАМ ОПОРНОГО БУРЕНИЯ)

Том 2



ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
НЕФТЯНОЙ И ГОРНО-ТОПЛИВНОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

Ленинград • 1957

11—5—4

АННОТАЦИЯ

Второй том «Очерков по геологии СССР» составлен на основании результатов опорного бурения и содержит статьи обобщающего характера по геологии Тимано-Печорской провинции, севера и северо-запада Русской платформы, Белоруссии, центральных областей Русской платформы, Западной Украины и Днепровско-Донецкой впадины.

В статьях много внимания уделено залеганию кристаллического фундамента платформы, строение которого освещается большинством авторов по данным опорного и разведочного бурения и различных видов геофизических исследований.

Книга рассчитана на широкий круг геологов и может служить пособием для преподавателей курса «Геология Советского Союза», а также для студентов последних курсов вузов и втузов, где изучается геология.

Обозначение «Новая серия» на трудах ВНИГРИ прекращено, начиная с выпуска 101. Последовательность нумерации выпусков сохраняется.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Второй том геологических очерков по итогам опорного бурения охватывает большую часть территории Русской платформы. В нем помещено 8 статей, рассматривающих крупные геотектонические области Европейской части Советского Союза, а именно: Тимано-Печорскую провинцию, север, северо запад и центральную часть Русской платформы, западную часть Украины и Днепровско-Донецкую впадину.

Статьи этого тома дают в большинстве случаев неравномерное освещение стратиграфического разреза; в частности, фаунистическая характеристика ярусов, горизонтов, слоев приводится в небольшом объеме, поэтому представленные разрезы опорных скважин являются основным фактическим материалом для суждения о геологии областей.

Для увязки геологии соседних районов авторы приводили разрезы опорных скважин смежных участков, но стратиграфическая интерпретация разрезов разными авторами иногда существенно расходилась. Это относится к опорным скважинам Любима и Солигалича, по которым разбивка разреза девонских и додевонских отложений получила весьма различное толкование в статьях Е. М. Люткевича, М. И. Пейсика и П. Г. Суворова с коллективом московских геологов, ввиду чего разрезы этих скважин приводятся в обеих статьях. Эти расхождения обусловлены частично тем, что Е. М. Люткевич и М. И. Пейсик, наряду с другими геологами, из кембрия выделяют эокембрий, а при расчленении девонских отложений критически разбирают опубликованные материалы и приходят к выводу о необходимости другого расчленения разреза. Некоторые расхождения в проведении стратиграфических границ по одним и тем же опорным скважинам наблюдаются и в других статьях.

В соответствии с решениями совещаний, принятыми в период 1950—1953 гг. по стратиграфической классификации по додевонским, девонским, каменноугольным, пермским и мезозойским отложениям, в этом томе во всех статьях проведено единообразие в названии стратиграфических единиц.

Всесоюзным совещанием по общим вопросам стратиграфической классификации, состоявшимся во ВСЕГЕИ 17—22 января 1955 г., предложено установить «единую» стратиграфическую шкалу с выделением в ней следующих соподчиненных единиц различного географического распространения: группа, система, отдел, ярус, горизонт или зона, слои. Вспомогательные региональные стратиграфические подразделения по предложению Совещания следует применять в порядке их соподчинения: серию, свиту, пачку, пласт.

В связи с этим решением в статьях по опорному бурению как в тексте, так и на разрезах скважин, следовало бы для фаунистически охарактеризованных отложений выделять горизонты или биостратиграфические зоны,

а затем подчиненные им слои. Такой последовательности подразделения авторы в представленных статьях не придерживались. В частности, при описании девонских отложений охарактеризованы не биостратиграфические зоны или горизонты, а соответствующие им слои, имеющие местное название.

По техническим условиям на разрезах скважин в одной и той же графе помещены горизонты (по карбону), слои (по девону и додевонским отложениям), а местами свиты.

В настоящем томе большое внимание уделяется строению кристаллического фундамента. В статьях, характеризующих отдельные районы, приводятся карты строения фундамента в изогинсах и многочисленные профили. Помимо этого, в сборнике помещены структурные карты фундамента Русской платформы, составленные П. Г. Суворовым и Э. Э. Фотиади, которые в общих чертах сходятся между собой, но по отдельным участкам имеют существенные расхождения, что обусловлено методом построения карт и различной степенью использования геофизических данных. Отдельные участки этих карт частично расходятся с картами, составленными для северо-запада Русской платформы и Белоруссии Е. М. Люткевичем и М. И. Пейсигом.

Из представленных карт кристаллического фундамента Русской платформы наиболее обоснованной является карта, составленная Э. Э. Фотиади. Эта карта сопровождается характеристикой строения фундамента по геофизическим исследованиям, что позволило автору по районам, не освещенным бурением, дать аргументированное построение структуры фундамента и в некоторых случаях выдвинуть новые погребенные своды и впадины.

Во втором томе очерков приводится много новых данных по геологии Русской платформы, представляющих интерес для решения ряда региональных геологических вопросов и позволяющих выявить перспективы газо-нефтеносности некоторых районов.

О. А. Солнцев и Т. И. Кушнарера

ТИМАНО-ПЕЧОРСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

ВВЕДЕНИЕ

Опорное бурение в северо-восточной части Коми АССР проводится, начиная с 1950 г. К 1954 г. закончены бурением две скважины — «Зеленец» и «Нижняя Омра». Находятся в бурении также две скважины — «Мутный Материк» и «Северная Мылва».

Кроме перечисленных опорных скважин, Ухтинским нефтяным комбинатом пробурено несколько структурно-стратиграфических скважин, с целью выяснения распространения продуктивных толщ девона на прилегающих площадях. Такими скважинами являлись: «Нюмылга», «Эжвадор» и «Покча».

Существенным недостатком для оценки геологического строения всей северо-восточной части Коми АССР является сосредоточенность бурения лишь на территории, расположенной в основном между Тиманским краем на западе и р. Печорой на востоке.

К западу от Тимана до фундамента пробурена всего одна скважина «Большие Пороги». Скважины, пробуренные в районе с. Аныб и верховьях Северной Кельтмы, фундамента не вскрыли и остановлены в девоне (фиг. 1).

При составлении очерка использованы, помимо результатов бурения опорных скважин, также данные структурно-стратиграфических скважин, разведочного бурения и научно-исследовательских работ, произведенных в ЦНИЛе Ухтинского комбината.

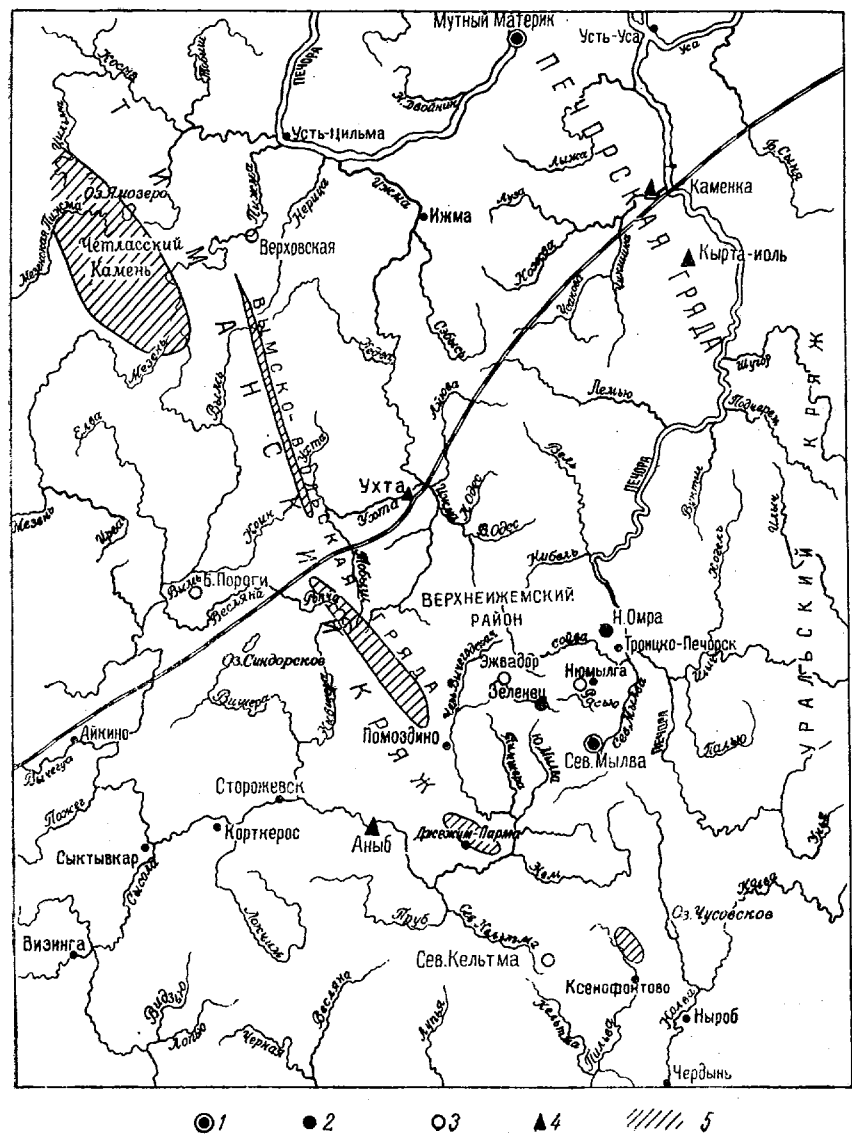
В составлении очерка принимали участие: Т. И. Кушнарера, написавшая раздел «Объем опорного бурения», и О. А. Солнцев, написавший раздел «Тектоника». Раздел «Стратиграфия» составлен Т. И. Кушнаревой и О. А. Солнцевым совместно.

ОБЪЕМ ОПОРНОГО БУРЕНИЯ

К 1954 г. Ухтинским комбинатом закончены бурением две опорные скважины — «Зеленец» и «Нижняя Омра». Скважина «Зеленец» была заложена на северо-восточном крыле Эжвадорской структуры с целью выявления разреза этой части района и уточнения юго-западной границы области распространения продуктивных фаций.

Бурение скважины проводилось в 1950—1951 гг. Отбор керна до 500 м проводился по кренинутому дублеру. Ниже 500 м керн поднимался через

каждые 10 м 5-метровыми долблениями. В интервале 699—927 м проводился сплошной отбор керна.



Фиг. 1. Схема расположения опорных и структурно-стратиграфических скважин в северо-восточной части Коми АССР. Составил О. А. Солнцев.

1 — опорная скважина в бурении, 2 — опорная скважина пробуренная, 3 — структурно-поисковая скважина, 4 — разведочная скважина, 5 — выход на поверхность метаморфических сланцев.

Выход керна по скважине составил 54,9%. Отбор шлама был начат с глубины 452 м. Выше отбор шлама не проводился, так как отсутствовала круговая циркуляция в скважине. Дополнительные образцы по отдельным

интервалам были взяты боковыми грунтоносками. Скважина прошла 927,1 м и была остановлена в породах кристаллического фундамента (см. фиг. 2).

Опорная скважина «Нижняя Омра» была заложена в районе юго-восточного погружения Южного Тимана с целью уточнения разреза юго-восточного Притиманья и прослеживания продуктивных фаций в этом направлении. Бурение скважины проводилось в 1950—1952 гг. Скважина прошла 1970,1 м и остановлена в породах кристаллического фундамента (фиг. 2).

Отбор керна проводился до 500 м крелиусным дублером, ниже — по роторной скважине через 25 м проходки 5-метровыми долблениями. В интервале 870—1195 м скважина проходила со сплошным отбором керна. Выход керна составляет 64,18%. Отбор шлама проводился через 2 м по всему разрезу скважины. Дополнительные образцы отбирались боковыми грунтоносками.

Изучение материалов опорных скважин проводилось в ЦНИЛе Ухтинского комбината.

Материалы опорных скважин дали возможность в значительной степени уточнить и детализировать представления о строении фундамента и осадочного чехла в исследуемом районе, провести полный комплекс геохимических исследований, а также значительно дополнить палеонтологическую характеристику разреза. Особый интерес представил керновый материал, отобранный из верхней части девонских отложений, а также из нижней части разреза осадочной толщи (так называемый доверхнеживетский комплекс), так как разведочные скважины эти интервалы проходят, как правило, без отбора керна.

Петрографическая обработка материалов опорных скважин проводилась петрографами ЦНИЛа Ухтинского комбината В. А. Калюжным, Л. В. Добротворской, К. П. Ивановой, Р. П. Осиповой, Т. И. Кушнareвой. Брахиоподы определялись М. И. Нефедовой, остракоды — Г. П. Мартыновой, фораминиферы — П. П. Воложаниной, А. В. Дуркиной и сотрудницей ВНИГРИ Е. В. Быковой, споры — И. А. Войтович. Изучение вод и водных вытяжек производилось Н. М. Костиной, люминесцентные и спектральные анализы — С. С. Гейро.

Основные результаты изучения материалов опорных скважин приводятся ниже.

СТРАТИГРАФИЯ

Данные опорных скважин в сочетании с глубоким поисково-структурным и разведочным бурением и геофизической разведкой дают возможность судить о геологии юго-восточного Притиманья и Печорской гряды — двух разнородных областей, расположенных на окраинах Тимано-Печорской газонефтеносной провинции. Центральная и северная части провинции изучены лишь геофизической разведкой, и об их геологическом строении можно судить только на основании общих построений.

Тимано-Печорская провинция охватывает обширную территорию северо-восточной части Коми АССР от Тиманского кряжа на западе до западного склона Урала на востоке. На юге и севере ее границы определяются неточно, вследствие недостаточной изученности этих площадей. Возможно, что южной границей распространения промышленной нефтеносности и газоносности девонских отложений является выступ древнепалеозойских пород, протягивающийся от Джемим Пармы в сторону г. Чердыни. К югу от этого выступа, в Молотовской области, а также в верховьях р. Северной

Кельтмы и по р. Вычегде у с. Аныб, вновь появляются девонские отложения, синхроничные продуктивным толщам Тимано-Печорской провинции.

На территории провинции развита мощная толща палеозойских и мезозойских, преимущественно морских осадков, прикрытая четвертичными, в основном ледниковыми отложениями, местами мощностью свыше 130 м.

КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ ФУНДАМЕНТ

Древние кристаллические породы, слагающие основание Русской платформы, в пределах провинции неизвестны. Фундаментом, на котором формировались осадочные образования, служат интенсивно дислоцированные метаморфические сланцы, прорванные интрузиями преимущественно щелочных пород.

Сланцевый фундамент был вскрыт в опорной скважине «Зеленец» на глубине 867 м и в разведочной скважине «Эжвадор» на глубине 578 м.

В скважине «Зеленец» породы фундамента представлены в нижней части хлоритово-слюдисто-кварцевыми сланцами, в верхней части — сидерито-кварцево-серицитовыми, несколько оталькованными. В большом количестве присутствуют сферолиты сидерита, по трещинам и плоскостям напластования отмечаются незначительные примазки твердого битума, легко загорающего от спички. Сланцы в сильной степени дислоцированы, первичная слоистость располагается под углом 65—70°, плоскость кливажа — под углом 45—50° к керну.

Скважина «Нижняя Омра» в основании осадочной толщи на глубине 1952 м вскрыла интрузию, представленную гранитом двуслюдяным, бледно-розового цвета. Порода под микроскопом имеет разнотельную и порфировидную структуру (благодаря выделению фенокристаллов полевого шпата), состоит из плагиоклаза, кварца, калиевого полевого шпата, биотита, мусковита и аксессуарных (титанит, циркон, апатит, турмалин). Вторичные минералы представлены серицитом, пеннином, сагенимом и лейкоксеном. Непосредственно на гранитах залегает небольшой мощности (10—12 м) кора выветривания.

Среди пород фундамента наибольшим распространением пользуются кварцево-серицитовые сланцы, характерные для эпизоны. На участках проявления интрузивных пород наблюдаются ясно выраженные явления контактового метаморфизма.

Метаморфические сланцы расчленяются на четыре свиты общей мощностью свыше 6000 м (табл. 1). Нижняя из свит — четласская — условно отнесена к верхнему протерозою (риффею), а верхние три — к древнему палеозою. Складчатая структура сланцев простирается на севере под азимутом 290—310° и на юге 315—320°. Возраст складчатости определен как салаирский. В конце древнего палеозоя складчатая структура сланцев была нарушена крупными разрывами сбросового типа, обладающими близким к меридиональному простиранием (350—355°). Эти разломы, видимо, связаны с заложением к востоку от исследуемой провинции Уральской геосинклинали, что, наряду с общим погружением фундамента к востоку, явилось одним из основных контролирующих факторов формирования геологического строения провинции в верхнем палеозое. Складчатая структура фундамента, в свою очередь, контролирует форму и ориентировку крупных платформенных поднятий, наложивших отпечаток на детали распределения палеозойских фаций.

Таблица 1

Сопоставление схем стратиграфического расчленения метаморфических сланцев Тимана

Средний Тиман (Э. Кальберг) 1940—1943 гг.		Южный Тиман (О. Солнцев) 1941—1943 гг.		Тиман (О. Солнцев) 1947—1950 гг.	
Кембри	Быстрицкая (Свида)	Оселковые сланцы Скорлуповатые доломиты и мраморы с <i>Collenia</i> , <i>Gimnosolen</i> , <i>Gimnosolen</i> , <i>Selenopora timanica</i> Глинистые сланцы	Скорлуповатые доломиты и мраморы с <i>Collenia</i> , <i>Gimnosolen</i> , <i>Selenopora</i> и др. В нижней части глинистые сланцы	Быстрицкая (Свида)	Оселковые сланцы Скорлуповатые доломиты и мраморы с <i>Collenia</i> , <i>Gimnosolen</i> , <i>Selenopora timanica</i> Мощность свыше 2000 м
	Авюгская (Дюкежская) (Свида)	Кварциты	Кварциты в верхней части, переходящие в сланцы	Ворожская (Свида)	В верхней части глинистые сланцы В средней части сланцы и кварциты В основании шиферы Мощность 1000—2000 м
Кембри		Дюкежская (Свида)		Дюкежская (Свида)	Кварциты Мощность 200—300 м
Перерыв и угловое несогласие					
Протерозой	Четясская (Свида)	Серпичито-кварцевые сланцы и микрокварциты с подчиненными слоями кварцита	Серпичито-кварцевые сланцы и микрокварциты	Четясская (Свида)	Серпичито-кварцевые сланцы и микрокварциты с подчиненными слоями кварцитов Мощность 2000 м
	Протерозой	Почурская (Свида)		Протерозой	

ИЖМА-ОМРИНСКИЙ ДОВЕРХНЕЖИВЕТСКИЙ КОМПЛЕКС

В комплекс включается мощная толща фаунистически нехарактеризованных пород, залегающая на породах фундамента и несогласно перекрываемая верхнеживетскими отложениями.

В разрезе озорной скважины «Зеленец» эта толща отсутствует, и породы верхнеживетского подъяруса ложатся непосредственно на сланцевый фундамент. В скважине «Нижняя Омра» вскрыт наиболее полный разрез свит. Здесь четко выделяются три литологические пачки: нижняя пачка светлых песчаников — седиольская свита (подкрасноцветная), средняя пачка — нибельская свита (красноцветная) и верхняя пачка — васькерская свита (карбонатная) (фиг. 2).

Седиольская свита вскрыта скважиной «Нижняя Омра» в интервале 1813—1947 м. Мощность ее 134 м. Представлена она песчаниками разнозернистыми, кварцевыми, белыми сахаровидными или светлорозовыми, встречаются прослои незначительной мощности красно-бурых песчаников и каолинистых глин (в нижней части). Палеонтологические остатки и споры в этой части разреза не найдены.

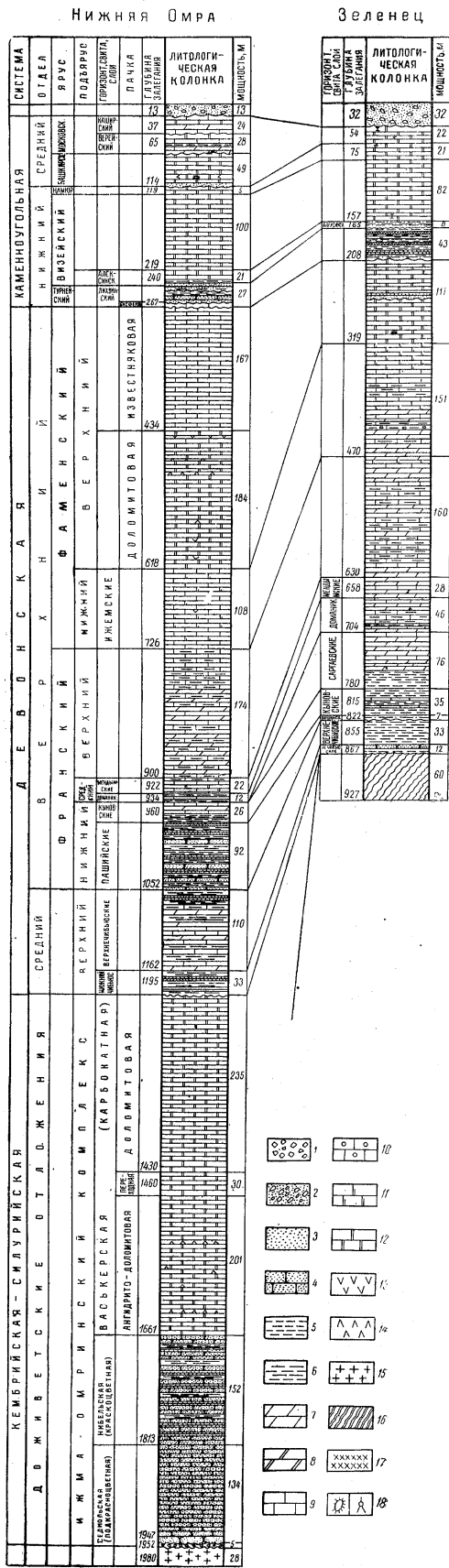
Нибельская свита вскрыта в интервале 1661—1813 м. Мощность ее 152 м. Представлена свита переслаиванием песчаника розового и красно-бурого, разнозернистого, горизонтально- и косослоистого, красно-бурого аргиллита и алевролита. В нижней части свиты в красно-бурых песчаниках четко выделяются неправильной формы пятна осветленной породы. Палеонтологически эта свита также не охарактеризована.

Васькерская свита вскрыта в скважине «Нижняя Омра» в интервале 1195—1661 м. Мощность 466 м. Представлена она в нижней части доломитами серыми, реже красно-бурыми, иногда глинистыми, с включениями ангидрита в пустотах и по трещинам и в виде тонких прослоек, с микропрослоями глинистых битуминозных сланцев. В верхней части свиты доломит серого и светло-серого цвета, тонко- и мелкозернистый, иногда с неясной слоистой текстурой. В пределах свиты отмечаются редкие остатки фауны брахиопод (*Rhynchonellidae*) плохой сохранности и перекристаллизованные кораллы.

Отложения ижма-омринского комплекса залегают на размытой поверхности метаморфических сланцев и полого наклонены к востоку. В этом же направлении заметно убывают мощности нижних терригенных свит и возрастает мощность карбонатной свиты. Западная граница ижма-омринского комплекса определяется крупным сбросом, к западу от которого отложения комплекса смыты, и верхнеживетские (чибьюские) отложения залегают непосредственно на сланцах.

Приведенные данные указывают на наличие тектонического несогласия между ижма-омринским комплексом и вышележащими верхнеживетскими отложениями.

Возраст описанного комплекса в настоящее время не установлен, что объясняется, во-первых, отсутствием фаунистических указаний, во-вторых, недостаточно уверенной корреляцией этой части разреза с другими изученными разрезами. Предположительно считают возраст свит, входящих в комплекс, не древнее верхнего силура. Седиольскую свиту датируют верхним силуром, нибельскую свиту — эйфелем или нижним девонам, карбонатную толщу — нижним живетом, по аналогии с широко распространенной на платформе сульфатно-карбонатной толщей.



Фиг. 2. Разрезы опорных скважин Тимано-Печорской провинции:

1 — брекчия, 2 — доломит и галька, 3 — песок, 4 — песчаник, 5 — глина, 6 — аргиллит, сухая глина, 7 — мергель, 8 — мергель доломитовый, 9 — известняк, 10 — оолитовый известняк, 11 — известняк доломитизированный, 12 — доломит, 13 — гипс и загниваемость, 14 — ангидрит, 15 — грациоллы, 16 — метаморфические сланцы, 17 — прослойка угля, 18 — уверенность и недреватость.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Живетский ярус

Заведомые живетские отложения, охарактеризованные фауной или споровыми комплексами, начинаются на Южном Тимане отложениями III пласта или нижнечибыюских слоев, которые широко распространены на Южном Тимане и Притиманье. В составе живетских отложений выделяются нижнечибыюские и верхнечибыюские слои.

Н и ж н е ч и б ь ю с к и е с л о и (базальные) вскрыты опорными скважинами «Нижняя Омра» в интервале 1162—1195 м и «Зеленец» — в интервале 855—867 м. В скв. «Зеленец» этот горизонт располагается непосредственно на денудированной поверхности сланцевого фундамента. Мощность его 11,5 м. В основании залегает конгломерат с сидерито-лейкоксеново-кварцевым цементом, переходящий выше в гравелит. На нем залегают аргиллиты алевроитистые с прослоями глинистых алевролитов. В верхней части преобладает песчаник кварцевый мелкозернистый, слабо битуминозный, с прослоями аргиллита. На плоскостях напластования — обильный растительный детрит.

В районе Нижней Омры этот горизонт трансгрессивно залегает на доломитах васькеркской свиты. Мощность его здесь достигает 33 м. В основании горизонта также отмечается прослой гравелита, выше — закономерное чередование песчаников серых, тонкозернистых, с песчанистыми и глинистыми алевролитами и аргиллитами серого и зеленовато-серого цвета. Повсеместно отмечается обильный растительный детрит.

Из органических остатков в пределах нижнечибыюских слоев определены только споры (по разрезу Зеленецкой скважины). И. А. Войтович приводит следующей комплекс спор: *Leiotriletes atavus* N a u m., *Trachytriletes solidus* N a u m., *Lophotriletes minor* N a u m., *L. rugosus* N a u m., *Hymenozonotriletes rugosiusculus* N a u m., *Retusotriletes gibberosus* N a u m., *R. devonicus* N a u m.

Верхнечибыюские слои вскрыты в скважине «Зеленец» в интервале 822—855 м. Мощность — 33 м. Они представлены серыми, зеленовато-серыми аргиллитами, с прослоями алевролита, глинистого известняка и сидерита. Встречаются сферолиты сидерита и шамозитовые оолиты. Отмечаются скопления растительных остатков.

В скважине «Нижняя Омра» верхнечибыюские слои выделены в интервале 1052—1162 м. Мощность их здесь резко увеличивается и достигает 110 м. В отличие от более западных районов, в верхнечибыюских слоях Нижнеомринской скважины большое развитие получают известняки серые, зеленовато-серые, плотные или глинистые, комковатые. Встречаются прослой аргиллитов и мергелей. В самой верхней части горизонта выделяется прослой песчаника кварцевого с сидеритовым цементом.

В пределах горизонта определен следующий комплекс фауны: *Lingula* aff. *loewinsoni* W e n., *L.* cf. *subparallela* S a n d., *Emanuella* ex gr. *subumbona* (H a l l), *Atrypa* ex gr. *reticularis* L i n n., *A. aspera* S c h l o t h., *Schizophoria* ex gr. *striatula* (S c h l.), *Ontaria* aff. *tchernyschevi* Z a m., *Spirorbis* cf. *omphalodes* G o l d f.; рыбные остатки и остракоды (новые виды) — *Bairdia navicula* M a r t. (in coll.), *B. omriella* M a r t. (in coll.), *B. uncioida* M a r t. (in coll.), *Costatia timanica* M a r t. (in coll.), *Cavellina nibelia* M a r t. (in coll.), *Eurychilina stabilis* M a r t. (in coll.), *Russia levis* M a r t. (in coll.) и споры (по разрезу Зеленецкой скважины): в нижней части — *Leiotriletes atavus* N a u m., *Lophotriletes rugosus* N a u m., *L. minor* N a u m., *L. simplex* N a u m., *Stenozonotriletes stenoloncus* N a u m., *Retusotriletes*

devonicus N a u m.; выше в интервале 837—847 м дополнительно — *Archaeozonotriletes extensus* N a u m., *Arch. pustulatus* N a u m., *Arch. vulgaris* N a u m.; и в самой верхней части — *Leioiriletes atavus* N a u m., *Trachytriletes solidus* N a u m.; *Lophotriletes minor* N a u m., *Archaeozonotriletes basilaris* N a u m., *Arch. micromanifestus* N a u m., *Hymenozonotriletes rugosiusculus* N a u m.

Кроме того, в разрезах некоторых разведочных скважин юго-восточного Притиманья из верхнечибыюских отложений определены *Atrypa zonata* S c h n u r., *Emanuella subumbona* (H a l l) и *Calceola sandalina* Z a m.

Таким образом, отложения верхнечибыюских слоев по комплексу фауны брахиопод и остракод довольно уверенно относятся к живетскому ярусу. Возраст нижнечибыюских слоев определяется менее уверенно. Фаунистические остатки не дают основания для возрастных заключений. Что касается комплекса спор, то И. А. Войтович определяет комплекс из III пласта (нижнечибыюские слои), как нижнеживетский.

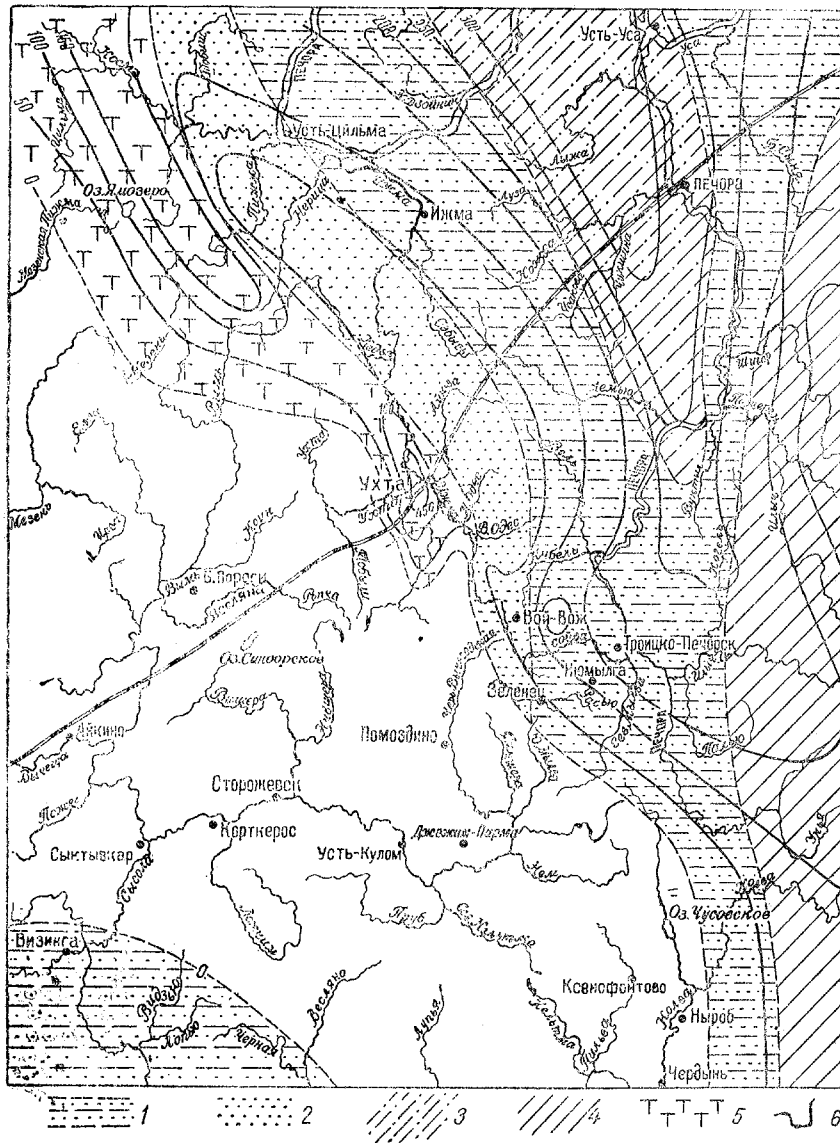
Большинство геологов, работающих на Тимане относит верхнечибыюские и нижнечибыюские слои к верхнеживетскому подъярусу, хотя встреченный здесь комплекс органических остатков позволяет предполагать более древний их возраст.

Верхнеживетские отложения в этом понимании широко распространены на Южном Тимане и в юго-восточном Притиманье и обычно хорошо выделяются в разрезах. Они повсеместно представлены мощным песчаным пластом (III пласт) с подчиненными ему слоями глин и аргиллитов. Наибольшей мощности пласт достигает в районе Ухтинского поднятия. К востоку и юго-востоку мощность пласта заметно убывает. Одновременно в его составе большую роль начинает играть алевролитовый и глинистый материал.

Верхнечибыюские слои характеризуются более разнообразным составом. В прилегающих к Тиману с северо-востока районах, в бассейнах рр. Цильмы, Печорской Пижмы и Ухты развит туфито-диабазовый комплекс. К юго-востоку в верховьях р. Ижмы он сменяется туфито-железняковым комплексом, в котором диабазы отсутствуют. Характерным для этого типа разреза является наличие прослоев оолитовых железняков. Далее к востоку появляются редкие пласты мергелей и известняков, исчезают железняки и туфиты. Уже к востоку от Вой-Возжа преобладают глины, аргиллиты и алевролиты с подчиненными им пластами известняков.

Установленное изменение вещественного состава разреза позволяет рассматривать туфито-железняковый комплекс как переходный от типичного эффузивного комплекса, характерного для восточнотиманского типа разреза к глинисто-карбонатному комплексу открытого моря, характерному для ижмапечорского типа разреза (см. фиг. 8). Это изменение состава отложений верхнечибыюских слоев находится в связи с общим изменением мощностей верхнеживетских отложений (фиг. 3). Характерно, что выклинивание туфито-диабазового комплекса и замена его туфито-железняковым сопровождается общим уменьшением мощностей живетских отложений. Это явление прослежено буровыми скважинами как к юго-востоку, так и к востоку от Ухты (табл. 2 и фиг. 3).

Верхнеживетские отложения трансгрессивно ложатся на разные горизонты ижма-омринского комплекса в северо-восточном Притиманье, главным образом к востоку от р. Ижмы. В Ухтинском районе и западной части Верхне-Ижемского района верхнеживетские отложения ложатся на размытую поверхность интенсивно дислоцированных метаморфических сланцев.



Фиг. 3. Схематическая карта равных мощностей живецких отложений Тимано-Печорской нефтеносной провинции. Составил О. А. Солнцев.

Типы разрезов: 1 — ижмапечорский, 2 — зона переходных разрезов, 3 — каменскопечорский, 4 — западноуральский, 5 — восточнотиманский, 6 — линии равных мощностей.

Отложению верхнеживецких осадков предшествовали разломные дислокации и, возможно, слабое изгибание нижележащих пород ижма-омринского комплекса. Все имеющиеся данные свидетельствуют, что образование верхнеживецких отложений протекало в условиях прерывистой разломной деятельности, обусловившей образование в Ухтинском районе и на Среднем Тимане мощных диабазово-туфитовых толщ и наличие тектонического несогласия между живецким и франским ярусами. К этому же

времени, по-видимому, необходимо относить заложение основных крупных элементов девонской структуры Тимано-Печорской провинции.

В районе Печорской гряды живецкие отложения вскрыты лишь в опорной скважине «Мутный Материк». Верхняя часть разреза представлена глино-алевритами и алевритами, обогащенными хлоритом. В нижней части скважиной вскрыто несколько мощных слоев песчаников. Разрез еще не изучен и границы живецких отложений окончательно не установлены. Условно их мощность можно считать больше 500 м.

Франский ярус

Отложения франского яруса широко развиты на Южном Тимане. В районе Ухты они выходят на поверхность, к востоку и юго-востоку перекрываются фаменскими отложениями.

В соответствии с унифицированной схемой, толща отложений франского возраста расчленяется на три подъяруса; к нижнему отнесены пашийские, кышовские и саргаевские слои, к среднему — доманиковские и мейдымские слои; к верхнему — ветласянская, сирачойская и ухтинская свиты ухтинского разреза.

Франские отложения ложатся трансгрессивно на размытую поверхность верхнего живета. Трансгрессия протекала в два этапа. Первый этап отвечает нижнепашийскому времени и протекал в обстановке затухающей разломной деятельности. Второй этап приурочен к верхнепашийскому времени.

Франская трансгрессия развивалась вплоть до саргаевского времени, в соответствии с чем в нижнефранских отложениях наблюдается закономерное изменение фациального состава с запада на восток и вверх по разрезу (табл. 2).

Если для нижнефранских отложений, формировавшихся в условиях растущей трансгрессии, характерна указанная смена фаций, то для вышележащих, особенно верхнефранских, отложений устанавливается другая закономерность. В прогибах, существовавших, по крайней мере, до конца верхнефранского времени, накопились преимущественно терригенные осадки, а на поднятиях — карбонатные. По-видимому, на протяжении верхнефранского времени происходило некоторое сокращение бассейна и общий подъем западной и центральной частей провинции, что обусловило появление доломитов в верхней части разреза и галогенной толщи в Ухтинском районе.

Нижнефранский подъярус

П а ш и й с к и е с л о и (песчано-глинистые) на Южном Тимане, так же как и повсеместно на западном склоне Урала, являются базальным горизонтом франской трансгрессии. Пашийские слои выделяются почти во всех разрезах Южного Тимана и юго-восточного Притиманья.

В скважине «Зеленец» пашийские слои вскрыты в интервале 815—822 м, мощностью 7 м. Они представлены алевритистыми аргиллитами и глинистыми алевролитами зеленовато-серого цвета, с прослоями и включениями сидерита.

В скважине «Нижняя Омра» пашийские слои вскрыты в интервале 960—1052 м и достигают мощности 92 м. Они представлены чередованием песчаников кварцевых серых и светло-серых, мелко- и среднезернистых, с сидеритовым и глинистым цементом, глинистых алевролитов серого цвета и аргиллитов серых, зеленовато-серых, тонкоотмученных или алевритистых. Встречаются включения и прослой сидерита, многочисленные растительные остатки.

Состав и мощности верхнежигетских отложений, развитых в Тимано-Печорской нефтеносной провинции

Тип разреза и мощность, м			
Восточнотиманский, суммарная 0—167	Ижмапечорский, суммарная 0—176	Каменскопечорский, суммарная не менее—500	Западноуральский, общая 85—145
<i>Верхнежигетские слои</i>			
<p>Туфито-диабазовый комплекс, переходящий к востоку и югу в туфито-железняков с уменьшением мощности. Прослои оолитовых железняков на юге (Сель-Иоль, Вой-Вож).</p> <p>Мощность в районе р. Ухты максимальная. На западе распространение ограничено обростами. На юго-востоке постепенно переходит в омринский тип разреза</p>	<p>В основном глины, аргиллиты и алевролиты.</p> <p>Прослои и пласты известняка, выклинивающиеся к востоку, особенно часты в верхней части разреза</p>	<p><i>Верхнежигетские отложения</i></p> <p>На слои не разделяются.</p> <p>В верхней части аргиллиты и алевролиты иногда обогащенные хлоритом.</p> <p>В нижней части песчаники мощностью свыше 50 м</p>	<p><i>Малопатокские слои</i></p> <p>В верхней части органические известняки, в нижней — глинистые известняки с прослоями известково-глинистых пород</p>
<i>Нижнежигетские слои</i>			
<p>В основании песчаники III пласта. Подчиненное значение имеют аргиллиты и алевролиты. Максимальная мощность в районе г. Ухты (Ярегское месторождение). К югу и востоку мощность убывает. Коллекторские свойства ухудшаются к югу от Вой-Вож и Нибеля за счет увеличения числа алевроитовых и глинистых частей</p>			

Состав и мощности нижнефранских отложений, развитых в Тимано-Печорской нефтеносной провинции

Тип разреза и мощность, м			
Южный Тиман		Каменскопечорский, суммарная 500—600	Западноуральский, суммарная 105—180
Восточнотиманский, суммарная 70—220	Ижмапечорский, суммарная 57—170		
<i>Саргазские и кыновские слои</i>			
<p>Глины серые, зеленовато-серые и пестро окрашенные с прослоями известняков и мергелей. Песчаники редки и встречаются лишь в западной части</p> <p>Мощность от 60 до 215 м, максимальная в районе р. Ухты, минимальная в районе ст. Керки</p>		<p>Мощность от 20 до 125 м, максимальная в районе Эжвадор</p>	
<i>Пашийские слои</i>			
<p>Пески и песчаники. Мощность от 0 до 30 м. Максимальная мощность на западе от г. Ухты в районе ст. и р. Чуть. На западе выклиниваются. Обычные мощности 3—7 м несколько возрастают к востоку в районе ст. Керки до 10 м</p>		<p>Песчано-глинистые отложения с пластами песка и песчаников, выклинивающиеся на западе. Мощность и количество пластов возрастает к востоку от Нибеля. Мощность слоев от 18 м в Сель-Иоле и Вой-Вож до 130 м в Кедровке</p>	
		<p><i>Нижнефранские отложения</i></p> <p>На слои не разделены.</p> <p>Глины, аргиллиты, алевролиты с подчиненными им песчаниками</p> <p>Подосва вскрыта лишь в опорной скважине «Мутный Материк»</p>	<p>Разделены на слои местного значения (Коми филиал АН СССР)</p> <p>Большепатские слои от 35 до 90 м</p> <p>На западе известняки иногда мраморизованные, на востоке доломиты и известняково-глинистые породы</p> <p>Овиницкие слои от 70 до 90 м</p> <p>На западе известняки оловянного состава, на востоке известняково-глинистые отложения</p>

Из органических остатков в пределах горизонта отмечаются только редкие *Lingula* и *Estheria* плохой сохранности, а также многочисленные споры. И. А. Войтович дает в пределах пашийских слоев три различных комплекса спор: нижний комплекс — *Leiotriletes atuvus* N a u m., *Hymenozonotriletes rugosiusculus* N a u m., *H. proteus* N a u m., *H. polyacanthus* N a u m., *Stenozonotriletes stenoloncus* N a u m.; средний комплекс — *Archaeozonotriletes pustulatus* N a u m., *Lophotriletes rugosus* N a u m., *Retusotriletes devonicus* N a u m., *Stenozonotriletes stenoloncus* N a u m., *Hymenozonotriletes polymorphus* N a u m.; верхний комплекс — *Trachytriletes solidus* N a u m. *Archaeozonotriletes primarius* N a u m., *Arch. rugosus* N a u m., *Arch. basilaris* N a u m., *Hymenozonotriletes incisus* N a u m., *Stenozonotriletes definitus* N a u m.

Возраст пашийских слоев определяется их положением между фаунистически охарактеризованными отложениями верхнего живета и кыновских слоев, а также по аналогии с разрезами западного склона Урала.

Пашийские слои повсеместно представлены в общем однородной песчано-глинистой фацией с преобладанием песков и песчаников в Ухтинском районе и восточной части Верхне-Ижемского района. Характерной особенностью песчаных слоев в Верхне-Ижемском районе является пятнистая их цементация. Разведочными работами выявлена некоторая закономерность в проявлениях цементации, выражающаяся в своего рода зональности. Зоны плохой проницаемости, отвечающие сцементированным песчаникам, представляют собой широкие, до 1—3 км, полосы, вытянутые в северо-западном, часто близком к широтному направлению.

Мощность пашийских слоев на Южном Тимане меняется значительно. В Ухтинском районе пашийские слои представлены одним песчаным пластом мощностью от 0,5 до 30 м.

В Верхне-Ижемском районе пашийские отложения обладают значительно большей мощностью (30—50 м), возрастающей к востоку (до 130 м). Увеличение мощности объясняется нарастанием нижней части разреза. В пашийском горизонте здесь выделяется 2 песчаных пласта на западе (1-а и 1-б) и 3 пласта на востоке (1-а, 1-б, 1-в). На Вой-Вожском месторождении установлена, кроме того, лентообразная галечниковая залежь (1-г пласт), являющаяся, по-видимому, аналогом базальной части 1-б пласта.

Судя по характеру соотношения группы верхних пластов (1а и 1б) с нижним (1в) пластом в Верхне-Ижемском районе, а также песчаной и аргиллитовой пачек в Ухтинском районе, пашийские слои следует разделить на две пачки — верхнепашийскую и нижнепашийскую. Это разделение пашийских слоев на две части подтверждается наличием тектонического несогласия на границе выделяемых пачек, особенно хорошо видимым в Ухтинском районе. К. П. Иванова, детально изучавшая литологический состав пашийских отложений, приходит к такому же выводу. И. А. Войтович, на основании спорово-цельцевого анализа, склонна относить нижнепашийские отложения к живетскому ярусу.

В пределах Печорской гряды пашийские слои пока не могут быть выделены, так как разрез нижефранских отложений в этом районе резко отличается от наблюдаемого на Южном Тимане. Отложения нижефранского подъяруса могут быть выделены лишь в скважинах № 3 Каменка и опорной «Мутный Материк». Поскольку изучение разрезов скважин еще не окончено, о положении верхней и нижней границ подъяруса имеется ряд мнений, иногда сильно отличающихся друг от друга. Во всяком случае к нижефранскому подъярусу большинство геологов склонны относить мощ-

ную, в основном глинисто-алевритовую толщу. В скважине № 3 «Каменка» она превышает 350 м, в скважине «Мутный Материк» составляет около 600 м.

Отличие разреза нижнефранских отложений, развитых в районе Печорской гряды, от известных на Южном Тимане, заключается прежде всего в резком преобладании в папийских слоях глинистого и алевритового материала над песчаным. Поэтому слои песчаника, обладающие хорошими коллекторскими свойствами, редки. Кроме того, имеющиеся песчаники здесь не сосредоточены только в папийских слоях, как это наблюдается в районах Южного Тимана, но встречаются в различных горизонтах нижнефранских отложений.

Кыновские слои (пестроцветные) распространены повсеместно. Вскрываются обеими опорными скважинами — Зеленецкой на глубине 780—815 м, Нижнеомринской на глубине 934—960 м.

В скважине «Зеленец» мощность кыновских слоев равна 35 м. Представлены они аргиллитами известковистыми, зеленовато-серыми, в верхней части бурыми, мергелями и известняками глинистыми комковатыми. В нижней части горизонта отмечается присутствие сидерита, глауконита и пирита.

В скважине «Нижняя Омра» мощность кыновских слоев — 26 м; представлены они также аргиллитами зеленого цвета, слабо известковистыми, тонкоотмученными. В верхней части наблюдается переслаивание мергелей, известковистых аргиллитов и известняков серых комковатых, содержащих брахиоподовый детрит. Отмечается присутствие сидерита и глауконита.

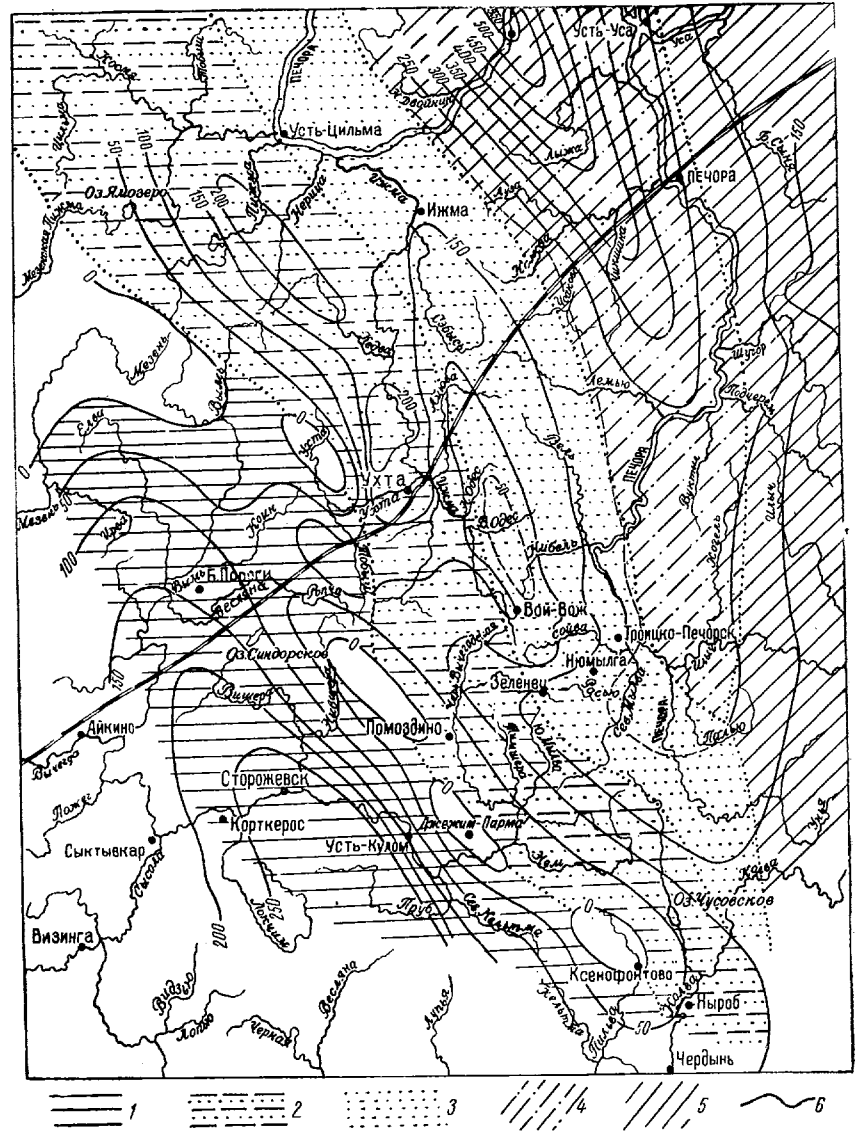
В пределах кыновских слоев встречен богатый комплекс брахиопод, эстерий, остракод и спор. Определены следующие формы: *Lingula loewinsoni* Wen., *L. truncata* Bog., *Schizophoria* ex gr. *striatula* (Schl.), *Sch. ivanovi* Tschern., *Sch. timanica* Ljasch., *Atrypa* ex gr. *reticularis* Linn. (cf. *nalivkini* Ljasch.), *Cyrtospirifer schelonius* Nal., *C.* cf. *murchisonianus* Vern., *Liorhynchus* ex gr. *megistanus* (Leon.), *Atrypa* cf. *bifidaeformis* Tschern., *Atr.* cf. *grossheimi* Ljasch., *Atr.* aff. *coloschka* Nal., *Athyris concentrica* Buch и др., *Estheria vulgaris* Lutk.; остракоды — *Buregia egorovi* Pol., *Cavellina devontiana* Egor., *Uchtovia polenovae* Egor., *Schweyryna spizarskii* Mart. (in coll.), споры — *Lophotriletes minor* Naum., *L. rugosus* Naum., *Stenozonotriletes simplex* Naum., *St. definitus* Naum., *Archaeozonotriletes basilaris* Naum., *Arch. primarius* Naum., *Arch. rugosus* Naum., *Arch. semilucensis* Naum. *Trachytriletes solidus* Naum.

Возраст кыновских слоев устанавливается вполне надежно по комплексу брахиопод, остракод и спор. Они хорошо сопоставляются с кыновскими слоями Западного Приуралья.

Саргаевские слои (кубоидные слои) или горизонт с *Hypothyridina calva* и *Ladogia meyndorfi*. Этот горизонт в пределах юго-восточного Притиманья постепенно сокращается в мощности с запада на восток. В разрезе скважины «Зеленец» мощность саргаевских слоев достигает 76 м, а в последнее время их выделяют тоже в скважине «Нижняя Омра».

Саргаевские слои вскрыты Зеленецкой скважиной в интервале 704—780 м. Они представлены в нижней части аргиллитами зеленовато-серыми, буровато-серыми, известковистыми, выше — мергелями зеленовато-серыми с включениями и прослоями комковатого известняка. В самой верхней части горизонта появляются прослойки доломитов.

В них определен комплекс фауны, характерный для саргаевских слоев западного склона Урала: *Hypothyridina calva* Mark., *H. semiluciana*



Фиг. 4. Схематическая карта равных мощностей нижнепермских отложений Тимано-Печорской нефтеносной провинции. Составил О. А. Солнцев.

Типы разрезов: 1 — западотиманский, 2 — восточотиманский, 3 — ижма-печорский, 4 — каменно-печорский, 5 — западноуральский, 6 — линии равных мощностей.

Na l., *Lamellispirifer novosibiricus* Toll, *Ladogia meyndorfi* Vern., *Elytha fimbriata* (Con r.), *Camarotoechia* aff. *bifera* Phill. и др.; остракоды — *Cavellina devoniana* Egor., *Buregia egorovi* Pol., *Uchtovia polepova* Egor.

Комплекс спор отвечает также саргаевским слоям: *Trachytriletes solidus* Na u m., *Archaeozonotriletes micromanifestus* Na u m., *Arch. basilaris*

Naum., Arch. rugosus Naum., Arch. nalivkini Naum., Arch. semilucensis Naum., Arch. primarius Naum.

Общая характеристика нижнефранских отложений представлена в табл. 3, а изменение мощностей подъяруса показано на фиг. 4.

Среднефранский подъярус

Отложения среднефранского подъяруса, в составе доманиковых и мендымских слоев, вскрываются опорной скважиной «Зеленец» в интервале 630—704 м (мощность 74 м) и опорной скважиной «Нижняя Омра» в интервале 900—934 м (мощность 34 м).

В обеих скважинах они представлены типично доманиковыми породами — тонким переслаиванием известняков битуминозных бурого и темно-серого цвета, часто глинистых, окремнелых, иногда птероподовых с мергелями и аргиллитами битуминозными, темно-серого до черного цвета. Встречаются прослой горючих сланцев, а также включения черных кремней. Для нижнеомринского разреза характерно увеличение роли карбонатных пород в разрезе по сравнению с «Зеленцом» и более интенсивное окремнение.

Комплекс фауны, определенный из среднефранских отложений, также является специфичным для доманиковой фации: *Buchiola scabrosa* Clark, *B. retrostriata* Vuch., *Lingula loewinsoni* Wen., *L. sp.*, *Estheria vulgaris* Lutk., *Tentaculites tenuicinctus* Roem., *Styliolina recta* Lesuer., Встречены также *Liorhynchus* ex gr. *megistanus* (LeHon) и *L. sp.*

В керне скважины «Нижняя Омра» довольно часто отмечаются гониатиты. Из нижней части подъяруса (922—934 м) определены преимущественно *Timanites* sp., *Gephyroceras* sp., *Pharciceras* sp.; выше преобладают крупные *Manticoceras* sp.

На основании находок гониатитов в среднефранском подъярусе Т. И. Кушнарева выделены доманиковые и мендымские слои. Это расчленение до некоторой степени подтверждается анализом спорово-пыльцевого комплекса. В пределах мендымских слоев по той же скважине определены споры, полностью отвечающие X комплексу Наумовой, характерному для лыа-иольской свиты Ляшенко, выделяемой как стратиграфический аналог мендымских слоев. Здесь определены: *Leiotriletes minutissimus* Naum., *Trachytriletes solidus* Naum., *Retusotriletes semilukensis* Naum., *Perisaccus domanicus* Naum.

Разрез среднефранского подъяруса опорных скважин очень близок к разрезу Ухты. Выше собственно доманика на Ухте выделяют бухиоловый горизонт или лыа-иольскую свиту (по А. И. Ляшенко), которая содержит руководящую для мендымских слоев фауну *Manticoceras intumescens* Вег.

Мощность среднефранских отложений на Южном Тимане колеблется от 20 до 90 м, убывая к юго-востоку от Ухтинского района. В районе Печорской гряды разрез подъяруса несколько изменяется. Кроме доманиковой фации, здесь появляются глины и песчаники. Границы среднефранских отложений здесь пока точно не установлены. Поэтому мощность среднефранских отложений до окончательной обработки материала определяется на Каменке условно 310 м, а на Мутном Материке и Кырта-Иола — 400—430 м.

Верхнефранский подъярус

Данные опорных скважин дали возможность уточнить строение верхней части франского яруса в районе юго-восточного Притиманья и проследить заметное изменение в мощностях и фациях с северо-запада на юго-

восток. Как известно, в наддоманиковых отложениях Ухты выделяются три свиты, резко различающиеся литологически: нижняя — веласянская (мощность до 200 м), представленная преимущественно глинами, средняя — сирачойская (мощность до 130 м), представленная рифогенными известняками, и верхняя ухтинская (мощность до 180 м) — гипсоносная.

В направлении на юго и юго-восток этот сравнительно сложный разрез постепенно замещается значительно менее мощной и довольно однообразной известково-глинистой толщей, в которой пока не представляется возможным выделить литологические аналоги веласянской, сирачойской и ухтинской свит.

Стратиграфическая увязка этой части разреза Ухты и Притиманья в значительной степени затруднена тем, что в юго-восточных разрезах органические остатки присутствуют в незначительном количестве и обычно обладают плохой сохранностью. В связи с этим более детальное расчленение верхнефранского подъяруса по разрезам опорных скважин в настоящее время невозможно.

Нижняя часть подъяруса в обеих опорных скважинах представлена частым и тонким переслаиванием известняка глинистого буровато-серого или темно-серого и мергеля. В средней части выделяются небольшие пачки мергеля серого и зеленовато-серого, перемежающиеся с прослоями известняка неравномерно перекристаллизованного палево-серого и буровато-серого цвета. Заканчивается франский ярус пачкой известняков, иногда органогенных фораминиферовых.

В пределах верхнефранских отложений в опорных скважинах выявлен следующий комплекс фауны: брахиоподы — *Liorhynchus rotundus* Ne f. (массовые скопления), *L. multicosatus* Hall, *Lingula rectangularis* L j a s c h., *L. aff. squamiformis* Phill., *Liorhynchus* ex gr. *megistanus* (Le Hon), *Pugnoides* cf. *triaequalis* Goss., *Productella* ex gr. *subaculeata* M u r c h., *Schizophoria impressa* Hall., *Sch. aff. excisa* Sch l., *Atrypa* cf. *tubacostata* P a e c k.; пелециподы — *Orbiculoidea* cf. *nitida* Phill., *Buchiola retrostriata* B u c h; гониатиты — *Bactrites subflexuosus* M ü n - s t e r.

Остракоды в основании подъяруса представлены комплексом, содержащим *Entomis kremisi* Mart., *Ent. grandis* Mart., *Richterina ninae* Mart. Выше встречены: *Paraparchites rosilis* Mart. (in coll.), *Bairdia ventricosa* Mart. (in coll.), *B.*, ex gr. *kellei* E g., *Aparchites* aff. *globulus* Rosn., *Famenella inconditis* Pol. и многочисленные фораминиферы, среди которых различные *Bisphaera*, *Parathuramina*, *Archaeosphaera*, *Capidoides* и *Geinitzina*.

В скважине «Нижняя Омра» в основании верхнефранских отложений определен характерный комплекс спор — *Leiotriletes rotundus* Naum., *L. minutissimus* Naum., *Trachitriletes solidus* Naum., *Lophotriletes normalis* Naum., *Lophozotriletes grumosus* Naum., *L. torosus* Naum., *Stenozotriletes simplex* Naum., *St. definilus* Naum., *Archaeozotriletes basilaris* Naum., и пыльца — *Perisaccus domanicus* Naum.

Зеленецкий разрез весьма сходен с нижнеомринским и отличается только повышенной глинистостью. Мощность верхнефранских отложений на Нижней Омре — 174 м, на Зеленце — 160 м.

В пределах Печорской гряды верхнефранские отложения представлены в основании песчаниками, алевролитами, глинами, известняками и известковыми конгломератами; выше к ним отнесена однообразная мощная толща глин, заканчивающаяся небольшой пачкой известняков и затем доломитов.

Мощность верхнефранских отложений изменяется от 760 м на Мутном Материке до 1230 м на Кырта-Иоле.

Таким образом, галогенная толща, столь характерная для конца франского времени в районе Ухты, в юго-восточном Притиманье отсутствует. В разрезе скважины «Зеленец» на границе франского и фаменского ярусов отмечаются очень слабые следы обмеления и, может быть, перерыва в отложении (маломощные прослои обломочных известняков и конгломератов). В керне скважины «Нижняя Омра» этот перерыв не фиксируется.

Франские отложения залегают на верхнеживетских несогласно. В Ухтинском районе это несогласие наиболее резко выражено, так как здесь перед началом нижнефранской трансгрессии произошло вздымание западной части района по древним разломам. В Верхне-Ижемском районе это несогласие менее выражено и устанавливается по трансгрессивному залеганию франских отложений на живетских и более древних толщах.

Фаменский ярус

Фаменские отложения развиты на всей территории Тимано-Печорской провинции, за исключением района Среднего Тимана, являвшегося в это время областью поднятия.

Отложения фаменского яруса на Южном Тимане имеют широкое развитие, но встречаются неповсеместно. В ядрах крупных структур фаменские отложения размыты, и на поверхность выходят отложения франского яруса. Нижнефаменский подъярус, к которому на Южном Тимане отнесены ижемские слои, имеет значительно более широкое распространение, чем верхнефаменский подъярус. Отложения верхнефаменского подъяруса появляются только в юго-восточном Притиманье, мощность их резко возрастает в направлении на юго-восток за счет наращивания верхних горизонтов.

Нижнефаменский подъярус

И ж е м с к и е с л о и. В скважине «Зеленец» ижемские слои выделены в интервале 319—470 м. Мощность 151 м. Представлены они мергелями и глинистыми известняками со своеобразной парастилолитовой текстурой. Выше в разрезе преобладают органогенные известняки (водорослевые, фораминиферовые). Разрез заканчивается пачкой пятнисто-доломитизированных известняков.

В скважине «Нижняя Омра» ижемские слои выделены в интервале 618—726 м (мощность 108 м). Представлены они здесь однородной пачкой пятнисто-доломитизированных известняков.

Из органических остатков в ижемских слоях встречены брахиоподы, остракоды, фораминиферы и водоросли. Комплекс брахиопод, определенный в керне Зеленецкой скважины, состоит из *Cyrtospirifer archiaci* (M u r c h.), *C. cf. brodi* W e n., *Pugnoides tridentatus* N a l., *Athyris cuboides* N a l., *Chonetipustula lachrymosa* C o n r., *Lingula* aff. *rectangularis* L j a s c h. (in coll.). В обеих скважинах встречены остракоды — *Serenida luxuria* M a r t. (in coll.), *Russia optima* M a r t. (in coll.), *Aparchites* aff. *globulus* P o s n., *Paraparchites rosilis* M a r t., *Famenella inconditis* P o l., *Peetzia turgida* M a r t. (in coll.), *Mennerites* ex gr. *svinordensis* E g.

Фораминиферы многочисленны, но представлены весьма однообразным и маловыразительным комплексом однокамерных форм группы *Archaeosphaera*, *Parathuramina*, *Bisphaera*.

В других разрезах Южного Тимана и юго-восточного Притиманья

ижемская свита также представлена преимущественно карбонатными породами: известняками с характерной узловатой текстурой, иногда с прослоями доломитов.

Мощность ижемских слоев точно не определяется вследствие интенсивного размыва, предшествовавшего нижнекаменноугольной трансгрессии. Во всяком случае на Южном Тимане она не менее 90 м и вряд ли превышает 180 м.

В Ухтинском районе и в северо-западной части верхнеижемского района в подошве фаменских отложений встречены брекчированные доломиты. Основываясь на этих наблюдениях, некоторые исследователи склонны рассматривать фаменские отложения как серию, залегающую трансгрессивно на франских отложениях.

В пределах Печорской гряды нижнефаменские отложения представлены мощной толщей известняково-глинистых пород; в основании встречаются прослой песчаников и алевролитов. Нижнефаменские отложения, по-видимому, с размывом ложатся на кавернозные доломиты, заканчивающие разрез франского яруса.

Мощность отложений, относимых к нижнефаменскому подъярсу, наибольшая на Каменке, 650 м, к югу, в сторону Кырта-Иоля, уменьшается до 595 м. К северу, на Мутном Материке, разрез обогащается терригенными слоями: в нижней части появляются песчаные пласты и мощность увеличивается до 725 м.

Верхнефаменский подъярус

В пределах верхнефаменского подъяруса в юго-восточном Притиманье выделяются две различные литологические пачки: нижняя — доломитовая и верхняя — известняковая.

В разрезе Зеленецкой скважины присутствует только нижняя часть доломитовой толщи. Известняковая пачка подъяруса здесь отсутствует. В скважине «Нижняя Омра» вскрыт наиболее полный разрез верхнефаменского подъяруса. Здесь в интервале 434—618 м вскрыта пачка доломитов мощностью 184 м. Доломиты бурого и буровато-серого цвета, крупнозернистые, большей частью пористые и трещиноватые. В средней части пачки встречаются прослой гипса и ангидрита мощностью до 1 м. Из органических остатков в доломитах встречены только редкие перекристаллизованные раковины *Canocardium*, *Naticopsis*, *Murchisonia* и др.

Вышележащая известняковая пачка вскрыта в интервале 267—434 м. В нижней части ее залегают известняки светло-серого и буровато-серого цвета, микро- и мелкозернистые, иногда пористые, содержащие в кавернах примазки вязкой нефти. Часты прослой органогенных фораминиферовых известняков. В верхней части этой пачки преобладают мелкообломочные известняки, переходящие иногда в гравелиты. Встречаются прослой оолитовых и фораминиферовых известняков.

Органические остатки представлены редкими пеллециподами, фораминиферами и водорослями. Стратиграфическое значение имеет только находка *Endothyra communis*, определенная Е. В. Быковой из верхней части известняковой толщи.

Положение отложений верхнефаменского подъяруса в разрезе между заведомыми ижемскими известняками и фаунистически охарактеризованными породами турне дает возможность довольно уверенно параллелизовать доломитовую пачку с сульфатно-доломитовой толщей данково-лебединских слоев центральных областей Русской платформы, а известняки с озерско-

хованскими слоями Центрального девонского поля. Следует указать на большое литологическое сходство обломочных известняков из верхней части карбонатной толщи с хованскими слоями платформы.

Граница девона и карбона, согласно унифицированной схеме, проводится в кровле пачки обломочных известняков в подошве выпележающих так называемых бисферовых слоев турне. Однако многие исследователи считают более правильным пачки обломочных известняков, в которых появляются впервые многокамерные фораминиферы *Endothyra communis*, относить к карбону.

Размыв на границе девона и карбона отчетливо наблюдается на большей части территории Южного Тимана. Только в самых восточных разрезах (Нижняя Омра), где наращивается толща озерско-хованских известняков, перерыв между фамепским ярусом и турне, если и имел место, то был, по-видимому, сравнительно кратковременным.

В Печорском районе верхнефамепские отложения представлены мощной толщей известняков, мергелей и глин, достигающих на Каменке 600 м, на Кырта-Иоле 351 м и Мутном Материке 380 м. Верхняя часть так же, как и на Южном Тимане, размыта и покрыта трансгрессивно залегающими нижнекаменноугольными и пермскими отложениями.

КАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Каменноугольные отложения в юго-восточном Притиманье изучены значительно полнее, чем девонские, так как структурное бурение дало обширный и подробный керновый материал по карбону. Детально стратиграфия каменноугольных отложений разработана В. А. Разницыным и П. П. Воложаниной. Стратиграфическое расчленение карбона базируется на фауне фораминифер, которые определялись палеонтологами ЦНИЛ Ухтинского комбината П. П. Воложаниной и А. В. Дуркиной.

Каменноугольные отложения ложатся на девонские трансгрессивно. Местами на Среднем Тимане наблюдается залегание каменноугольных отложений на метаморфических сланцах.

Нижнекаменноугольные отложения

Отложения турне вскрыты обеими опорными скважинами: Нижне-омринской в интервале 240—267 м (мощность 27 м), Зеленецкой в интервале 165—208 м (мощность 43 м). Представлены турнейские отложения преимущественно терригенной пачкой, в которой отмечается частое пере-слаивание песчаников, алевролитов и глин. На Нижней Омре в основании турне залегает базальный маломощный слой песчаников, выше которого выделены бисферовые известняки с характерным для них массовым скоплением фауны фораминифер *Bisphaera*. В пределах яруса отмечаются прослой известняков, а в верхней части маломощные углистые прослои.

Турнейские отложения Зеленецкой скважины содержат несколько прослоев бурого угля мощностью до 2 м, а также прослои аргиллитовых пород. Турнейские отложения во многих скважинах охарактеризованы руководящим комплексом фораминифер группы *Endothyra*. В опорных скважинах (исключая бисферовые слои) фораминиферы не встречены.

Определен большой комплекс остракод — *Carboprimitia polenovae* P o s n., *C. alveolata* P o s n., *Glyptopleura plicata* (Jones et Kirkby), *Cavellina eichwaldi* P o s n.

Споры в скважине «Нижняя Омра» — *Lophozonotriletes malevkensis* N a u m., *Lophotriletes inflatus* N a u m., *Archaeozonotriletes microbasilaris* N a u m., *Stenozonotriletes pumillus* N a u m., *Trachytriletes solidus* N a u m., *Retusotriletes simplex* N a u m.; в скважине «Зеленец»: *Archaeozonotriletes microbasilaris* N a u m., *Lophozonotriletes malevkensis* N a u m., *Tremat-zonotriletes annulatus* N a u m., *Tr. gibberosus* N a u m., *Trilobazonotriletes incisatrilobus* N a u m., *Simozonotriletes sublabatus* N a u m., *S. insignis* N a u m., *S. trivialis* N a u m.

Турнейские отложения распространены в окраинной южной и юго-восточной зонах юго-восточного Притиманья. К северо-западу они быстро выклиниваются. К востоку, наряду с увеличением мощности отложений в разрезе, возрастает роль карбонатных пород. В сторону Тимана турнейские отложения выступают двумя языками — в Верхне-Ижемском районе на Южном Тимане и в бассейне рр. Цильмы и Пижмы на Среднем Тимане.

Отложения сталингорского горизонта (угленосная свита) на изученных площадях, по мнению В. А. Разницына, к которому присоединяется большинство ухтинских геологов, по-видимому, отсутствуют повсеместно. Некоторые исследователи делают попытки выделить отложения угленосной свиты в Нижнеомринской скважине и на Зеленеце. Это выделение палеонтологически не подтверждается и является сомнительным. На турнейских отложениях трансгрессивно залегает пачка пестрых преимущественно глинистых пород, хорошо прослеживаемая в разрезах юго-восточного Притиманья и являющаяся маркирующим горизонтом. Эта пачка распространена на значительно большей площади, чем отложения турне, и в приподнятых районах непосредственно перекрывает отложения фаменского и даже франского ярусов.

Возраст пестрых глин точно не установлен. По комплексу фораминиферы они ближе к алексинскому горизонту. В связи с этим некоторые геологи выделяют пестроцветную пачку в нижнеалексинский горизонт. По мнению других исследователей возраст этих отложений — тульский.

В опорной скважине «Зеленец» выделен алексинский горизонт в интервале 157,5—165 м, мощностью 7,5 м, представленный пестрыми глинами с прослоями алевролита и известняка.

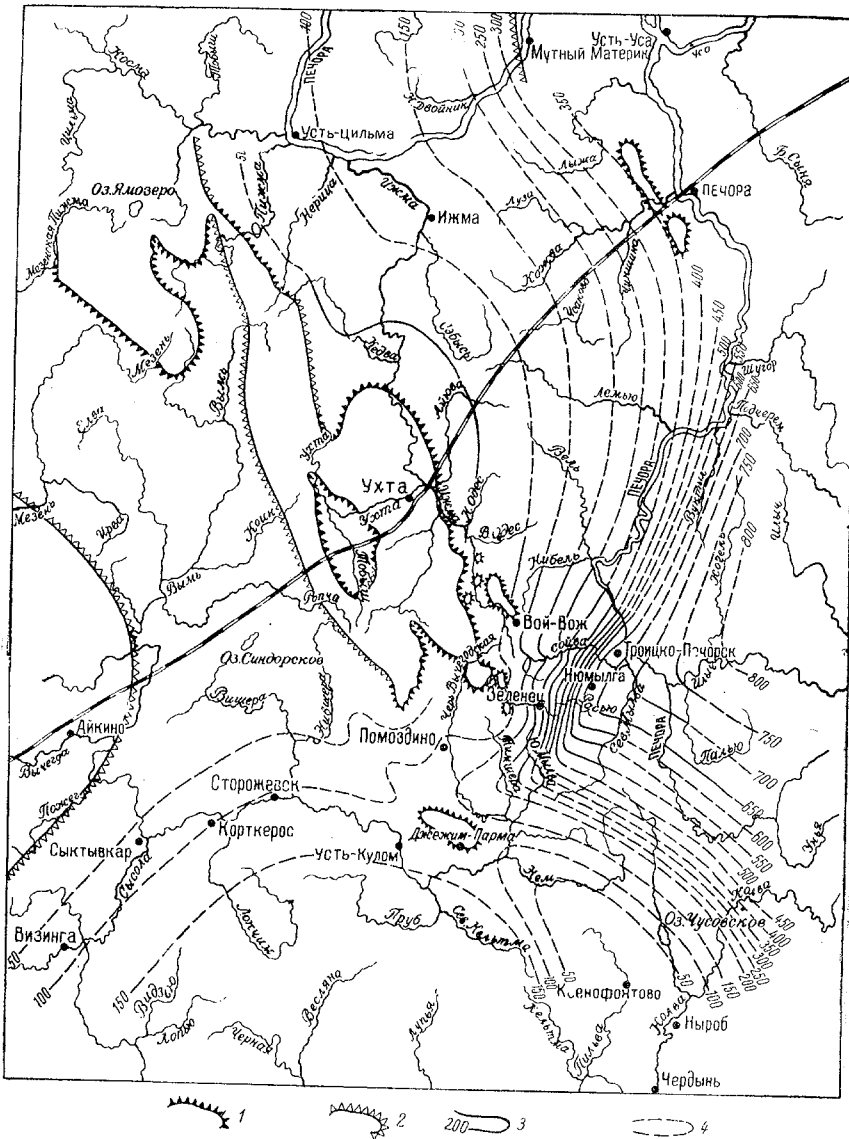
В скважине «Нижняя Омра» алексинский горизонт выделен в интервале 219—240 м, мощностью 21 м и представлен в основном пестрыми глинами и мергелями; выше — доломитом с прослоями мергеля и глины.

Верхняя часть визейского яруса в обеих скважинах представлена однообразной пачкой доломитов скрыто- и тонкозернистых, серого цвета, прослоями брекчиевидных и окремнелых. Органические остатки редки, представлены в сильной степени перекристаллизованными остатками брахиопод, пелециод, кораллов. Отсюда определены: *Episyringothyris postuma* и др.

Отложения намюрского яруса представлены доломитами, палеонтологически не охарактеризованы и выделяются условно. Мощность нижнекаменноугольных отложений колеблется от 20—100 м на Тимане до 250—350 м в области Печорской гряды. Далее к востоку на западном склоне Урала их мощность резко возрастает, достигая в бассейне р. Щугора 1160 м (фиг. 5).

Средне- и верхнекаменноугольные отложения

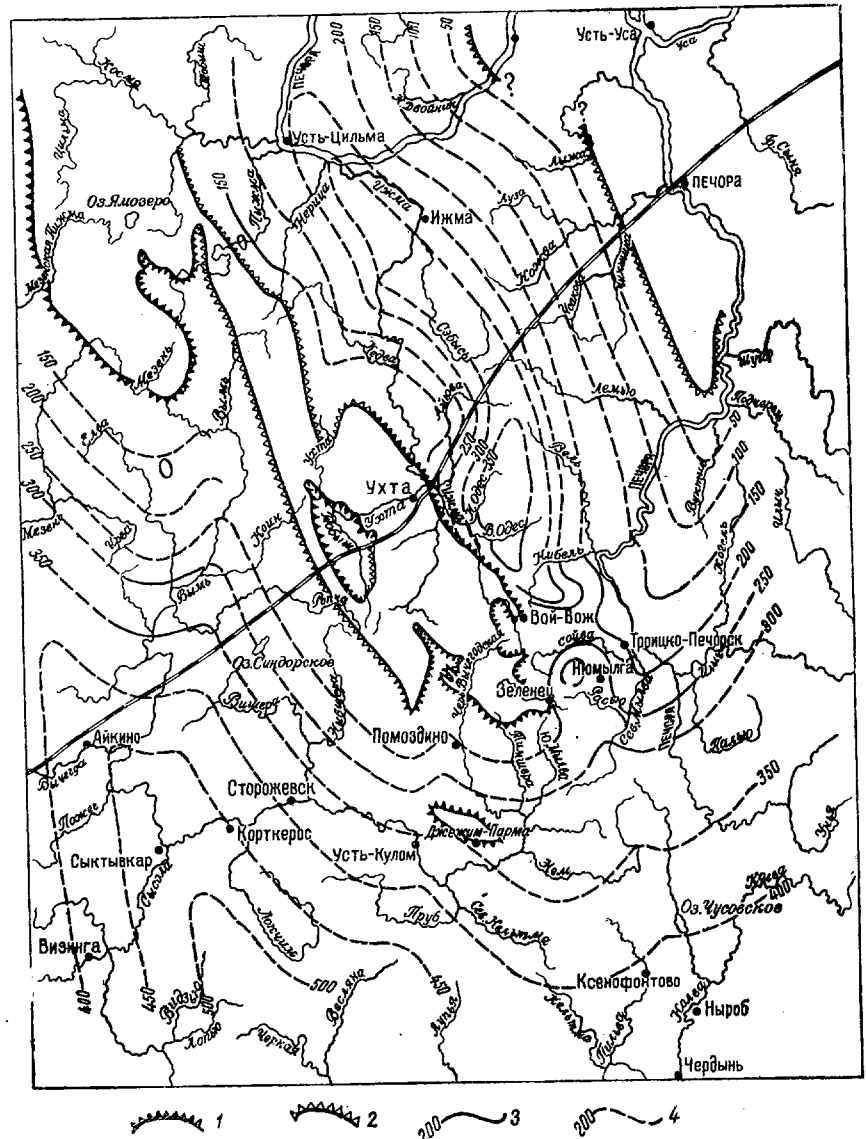
Среднекаменноугольные отложения распространены преимущественно в западной и южной частях провинции. Они представлены башкирским и московским ярусами. Первый из них, выраженный преимущественно



Фиг. 5. Схематическая карта равных мощностей нижнекаменноугольных отложений Тимано-Печорской нефтеносной провинции. Составил В. А. Разницын.

1 — наблюдаемая современная граница распространения нижнего карбона; 2 — предполагаемая граница распространения; 3 — изолинии мощностей нижнего карбона; 4 — предполагаемые изолинии мощностей.

доломитами, слабо палеонтологически охарактеризован. Московский ярус хорошо разделяется на горизонты (верейский, каширский, подольский и мячковский). Горизонты, помимо хорошей палеонтологической охарактеризованности, заметно различаются и по литологическим признакам: два верхних преимущественно карбонатных, нижние в значительной мере обогащены терригенным материалом.



Фиг. 6. Карта равных мощностей средне- и верхнекаменноугольных отложений Тимано-Печорской провинции. Составил В. А. Разницын.

1 — наблюдаемая современная граница распространения среднего и верхнего карбона, 2 — предполагаемая граница распространения, 3 — изолинии мощностей среднего и верхнего карбона, 4 — предполагаемые изолинии мощностей.

Общая мощность среднекаменноугольных отложений в Притиманье близка к 200 м. В опорных скважинах среднекаменноугольные отложения представлены лишь нижней их частью.

Отложения башкирского яруса выделены в верхней части доломитовой толщи карбона. Мощность их около 50 м. Они охарактеризованы комплексом брахиопод, среди которых определены *Choristites ex gr. bisulcatiformis* Semich.

Разрез скважины «Зеленец» заканчивается доломитами башкирского яруса. В скважине «Нижняя Омра» в верхней части разреза выделяются также и отложения московского яруса. Здесь выделены: верейский горизонт, представленный чередованием доломитовых мергелей с прослоями известняка органогенно-обломочного и доломита, мощностью 28 м, и каширский горизонт, представленный в основании песчано-глинисто-мергелистыми породами в нижней части и органогенными известняками в верхней. Выше лежащие отложения опорными скважинами не вскрыты. Приводим их краткое описание по данным структурных скважин и геологической съемки.

Верхнекаменноугольные отложения распространены так же, как и среднекаменноугольные. Они расчленяются на два яруса: гжельский и касимовский и представлены карбонатными породами. Мощность верхнекаменноугольных отложений изменяется от 0 на Печорской гряде до 60 м в северо-восточном Притиманье. Суммарная мощность верхне- и среднекаменноугольных отложений приведена рядом (фиг. 6).

ПЕРМСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Пермские отложения развиты лишь в восточной части провинции. На западе они отсутствуют, что следует объяснять размывом, как в мезозое, так и в четвертичное время. Они слабо изучены. В настоящее время их расчленяют на три толщи различного литологического состава.

Нижняя толща, отвечающая сакмарскому и артинскому ярусам, представлена карбонатными породами и залегает согласно с нижележащими верхнекаменноугольными отложениями. Наличие ее установлено буровыми скважинами в восточной части Верхне-Ижемского района. Мощность ее достигает 180 м. Возможно, что к северо-востоку в районе Печорской гряды карбонатные породы сменяются терригенными пестроокрашенными.

Средняя толща, условно относимая к кунгурскому ярусу, сложена гипсами, ангидритами, доломитами, переслаивающимися с терригенными породами. Толща развита в районе Троицко-Печорска и, по-видимому, выклинивается к северу. Мощность ее колеблется от 90 до 200 м. В верхнем течении р. Печоры обнаружены залежи каменной соли и на некоторых участках геофизической разведкой установлена характерная солянокупольная тектоника.

Верхняя толща представлена терригенными породами, окрашенными в красновато-бурые, бурые и серые тона. Преобладающую роль играют глины и алевролиты. Подчиненное значение имеют песчаники. Возраст толщи не древнее казанского яруса. Полная мощность не установлена, но она, во всяком случае, не менее 1200 м.

МЕЗОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Мезозойские отложения на юго-западном склоне Тимана начинаются с мощной толщи континентальных глин ветлужского яруса нижнего триаса. На северо-восточном склоне Тимана аналоги этой толщи пока не обнаружены, хотя есть основание предполагать наличие нижнего триаса в бассейне рр. Цильмы и Печорской Нижмы, а также в восточной части провинции. Выше лежащие отложения мезозоя представлены юрскими и нижнемеловыми песчано-глинистыми породами в основном морского происхождения.

На северо-восточном склоне Тимана юра залегает трансгрессивно на разных горизонтах палеозоя от девона до перми включительно. На юго-

западном склоне юрские отложения ложатся с размывом на нижний триас. Глубина размыва местами достигает верхов татарского яруса.

В основании юрских отложений залегает мощная до 150 м толща песков с подчиненными им линзами и слоями глин. В толще широко распространены лигнитизированные обломки древесины и конкреции серного колчедана. Возраст толщи определяется как батский. Хорошая окатанность песков, характерная слоистость и обогащенность растительными остатками указывают на прибрежно-континентальное, скорее всего донное происхождение толщи.

Типичные морские, богатые белемнитами и аммонитами глины верхней юры залегают на неровной поверхности батских песков. Среди них выделяются келловейский, оксфордский, кимериджский и нижний волюжский ярусы. Наличие многочисленных размывов внутри толщи указывает на большую тектоническую подвижность района. Лишь в конце верхней юры в нижневолжское время устанавливается режим мелкого моря, в котором наряду с глинами и мергелями отлагаются горючие сланцы. Как по запасам, так и по своему качеству юрские горючие сланцы не уступают лучшим месторождениям волжских горючих сланцев. Общая мощность верхнеюрских отложений близка к 150 м.

Меловые отложения представлены глинами и, реже, песками, содержащими неокомские окаменелости. Верхняя часть меловых отложений размыта в четвертичное время, поэтому полная их мощность неизвестна; во всяком случае она не меньше 100—150 м.

ТЕКТОНИКА

Тектонические представления, сложившиеся у геологов на основании материалов геологической съемки как в пределах полосы выхода метаморфических сланцев вдоль Тиманского кряжа, так и на площадях развития позднейших осадочных толщ вдоль склонов кряжа, отражали региональную структуру, оформившуюся после конца палеозоя.

Проведение опорного бурения и, главным образом, детальных геологических исследований в пределах полосы выходов метаморфических сланцев, геофизических работ и бурения разведочных и поисковых скважин на значительной площади Тимано-Печорской провинции позволило накопить достаточное количество фактов, свидетельствующих о весьма напряженной тектонической жизни провинции, начиная с верхнего протерозоя (рифей) до наших дней.

Изучение состава и структуры отложений, слагающих Тимано-Печорскую провинцию и прилегающие к ней области, позволяет наметить два основных этапа в ее тектонической жизни.

К первому этапу следует отнести образование мощных сланцевых толщ верхнего протерозоя — древнего палеозоя, их метаморфизм и смятие в интенсивные складки в одну из фаз каледонской складчатости.

За время сравнительно небольшого перерыва, длившегося, вероятно до верхнего силура, горная страна, образованная на месте тиманской каледонской геосинклинали, была сивелирована. Дальнейшая тектоническая жизнь провинции, относимая ко второму этапу, была подчинена, главным образом, закономерностям, свойственным платформенным областям. Однако существование и развитие на восточной границе провинции Уральской геосинклинали накладывало свой отпечаток на господствовавшие здесь колебательные движения.

В результате известной преемственности движений в общей структуре Тимано-Печорской провинции выступает два исторически сложившихся и сменяющих друг друга тектонических плана, отразившихся как на составе и мощности осадочных палеозойских образований, так и на формировании отдельных структурных элементов провинции.

Первый из них, наиболее древний, находится в тесной связи с каледонской складчатой структурой сланцевого фундамента, простирающейся в северо-западном, близком к широтному направлению ($300-320^\circ$) (фиг. 7). Второй, наиболее ясно выраженный, в общем, отвечает простиранию герцинской складчатой структуры Урала, простирающейся почти меридионально.

В верхнем протерозое и древнем палеозое территория провинции отвечала юго-западной окраине каледонской геосинклинали, протягивавшейся от северной части Кольского полуострова через Канин полуостров и Пайхой на Полярный и Северный Урал. Южная окраина геосинклинали в пределах провинции проходила, очевидно, в районе с. Ксенофонтова, где широко распространены породы грауваккового типа с обломками протерозойских гнейсов, обычных для кристаллического фундамента Русской платформы.

Состав метаморфических толщ, характер дислокаций, метаморфизм и, наконец, наличие интрузивных проявлений, приуроченных к тиманским метаморфическим сланцам, полностью отвечает представлению о геосинклинальном происхождении и простирании складчатой структуры сланцевого фундамента Тимано-Печорской провинции.

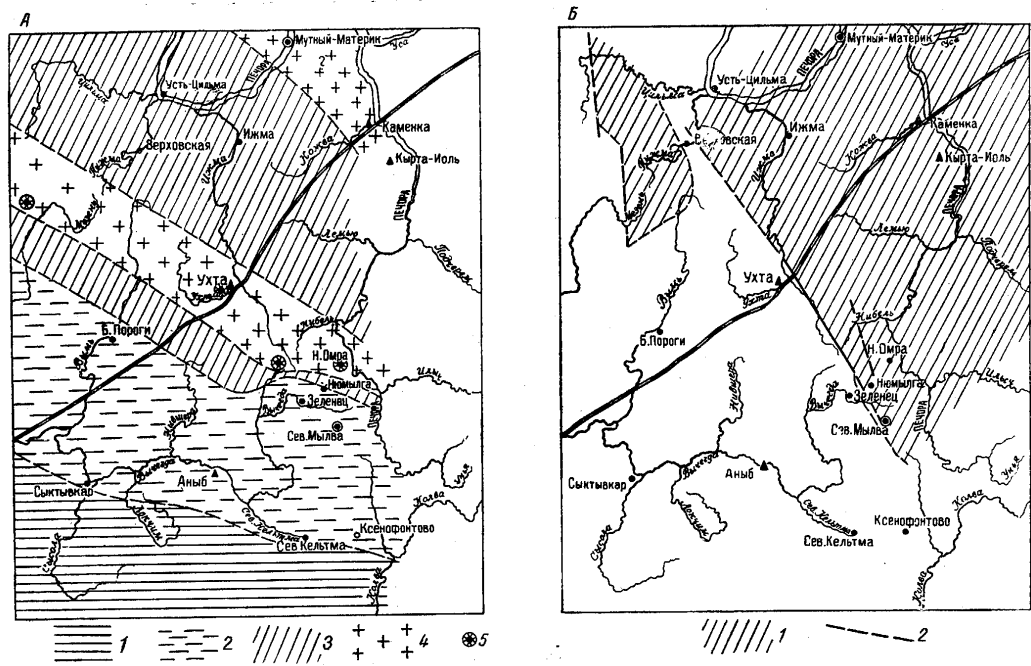
О геологических процессах, протекавших на территории провинции между кембрием и верхним живетом, можно судить лишь по весьма отрывочным сведениям. Сохранившиеся на восточном склоне Южного Тимана доверхнеживетские отложения (ижма-омринский комплекс) указывают на вовлечение территории провинции в прогиб Уральской геосинклинали, с верхнего силура или начала девона.

Наиболее изученными в структурном отношении являются девонские и каменноугольные отложения Южного Тимана, Печорской гряды и отчасти Среднего Тимана. Анализ мощностей и фаций девонских и каменноугольных отложений, распространенных на территории провинции, позволяет вскрыть конкретное проявление протекавших здесь тектонических движений.

Наиболее крупные, определяющие фациальный состав палеозойских отложений, тектонические формы образовывались в виде пологих, вытянутых в северо-западном, близком к меридиональному направлению, прогибов и поднятий, хорошо отражаемых мощностями осадков того или иного возраста. Эти тектонические формы не занимали строго фиксированного положения на протяжении всего палеозоя и мезозоя.

Так, в начале верхнего живета на территории провинции появились два прогиба: Восточно-Тиманский и Каменско-Печорский, которые существовали на протяжении всего девона. Наличием этих прогибов и разделяющего их Ижма-Печорского свода определялось и распределение мощностей девонских отложений и существенное различие фациального состава распространенных в них осадков (фиг. 8).

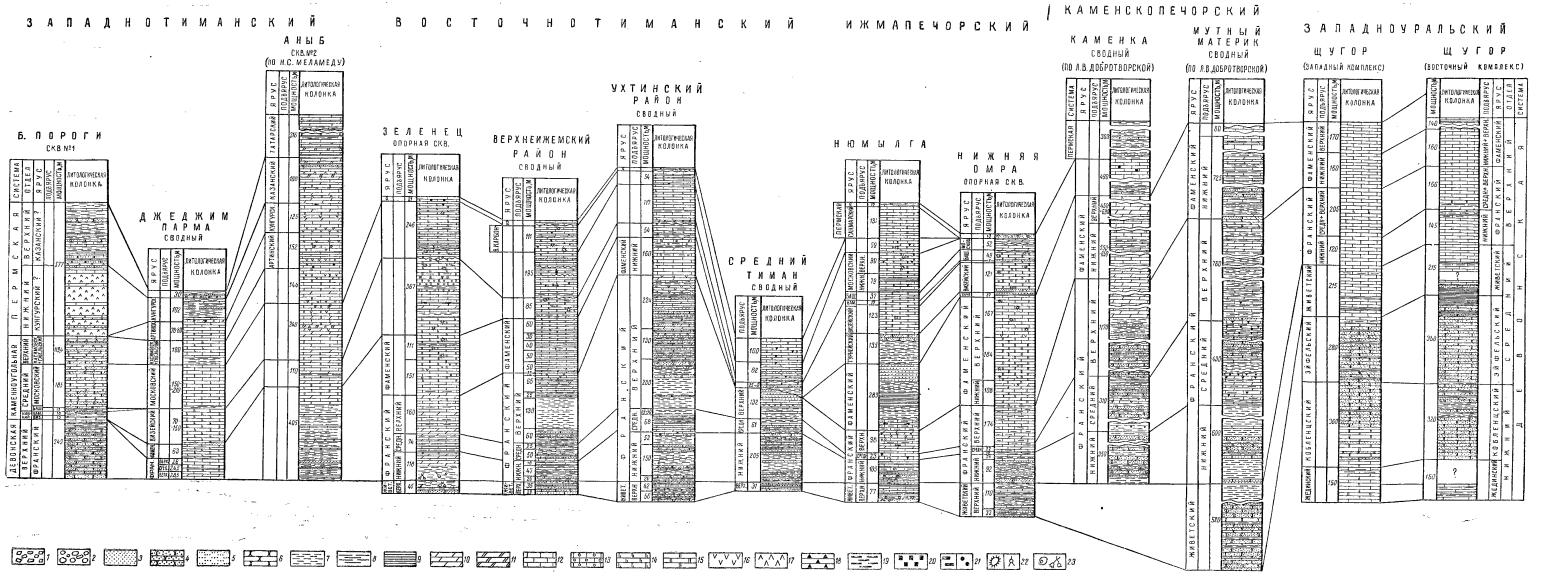
В пашийское время в пределах Восточно-Тиманского прогиба начался подъем. Этот подъем в пределах Восточно-Тиманского прогиба как бы компенсировался опусканием на Ижма-Печорском своде, что нашло свое отражение в сравнительно резком увеличении здесь мощности пашийских отложений. В кыновское и саргаевское время глубина Восточно-Тиманского



Фиг. 7. Палеоструктурная схема Тимано-Печорской провинции. Составил О. А. Солнцев.

А. Структура фундамента (древний палеозой)
1 — область развития древнего гнейсового основания Русской платформы, 2 — область развития краевых складов каледонского Тимана, 3 — область развития гидротермальных проявлений каледонского Тимана, 4 — область развития интрузивных проявлений каледонского Тимана, 5 — установленные интрузии.

Б. Донцевское время
1 — область развития нима-омвинского комплекса, 2 — доинцевские разломы.



Фиг. 8. Типы разрезов:
1 — брекчия, 2 — опилочник и тальк, 3 — песок, 4 — известняк, 5 — известняк, 6 — известняк, 7 — известняк, 8 — известняк, 9 — известняк, 10 — известняк, 11 — известняк, 12 — известняк, 13 — известняк, 14 — известняк, 15 — известняк, 16 — известняк, 17 — известняк, 18 — известняк, 19 — известняк, 20 — известняк, 21 — известняк, 22 — известняк, 23 — известняк, 24 — известняк, 25 — известняк, 26 — известняк, 27 — известняк, 28 — известняк, 29 — известняк, 30 — известняк, 31 — известняк, 32 — известняк, 33 — известняк.

прогиба восстановилась. Зато в это время на Ижма-Печорском своде начался подъем, который достигал максимального развития в восточной его части. К среднефраанскому времени соотношение мощностей между прогибом и сводом в западной части провинции вновь восстановилось. Однако некоторый подъем в это время наблюдался в Каменско-Печорском прогибе, что вызвало сокращение мощности отложений этого времени на Каменке по сравнению с соседними районами.

Распространение тектонических волнообразных колебательных движений, близких к меридиональному простиранию, встречало существенные препятствия со стороны неглубоко погребенной в девоне складчатой структуры сланцевого фундамента.

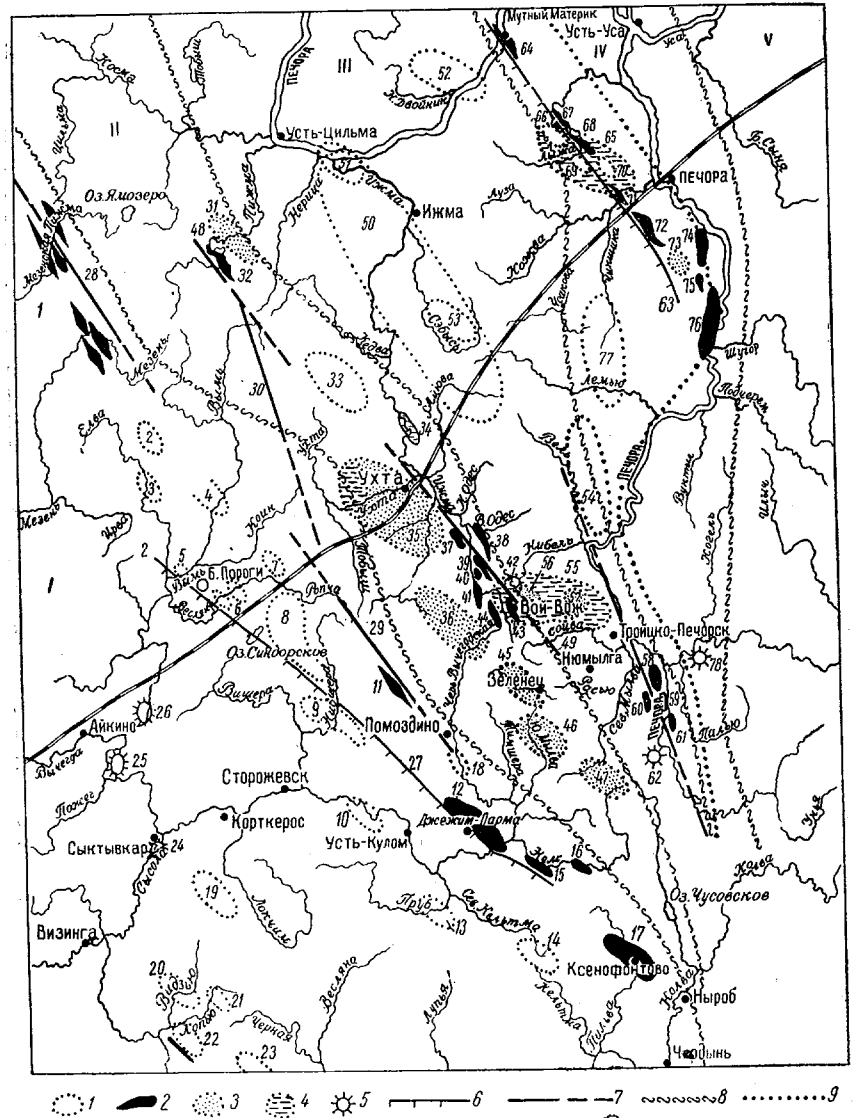
Последний имеет простирание, более близкое к широтному, которое, естественно, создавало препятствие распространению меридиональных колебательных движений и искажало их направления. Сам сланцевый фундамент, в силу анизотропного его строения, мог реагировать на изгиб, поперечный по отношению к существующим складкам, лишь изломом. Поэтому понятно, что моменты наиболее интенсивных вертикальных движений сопровождалась разрывами различной амплитуды. Оживление разломной деятельности наиболее рельефно проявлялось перед верхним живетом, когда в теле провинции закладывались основные крупные тектонические формы, а также в конце верхней перми, в связи с возникновением тангенциальных напряжений со стороны Урала, претерпевавшего в это время складкообразование, и общей структурной перестройкой более широкого, чем провинция, региона.

Менее значительные по вертикальному перемещению, но также ясно выраженные явления оживления разрывов наблюдались в пределах Восточно-Тиманского прогиба в конце живетского времени и в конце девона в связи с изменением направления вертикального движения на всей территории провинции. Верхнеживетские разрывы выражены более резко и сопровождалась излияниями диабазов. Нижнекаменноугольные — менее заметны и они проявлялись в некоторых случаях выходом девонской нефти на поверхность. Возможно, что в это время также имело место оживление древних разломов.

Наиболее существенными моментами в развитии форм этого тектонического плана являются следующие:

1. Разделение в палеозое всей территории провинции на области с различной интенсивностью колебательных движений, своеобразным составом и мощностью палеозойских отложений.
2. Закономерная смена областей максимального прогибания в девоне областями вздымания в среднем и верхнем карбоне.
3. Связь колебательных движений, определяющих основной план структуры провинции, с Уральской геосинклиналью.
4. Зависимость крупных разломных дислокаций от структуры сланцевого фундамента, обладающего иным, поперечным по отношению к волнам, простиранием.

Кроме описанных волнообразно-колебательных движений, совершающихся почти параллельно Уралу, при более детальном изучении структуры провинции выступает и другое направление, ориентированное под острым углом к уральскому. Общее простирание образуемых этим направлением поднятий и прогибов почти полностью совпадает с простиранием каледонской структуры тиманских метаморфических сланцев. Образованные в этом простирании поднятия создают перемычки, разделяющие основные прогибы



Фиг. 9. Структурная схема Тимано-Печорской провинции. Составил О. А. Солнцев.

1 — структуры неопределенного характера, установленные по геофизическим и геологическим региональным данным, 2 — присбросовые складчатые дислокации, 3 — структуры роста в карбоне, 4 — структуры роста в девоне, 5 — соляные куполы, 6 — послепермские флексуры, 7 — сбросы, 8 — границы тектонических областей, 9 — западная граница пермского Предуральяского прогиба.

Под цифрами на фигуре подразумеваются следующие геологические элементы:

І ЗАПАДНО-ТИМАНСКАЯ ОБЛАСТЬ

1 — Мезенско-пижемские складки. Структуры: 2 — Обдырская, 3 — Елвинская, 4 — Чисвинская, 5 — Большепорожская, 6 — Веслянская, 7 — Рогчинская, 8 — Синдорская, 9 — Чожель-Парминская (Богородская), 10 — Аныбская. Структуры: 11 — Потьюская складка, 12 — Джемим-Парминская складка, 13 — Прусская; 14 — Елмач-Парминская; 15 — Красноярская; 16 — Гердиольская складка, 17 — Ксенюфонтовское поднятие. Структуры: 18 — Помоздинская, 19 — Лопьюнская, Верхнесольское поднятие со структурами: 20 — Видвьяюрской, 21 — Нючпасской, 22 — Вениб-ской, 23 — Кажимской, 24 — Выльгортский купол, 25 — Часовский соляной купол, 26 — Сереговский соляной купол, 27 — Вымско-Вычегодская флексура, 28 — сброс Четласского камня, 29 — сброс Оч-Пармы, 30 — сброс Вымской гряды.

(См. продолжение на стр. 33)

в поперечном направлении на разрозненные впадины и лежат в основе крупных поднятий в области сводов. Такого рода перемычка прослежена бурением в южной части Восточно-Тиманского прогиба у с. Вой-Вож, р. Черь-Вычегодская и далее к востоку и юго-востоку в район Троицко-Печорска (см. фиг. 4). На северо-западе от Вой-Вожка этой же перемычкой, по-видимому, ограничено распространение к югу верхнеживецких отложений в Ухтинском районе (см. фиг. 3). Такие же перемычки устанавливаются к северу от Ухты и на Южном Тимане по линии Джежим-Парма—Ксенофонтово.

Природа и происхождение таких перемычек не вполне ясны. Несомненная связь их со структурой фундамента позволяет легко ориентироваться при прослеживании их по простиранию. Поэтому для прогноза структур это явление представляет большую ценность.

Характерной особенностью этих структурных образований является их, в общем, неизменное положение в плане. Но, несмотря на известное постоянство места, они обладают прерывистым вертикальным ростом. Так, например, перемычка, расположенная в южной части Восточно-Тиманского прогиба, была приподнята над прилегающими районами в девоне и среднем карбоне. В нижнем карбоне она несколько прогибалась, что обусловило образование здесь залива нижнекаменноугольных отложений. Подобный залив существовал и на Среднем Тимане к востоку от Пижемского поднятия.

Джежим-Ксенофонтовская перемычка, обладавшая интенсивным восходящим движением в девоне и нижнем карбоне, на протяжении всего карбона несколько прогибалась. Только в конце перми здесь имели место интенсивные тектонические движения, образовавшие Вымско-Вычегодскую флексуру и асимметричные складки Джежим-Пармы, Краснояра и Ксенофонтова.

Для объяснения тектонических движений в районах перемычек сейчас нет достаточного материала. Однако весьма вероятно, что здесь имеет место разложение исходного направления тектонического движения на составляющие.

Таким образом, влияние структуры складчатого фундамента на проявление тектонических движений в провинции выражается в наложении поднятий меньшего размера на основную герцинскую структуру Тимано-Печорской провинции. Создаваемые в результате этого перемычки являются

II ВОСТОЧНО-ТИМАНСКАЯ ОБЛАСТЬ

31 — Пижемская (Верховская) структура, 32 — Новокиловская складка, 33 — Эшмеская структура, 34 — Айювинская структура, 35 — Ухтинское поднятие, 36 — Черская структура (Ижемская складка). Складки: 37 — Нямецкая, 38 — Верхнеодесская, 39 — Северосидольская, 40 — Кушюдская, 41 — Розлинская, 42 — Сидольская структура, 43 — Вой-Вожская складка, 44 — Износьюгоринская складка, 45 — Эввалдорская, 46 — Южномыльвинская, 47 — Мыльвинемская, 48 — Умбинский сброс, 49 — Нямед-Войвожский сброс.

III ИЖМА-ПЕЧОРСКАЯ ОБЛАСТЬ

50 — Предполагаемый погребенный Ижма-Печорский свод. Предполагаемые структуры: 51 — Устынвемская, 52 — Кишиевская, 53 — Себежская, 54 — Савинборское поднятие (предполагаемое), 55 — Ижма-Сойвинское поднятие с подчиненными ему структурами Сидольской (42), Вой-вожской (43), Нибельской (56) и Нижнеомринской (57). Складки: 58 — Джебольская, 59 — Южноджебольская, 60 — Тибьюская, 61 — Правобережная, 62 — Мамыльский купол.

IV КАМЕНСКО-ПЕЧОРСКАЯ ОБЛАСТЬ

63 — Каменско-Кыртапольская флексура, 64 — Мутноматериновая структура, 65 — Каменско-Лыжское поднятие, 66 — Ольгавейнорское поднятие. Складки: 67 — Северольжская, 68 — Южнольжская, 69 — Западнольжская, 70 — Конвинская, 71 — Каменская, 72 — Кыртапольская, 73 — Югидская, 74 — Худюольская, 75 — Западноопляская, 76 — Войская, 77 — Лемьюское предполагаемое поднятие, 78 — Южнольжский купол.

V ЗАПАДНО-УРАЛЬСКАЯ ОБЛАСТЬ

3 Заваз 1097.

благоприятными зонами девонского и отчасти каменноугольного структурообразования, особенно на участках пересечения их со сводами.

В результате рассмотренных общих тектонических преобразований Тимано-Печорская провинция может быть разделена на пять областей, различающихся как по режиму колебательных движений, так и по типам распространенных в них разрезов: Западно-Тиманскую, Восточно-Тиманскую, Ижма-Печорскую, Каменско-Печорскую, Западно-Уральскую.

Сравнение известных разрезов палеозоя позволяет выделить среди них пять типов, соответствующих перечисленным областям. Ниже при описании этих областей приводится и общая характеристика распространенных в них разрезов (фиг. 8, 9).

Мы не имеем возможности подробно останавливаться на описании каждого из выделяемых нами типов разреза и лишь ограничимся их графическим изображением (см. фиг. 8). Подробные сведения об отдельных разрезах интересующиеся могут найти в работах ухтинских геологов В. А. Калужного, В. А. Разницына, И. Г. Добрынина, В. А. Левченко, Л. В. Добровторской и др.

ЗАПАДНО-ТИМАНСКАЯ ОБЛАСТЬ

Западно-Тиманская тектоническая область охватывает собой обширную территорию в юго-западной части провинции и характеризуется преобладанием восходящих движений на протяжении всего девона (кроме кыновского и саргаевского времени) и погружением в каменноугольное и нижнепермское время. Область характеризуется в общем отрицательным значением силы тяжести с повышением его в юго-западном направлении.

Аэромагнитной съемкой установлено значительное повышение значения вертикальной составляющей магнитного поля вдоль северо-восточной границы области и наличие на ее территории крупных аномалий, ориентированных в северо-западном направлении, в общем параллельно предполагаемому краю гнейсового основания Русской платформы.

С северо-востока и востока область ограничена крупными нарушениями, развившимися вдоль юго-восточной окраины верхнеживетского бассейна и ограничившими распространение терригенных девонских формаций к западу и юго-западу. Эти крупные нарушения, заложенные в конце ордовика, возрождались в среднем девоне, возможно, в карбоне и особенно резко проявлялись в конце пермского периода в связи с герцинской складчатостью, охватившей Северный Урал.

На юге, в районе Джежим-Пармы и Ксенофонтова, область выступает в сторону Урала мысом или архипелагом островов, который занимал наибольшую площадь в живете и начале франского времени. С конца нижнефранского времени и особенно в верхнефранское и фаменское время этот мыс покрывался морем. Лишь крайняя восточная его часть, в районе Ксенофонтова, оставалась обнаженной. В это же время значительно сократилась площадь западотиманской суши. Это нашло свое отражение в составе фаций среднефранских и верхнефранских отложений в пределах Джежим-Ксенофонтовского выступа.

В качестве типичных для этой области можно принять разрезы Больших Порогов, Джежим-Пармы и Аныба (см. фиг. 8). Геологосъемочными и геофизическими работами в северо-восточной части области установлен ряд структур северо-западного простирания (Чожель-Парминская, Синдорская, Веслянская, Большепорожская и др.). Эти структуры группируются в полосе северо-западного простирания, которую Н. Н. Ростовцев именовал Кельтменским валом. Большинство из них располагается вдоль флексуры,

простирающейся в северо-западном направлении от Джежим-Пармы до среднего течения р. Выми под азимутом 320° , что, в общем, соответствует простиранию складчатых дислокаций сланцевого фундамента.

Наряду с этим в ряде пунктов на Среднем Тимане (р. Мезень, Мезенская Пижда) и на Южном Тимане (Оч-Парма и Джежим-Парма) наблюдаются небольшие складки с северо-западным, почти меридиональным простиранием. Непосредственная близость этих складок к крупным послепермским разломам (герцинским) и сходная ориентировка дислокаций позволяет предполагать генетическую их связь с указанными разломами.

В южной части области намечен ряд поднятий, которые следует связывать с северной оконечностью Вятского вала (Вильгортское, Локчимское, Верхнесольское). Характерной отличительной особенностью этой части области является наличие мощной терригенной толщи верхнего девона. Судя по пробуренной на Апыбской структуре скважине, хорошие песчаные коллектора в этой толще отсутствуют. Хотя этот разрез еще детально не изучен, но есть основание предполагать, что вся известная часть терригенной толщи, мощностью свыше 200 м, относится к нижнефранскому подъярису.

Слабая геологическая изученность на территории области не позволяет вскрыть историю формирования известных здесь структур. Во всяком случае время последних движений, обусловивших образования этих платформенных складок, определяется сравнительно точно по угловому несогласию между отложениями татарского яруса верхней перми и ветлужского яруса нижнего триаса.

Судя по фациальному составу каменноугольных и пермских отложений, юго-западная и западная части области на всем протяжении карбона и перми представляли собой впадину с затрудненным сообщением как со среднерусским, так и с восточно-тиманским морскими бассейнами. Вполне возможно, что ограничивающим эту впадину с северо-востока барьером являлись поднятия в Восточно-Тиманской области, начавшие вздыматься вдоль северо-восточной окраины Западно-Тиманской области с каменноугольного периода.

В конце пермского времени перед началом триаса, в связи с общим нарастанием интенсивности тектонических движений на Северном Урале, в пределах Тимано-Печорской провинции, имело место некоторое оживление древних разломов фундамента, направленных вкост простирания его структуры. Одновременно, по-видимому, произошло образование пологих изгибов параллельно простиранию древней каледонской складчатости. Первые обусловили образование крупных взбросов вдоль западного края Четласского камня и Вымско-Вольской гряды и смятие в интенсивные складки прилежащих каменноугольных и пермских отложений вдоль этих взбросов. Вторые — явились причиной образования пологих изгибов слоев и отдельных поднятий. Это наиболее четко выражено в центральной части области, причем можно заметить нарастание интенсивности этих дислокаций к юго-востоку от Выми в сторону Джежим-Пармы и Ксенофонтова.

В южной части области формирование поднятий совершенно не изучалось. Имеющиеся отрывочные сведения о их морфологии и стратиграфическом разрезе указывают также на дотриасовый их возраст. Влияние последующих мезозойских, тектонических движений ясно не обнаруживается. Однако поскольку разрезы верхнеюрских и нижнемеловых отложений, распространенных по обе стороны Тимана, идентичны по своему составу, их разделение на два самостоятельных поля не отражает палеогеографической обстановки этого времени.

Помимо того, замечено, что изменения в составе мезозойских отложений по мере приближения к Тиману не происходит, хотя в ряде мест установлено их залегание в незначительном удалении от выходов метаморфических сланцев (рр. Кедва и Айюва). Изучение минералов тяжелой фракции в юрских горючих сланцах, проведенное Д. П. Сердюченко и Е. А. Киреевой, также указывает на отсутствие сноса с Тимана. Некоторые в общем незначительные изменения в составе отложений и внутриформационные размывы наблюдаются в районах пермских поднятий как в бассейнах рр. Сысолы и Яренги, так и на северо-восточном склоне Тимана. Эти факты позволяют предполагать, что в мезозое Тиманский кряж не представлял собой суши и не оказывал, особенно в нижневожжское время, существенного влияния на распределение морских отложений.

Лишь послемеловые тектонические движения, охватившие весь северо-восток Европейской части СССР, вызвали обновление древних разрывов (в основном герцинских) и дальнейший рост структур. Послемезозойские разрывы можно наблюдать на юго-западном крыле Венибской и на Айювинской структурах.

В результате этих движений обособились два прогиба, в которых сохранились мезозойские отложения. На северо-востоке провинции послемезозойский прогиб известен под названием «Печорская депрессия», на юго-западе в пределах Западно-Тиманской области мезозойские отложения выполняют прогиб в бассейнах рр. Сысолы и Яренги, соединяющийся на юго-западе с полем развития мезозойских отложений центральной части Русской платформы (см. фиг. 12).

ВОСТОЧНО-ТИМАНСКАЯ ОБЛАСТЬ

Восточно-Тиманская тектоническая область располагается вдоль северо-восточного склона Тимана в виде сужающейся к югу полосы от верхнего течения р. Цильмы на северо-западе до р. Вычегды на юго-востоке. Область характеризуется преобладанием нисходящих движений на протяжении всего девона и восходящими движениями в доверхнеживетское время, в карбоне, перми и в послемеловое время; широким развитием дизъюнктивных дислокаций в живетское время и связанной с этими разломами вулканической деятельностью. Соответственно с этим на картах равных мощностей верхнеживетских и нижнефранских отложений Восточно-Тиманская область выражается четко очерченным прогибом (фиг. 10). На карте аномалий силы тяжести площадь, отнесенная к области, характеризуется неустойчивым полем с извилистым очертанием изолиний и наличием ряда небольших как по своему значению, так и по площади аномалий силы тяжести, вытянутых по простиранию области.

На карте изолиний магнитного поля, построенной Р. А. Гафаровым, Восточно-Тиманской области свойственно, в общем, отрицательное значение магнитного поля с расположенными на нем мелкими вытянутыми вдоль области аномалиями. Большинство этих аномалий отвечает полям развития дпабазов.

Характер восточного ограничения области на северо-западе провинции (Средний Тиман) не вполне ясен. На Южном Тимане переход к соседней Ижма-Печорской области происходит путем постепенной смены фациального состава разреза ухтинского типа на верхнеижемский. Вдоль восточного края области проходит несколько крупных возрожденных разрывов, сопровождающихся флексурами и вторичными складками, ориентированными вдоль разрывов и флексур. Мощности девонских отложений по мере

приближения к восточной границе области заметно сокращаются. Особенно резко сокращение мощностей выражено в верхнеживетских и нижнефранских отложениях. Это крупная зона девонских поднятий, прослеженная от Верхне-Ижемского района на юге до ст. Керки (Айюва) на севере, являлась на протяжении всего девона своеобразным барьером, ограничивающим распространение к востоку вулканогенных фаций верхнего живета и терригенных и галогенных фаций верхнефранского подъяруса (см. фиг. 3).

Западная граница Восточно-Тиманской области в основном совпадает с береговой линией верхнеживетского бассейна, ограничена в верхнем живете разрывами и характеризуется широким развитием вулканической деятельности. Вулканические проявления, давшие начало туфито-диабазовой толще верхнечибыюских слоев, затухают к югу. Соответственно изменяется и характер границы области. Здесь песчаные и туфито-железняковые породы верхнего живета трансгрессивно ложатся на метаморфические сланцы. О границе области здесь можно судить лишь по общему фациальному составу отложений и распространению отложений нижнечибыюских слоев.

Началу верхнеживетской трансгрессии предшествовало общее поднятие области, наиболее интенсивно протекавшее в западной ее части. В результате этого размывом были уничтожены отложения ижма-омринского (доверхнеживетского) комплекса. Останцы этих отложений сохранились лишь в восточной части области (Вой-Вож, Нямедь, Айюва). Наибольшей глубины размыв достигал на Южном Тимане. На Среднем Тимане, к западу от Верховской, глубина размыва не была столь значительной, в результате чего нижняя свита комплекса (седиольская) в ряде мест сохранилась. Однако и здесь в доверхнеживетское время существовали приподнятые участки, на которых ижма-омринский комплекс был полностью уничтожен (см. фиг. 7).

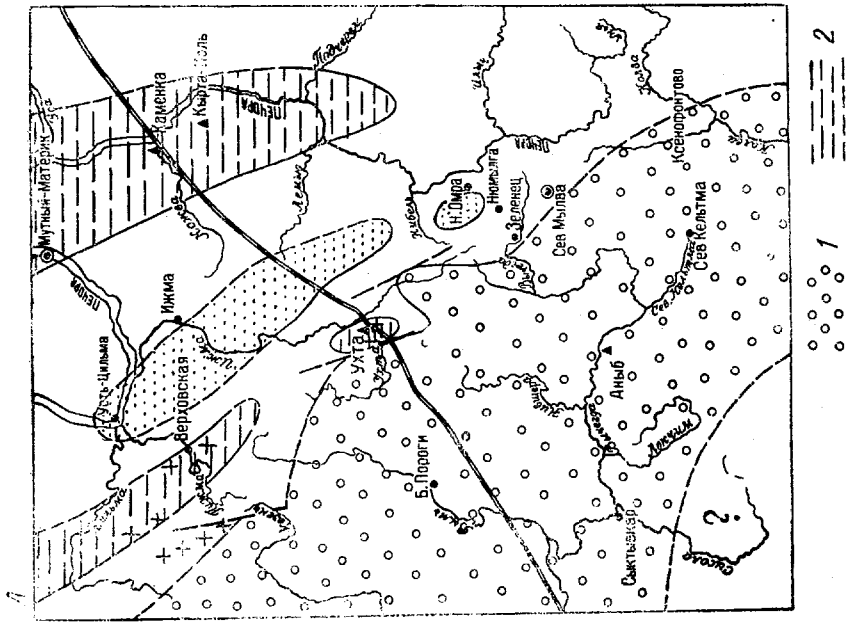
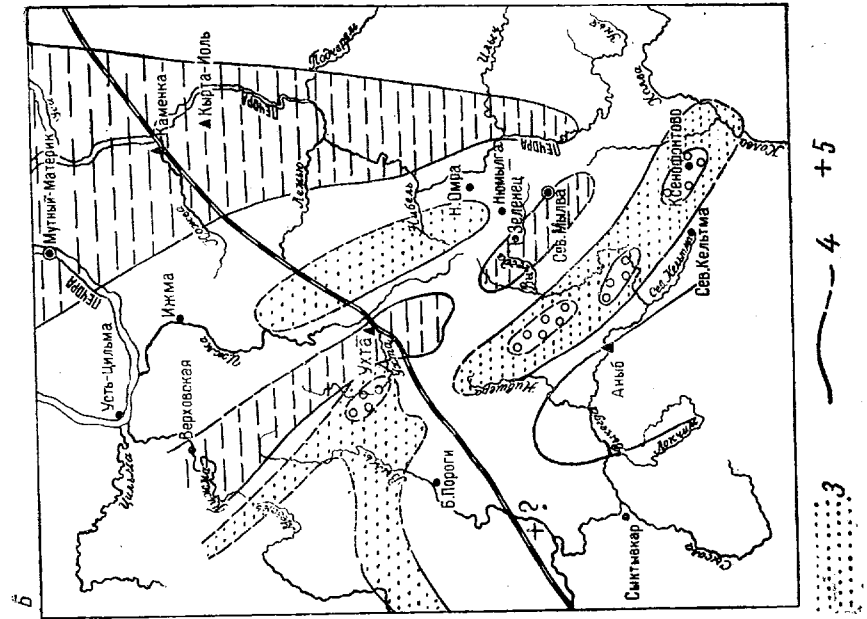
Этот доверхнеживетский подъем сопровождался крупными разрывами. Один из таких разрывов прослежен бурением от верховьев р. Ижмы до устья р. Ухты.

Начиная с верхнеживетского времени, на протяжении всего девонского периода Восточно-Тиманская область испытывала погружение, что нашло свое отражение в мощностях девона. На фоне этого прогиба, на протяжении всего девона существовали относительно стабильные участки, обособлявшие Ухтинскую впадину. На этих участках накапливались относительно сокращенные мощности девонских отложений. Наиболее четко вырисовываются две такого рода перемычки, разделявшие Восточно-Тиманский прогиб (фиг. 10). Первая — к северу от г. Ухты на Вымско-Кедвинском междуречьи и вторая — в верхнем течении р. Ижмы. Эти перемычки, по-видимому, уже в девоне представляли собой крупные структуры роста. На основе южной из них в дальнейшем, надо полагать, формировалось Ижма-Сойвинское поднятие.

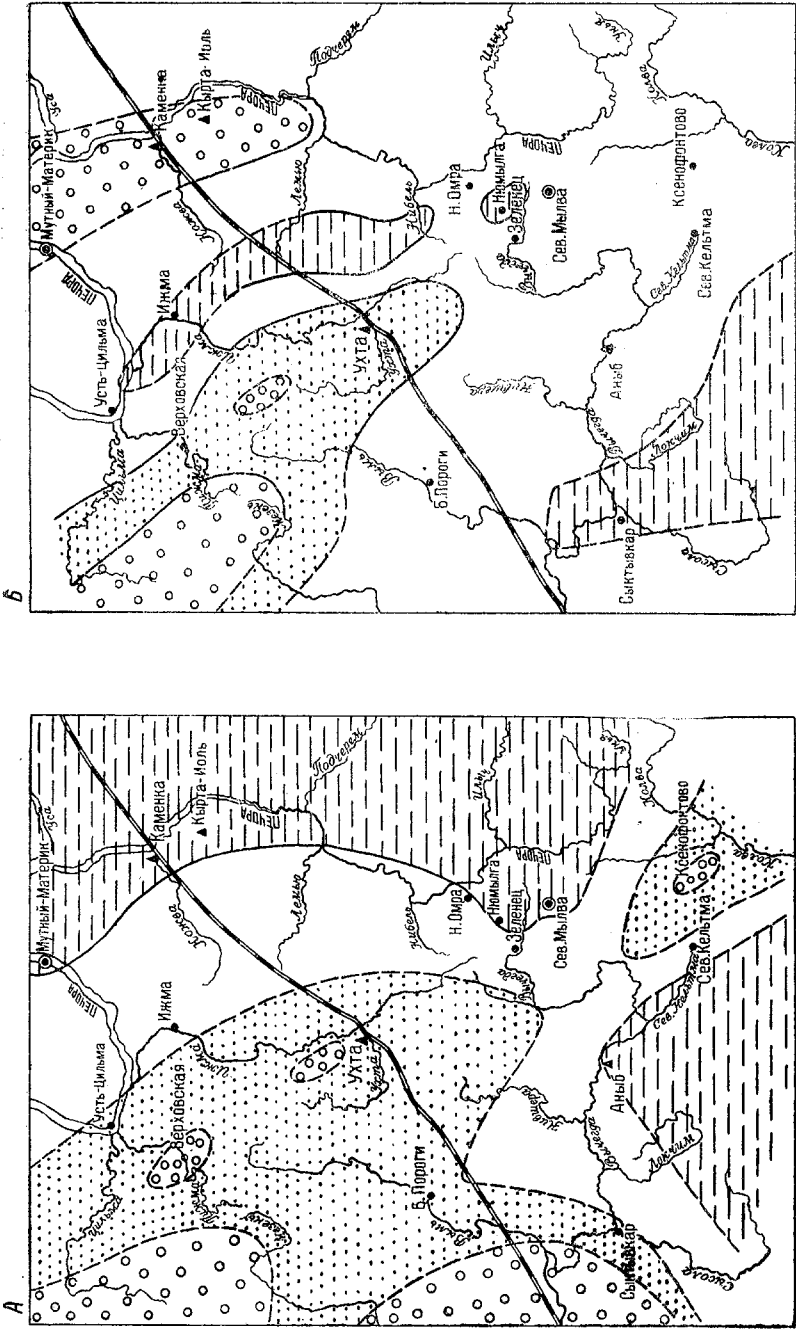
Наметившееся в конце верхнефранского времени общее поднятие к концу нижнефаменского времени охватило полностью Восточно-Тиманскую и Западно-Тиманскую области.

В результате этого общего подъема на территории обеих областей отсутствуют отложения верхнефаменского подъяруса и турнейского яруса.

Наибольшей глубины размыв достиг на Среднем Тимане, где в верховьях р. Ижмы отложения нижнего и среднего карбона залегают на метаморфических сланцах. В Ухтинском и Верхне-Ижемском районах отложения визейского яруса залегают на разных горизонтах девона. К этому

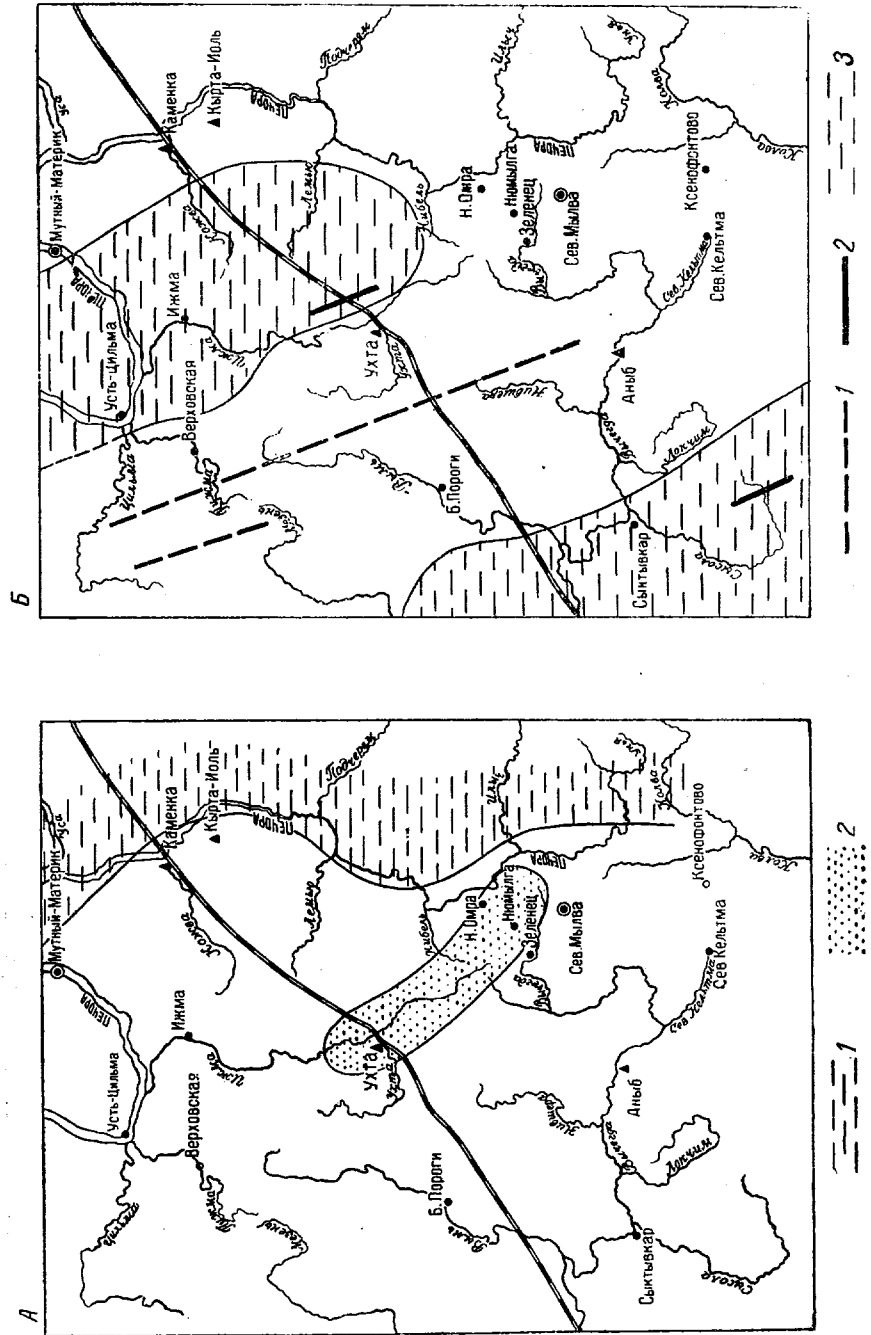


Фиг. 10. Палеоструктурная схема Тимано-Печорской провинции. Составил О. А. Солнцев.
 А — верхнеживецкое время, Б — нижнеживецкое время. 1 — территории без осадков (области сноса), 2 — территории с максимальной мощностью осадочных (прогибы), 3 — территории с уменьшенной мощностью осадков (своды), 4 — живецкие разломы, 5 — проявление живецких эффузий.



○ ○ ○ ○ 1
==== 2
..... 3

Фиг. 14. Палеоструктурная схема Тимано-Печорской провинции. Составил О. А. Солнцев.
А — нижнекаменноугольная эпоха, Б — средне- и верхнекаменноугольные эпохи, 1 — территории без отложений (области сноса), 2 — территории с максимальной мощностью отложений (прогибы), 3 — территории с уменьшенной мощностью отложений (своды).



Фиг. 12 Палеоструктурная схема Тимано-Печорской провинции.
 А — верхнепермская эпоха. 1 — области максимальных мощностей (Предуральский прогиб), 2 — области наименьших мощностей.
 Б — распределение постемловых прогибов. 1 — возмужденные герциновые разломы, 2 — постемловыи сбросы, 3 — постемловыи прогибы.

периоду следует относить заложение основных, наиболее крупных поднятий области (Ухтинское, Пижемское и Эжвадорское), фиг. 11.

До конца нижнего карбона и, возможно, башкирского яруса и среднего карбона область представляла собой единое целое с Западно-Тиманской и характеризуется сходными карбонатными фациями. Только с нижнемосковского времени начинается разобщение этих областей, достигающее своего максимума к нижней перми. В результате на фоне общего морского режима в Западно-Тиманской области формируется крупный прогиб, а в Восточно-Тиманской — пологое поднятие, выраженное сокращением мощностей среднего и верхнего карбона. Это новое вздымание области закончилось крупными разрывами верхнепермского времени и формированием прилежащих к ним структур (Умбинской, Войвожской, Нямедской и др.). Возраст этих разрывов по аналогии с Западно-Тиманской областью определен как послетатарский (фиг. 12).

Таким образом, в результате последевонских тектонических преобразований на месте девонского прогиба образовались поднятия, причем наибольшей амплитудой обладали структуры, заложенные на месте локальных девонских впадин (Пижемская, Ухтинская и Эжвадорская).

Мезозойские и послемезозойские движения в пределах Восточно-Тиманской области не могут быть расшифрованы вследствие того, что отложения этого времени здесь в основном смыты и присутствуют лишь в восточной части области. Следует отметить, что для Верхне-Ижемского и Ухтинского районов, а также для Среднего Тимана характерны четвертичные восходящие движения, причем максимальной интенсивности эти движения достигают на участках, в общих чертах соответствующих сформированным в карбоне и нижней перми структурам. Это подтверждается, кроме рельефа поверхности коренных пород, также и характером речных долин. Любопытно отметить тот факт, что большинство участков крупных четвертичных поднятий, в общих чертах, отвечает гравитационным максимумам.

ИЖМА-ПЕЧОРСКАЯ ОБЛАСТЬ

Ижма-Печорская тектоническая область охватывает центральную часть Тимано-Печорской провинции. Она характеризуется общим, небольшим постепенным нарастанием мощностей девонских отложений к востоку, увеличенными мощностями каменноугольных отложений в центральной части, развитием несвойственных Восточно-Тиманской области терригенных красноцветных и сероцветных верхнепермских отложений; широким развитием ижма-омринского комплекса и наличием морских юрских и меловых отложений.

Область характеризуется восходящими движениями, на фоне общего опускания, в девоне и начале нижнего карбона; нисходящими движениями в среднем и верхнем карбоне. Первые привели к формированию в центральной части области Ижма-Печорского свода, а вторые — пологого прогиба. Начиная с верхней перми, область приобрела пологий наклон к востоку в сторону Предуральяского прогиба. Эти последевонские движения, естественно, должны были привести к переформированию Ижма-Печорского свода.

На карте аномалий силы тяжести Ижма-Печорская область выражена в общем нейтральным полем с сравнительно небольшими, расплывчатой формы, отрицательными и, реже, положительными аномалиями. Лишь на юге областей в пределах Ижма-Сойвинского поднятия и верховьях р. Вычегды наблюдаются крупные положительные аномалии, достигающие 35 *мг/г*.

Западная граница области почти совпадает или проходит несколько западней верхнеживетских поднятий, в пределах которых наблюдается сокращение мощностей последующих девонских отложений. На протяжении нижнефранского времени эта зона передвигалась постепенно к востоку и в конце саргаевского времени, надо полагать, максимальное вздымание располагалось приблизительно вдоль линии от Троицко-Печорска на юге к с. Ижма на севере области. Сокращение мощности кыновских и выклинивание саргаевских отложений к востоку наиболее четко выражено в районе Нижней Омры. Восточная граница области проводится, исходя из сравнения разрезов Айювинского и Омринского районов с вскрытыми глубоким бурением в пределах Каменско-Печорской области, с учетом данных региональной гравииоразведки.

Как указывалось выше, в девоне Ижма-Печорская область представляла собой пологое сводообразное поднятие, расположенное между прогибами Восточно-Тиманской и Каменско-Печорской областей. Это хорошо видно на картах равных мощностей живетских и нижнефранских отложений девона (см. фиг. 3, 4). По аналогии с соседней с запада областью следует ожидать образование в пределах свода локальных участков прогибания, разделенных ориентированными поперек свода поднятиями — перемычками.

Южное из поднятий Ижма-Сойвинское с востока сливается с перемычкой, разделявшей в кыновское и саргаевское время Ухтинскую и Южную впадины. Это поднятие, формировавшееся с начала верхнего живета в виде полого погружающегося к юго-востоку свода, хорошо прослеживается по мощностям отложений от верхнего живета до конца девона и достигло наибольшей контрастности в карбоне. Предкарбонный размыв, уничтоживший свод поднятия, местами до середины нижнефаменской толщи, лишь подчеркнул конфигурацию основной для этого поднятия Нибельской структуры и структурного мыса между Верхней и Нижней Омрой. В каменноугольном периоде рост поднятия продолжался, причем в пределах его свода начали обособляться Нижнеомринская, Нибельская и, возможно, Седиольская структуры. Окончательно формирование современных структур следует все же связывать с проявлениями на Урале герцинской складчатости (пфальцская фаза) и образованием ряда различной амплитуды разрывов.

К югу от Ижма-Сойвинского поднятия геофизическими работами установлена вытянутая в меридиональном направлении Джебольская складка. Производивший детальные геологические работы в этом районе В. А. Левченко указывает на наличие здесь крупного послепермского сброса, ориентированного вдоль р. Печоры (см. фиг. 9).

Вообще для Ижма-Печорской области характерны проявления приобросовых дислокаций, в основном послепермского возраста.

К такому типу складок относятся: Вой-Вожская, Изкосьгоринская и, по-видимому, Верхнеодесская и Джебольская. Наряду с этим подобные же складки установлены и за пределами поднятий в разделяющих их прогибах. К таким следует относить Нямедскую структуру. Вполне вероятно, что образование этих складок, так же как и самих сбросов, следует связывать со складчатыми движениями в Уральской геосинклинали.

Известные данные о структуре южной части Ижма-Печорской области позволяют дать, хотя бы в общем виде, положительный прогноз о наличии структур на территории, не освещенной разведочным бурением. Кроме намеченных на западной границе области Айювинской и Верхнеодесской структур, можно предположить наличие поднятия в центральной части, лежащего,

подобно как и Айювинское, на юго-восточном продолжении перемычки, ограничивающей с севера Ухтинскую девонскую впадину.

Приведенное рассмотрение структуры Ижма-Печорской области относится преимущественно к девонскому, каменноугольному и отчасти нижнепермскому этапу ее развития. Характер и направление позднейших тектонических движений не может быть рассмотрен столь подробно вследствие недостаточной изученности как верхнепермских, так и позднейших образований.

В самом общем виде представляется, что начавший формироваться в среднекаменноугольное время, в центральной части области, прогиб продолжал существовать до конца артинского времени. Незначительные восходящие движения, устанавливаемые колонковым бурением по сокращению мощностей на участке Зеленца и Ньюмылги, в сакмарское время не оказали, по-видимому, существенного влияния на структуру области. Лишь в конце артинского времени началось вздымание этой части области. В кунгурское время прогиб сохранялся лишь в южной части области, где отлагалась мощная гипсово-доломитовая толща. Центральная часть области, включая и Омринский район, в это время была приподнята.

Надо полагать, что на поднятиях, предшествовавших юрской трансгрессии, пермские и отчасти каменноугольные отложения были смыты. Установлено лишь региональное трансгрессивное залегание юрских песков на разных горизонтах перми и карбона в восточной части Восточно-Тиманской области, явившееся результатом общего наклона слоев от тиманских взбросов в сторону Урала. По-видимому, все доюрские выступы рельефа к моменту отложения батских песков были уже сnivelированы и созданы условия для распространения юрского и нижнемелового моря на всей территории провинции. Как указывалось выше, сохранение юрских и меловых отложений в центральной и северной частях Ижма-Печорской области следует связывать с некоторым прогибанием в послемеловое время.

КАМЕНСКО-ПЕЧОРСКАЯ ОБЛАСТЬ

Каменско-Печорская тектоническая область охватывает восточную окраину Тимано-Печорской провинции и располагается между западным склоном Урала и Ижма-Печорской областью. К ней отнесена вся территория развития пологих линейных складок краевой части платформы и пермского Предуральяского прогиба. Возможно, что западная граница области, судя по характеру отложений, в какой-то мере совпадает с краем платформы нижнекаменноугольного и пермского времени. Что касается девонского периода и двух верхних отделов каменноугольной системы, то платформенного типа карбонатные отложения этого времени распространены значительно восточней — на западном склоне Урала.

Область характеризуется высоким положительным значением и изрезанностью магнитного поля и поля силы тяжести. Развитые здесь аномалии имеют вытянутую вдоль области форму, резко очерчены, и большинство из них совпадает со структурами (складками).

На протяжении всего девона и нижнего карбона область интенсивно прогибалась, причем, по-видимому, центр прогиба в нижнем карбоне значительно сместился к востоку и югу. В начале среднего карбона нисходящее движение сменилось восходящим. Амплитуда этого подъема не компенсировала прогибания в девоне. Характерно, что на юге области, где нисходящее движение в девоне было сравнительно замедленным, восходящее дви-

жение в среднем и верхнем карбоне почти не проявлялось. Наибольший темп прогибания здесь наблюдался лишь в турнейское время. В результате этих дифференцированных движений в пределах Каменско-Печорской области обособились две крупные впадины — девонская на севере и нижнекаменноугольная, преимущественно нижнетурнейская, на юге.

Геологические данные имеются лишь по северной части области, где в пределах Печорской гряды пробурено несколько глубоких разведочных скважин (Каменка и Кырта-Иоль) и опорная скважина (Мутный Материк). Кроме того, на ряде участков проведен комплекс детальных геофизических разведочных работ и колонкового бурения. Этими работами установлен ряд структур, вытянутых вдоль простирания гряды. Сравнительно хорошая обнаженность от р. Вои до р. Каменки и большой объем произведенных здесь геологоразведочных и геофизических работ позволили точно установить тектоническое строение этой части области.

Имеющиеся данные о разрезе девонских отложений указывают, что на протяжении девона на территории области имел место различный темп интенсивности прогибания, создавший условия для образования структур. Так, в частности, в среднефранское время в районе Каменки имело место замедленное прогибание по сравнению с Мутным Материком и Кырта-Иолем, что выражено сокращением здесь мощности среднефранских отложений почти на 200 м. Хотя нижнефранские отложения полностью пересечены лишь в одной скважине на Мутном Материке, можно предполагать, что их мощность сокращается к югу в районе Каменки. В этом же направлении возрастает их песчаность.

В верхнефранское и нижнефранское время наметился общий подъем на севере Каменско-Печорской области. Наиболее резко этот подъем был выражен в верхнефранское время, что вызвало сокращение мощностей в районе Мутного Материка по сравнению с Кырта-Иолем почти на 250 м. В нижнефранское время на фоне общего подъема к северу наметился прогиб в районе Каменки с амплитудой порядка 100 м по отношению к Кырта-Иолю и 200 м по отношению к Мутному Материку.

Исходя из предположения, что поднятие в районе Каменки отражает в себе общую закономерность образования перемычек, поперечных к основному простиранию прогибов и поднятий в пределах Тимано-Печорской провинции, кажется вполне реальным представлять себе Каменскую, Лыжскую и другие структуры этого района вторичными осложнениями на фоне крупного Каменского поднятия.

Кроме Каменского поднятия, наиболее резко проявившегося в доверхнефранское время, в районе Мутного Материка намечается поднятие верхнефранского времени, которое сейчас не может быть оконтурено даже приближенно. Возможно, оно является отражением общего регионального подъема к северу, подобного установленному на Тимане. В таком случае глубины залегания девонских отложений в расположенной к северу Большеземельской тундре окажутся сравнительно небольшими.

Если по девону видно четкое обособление Каменско-Печорского прогиба от западного склона Урала как по мощностям отложений, так и по развитым в нем фациям, то в нижнекаменноугольное время область и особенно Печорская гряда представляли собой краевую часть Западно-Уральского прогиба. Дальнейшее совпадение тектонических движений в этих соседних областях выражается в общем поднятии, охватившем как западный склон Урала, так и северную часть Каменско-Печорской области. Это поднятие продолжало существовать до конца артинского времени.

Разграничение Западно-Уральской и Каменско-Печорской тектонических областей в известной мере условно. Учитывая четкую обособленность Каменско-Печорской области по характеру гравитационных аномалий, граница между областями должна проходить вдоль западного борта пермского Предуральского прогиба. Западная граница прогиба на севере почти совпадает с восточной границей Каменско-Печорской области и только в районе г. Печоры пересекает ее и переходит в восточную ее часть. На юге западная граница прогиба проходит в пределах Ижма-Печорской области. Возможно, что к югу от р. Илыча Предуральский прогиб совпадает с Каменско-Печорской областью. Однако, судя по составу и структуре осадочных пород Кольво-Вишерского края, продолжить эту область значительно южнее нет оснований.

ЗАПАДНО-УРАЛЬСКАЯ ОБЛАСТЬ

Западно-Уральская тектоническая область ограничивает Тимано-Печорскую провинцию с востока и по существу принадлежит к Уральской складчатой системе. Характерной особенностью области является чередование во времени геосинклинального и платформенного режимов накопления осадков. Так, платформенные условия седиментации устанавливались здесь по крайней мере дважды: в девоне — на протяжении франского и, отчасти, фаменского времени и в карбоне — с башкирского до гжельского времени включительно.

Развитие в Западно-Уральской области карбонатных фаций в верхнем девоне, интенсивная, типичная для краевой зоны геосинклинали складчатость резко отличают эту область от Тимано-Печорской провинции. Из региональных геофизических исследований в пределах области проведена лишь аэромагнитная съемка. На карте изолиний магнитного поля переход от Каменско-Печорской области к Западно-Уральской выражен полем резко очерченных отрицательных аномалий. Далее к востоку распространяется сильно изрезанное магнитное поле, отвечающее Уральскому кряжу.

Вследствие отсутствия данных о составе пород, подстилающих в пределах Предуральского прогиба пермские отложения, установить характер перехода разрезов девона каменско-печорского типа в западно-уральский не представляется возможным.

Малоубедительным является также сопоставление этих разрезов с известными в других областях Тимано-Печорской провинции, хотя детальные литологические описания и значительные сборы фауны дали возможность А. И. Першиной произвести уверенное расчленение их на ярусы и свиты местного значения.

Анализ мощностей и состава девонских отложений указывает на общую приподнятость Западно-Уральской области в живетское, франское и фаменское время по сравнению с соседними с запада областями провинции. К сожалению, данные об изменении мощностей горизонтов и ярусов девона вдоль западного склона Урала недостаточны для выводов. Все же можно заметить, что в районе р. Патока имеет место локальное уменьшение мощностей. Особенно ясно оно выражено в нижнефранских отложениях. Здесь же геологом А. И. Першиной отмечается некоторое изменение фациального состава пород.

Приведенные обстоятельства позволяют предположить, что и в этой области сказывалось в какой-то мере влияние поперечного к Уральскому плану строения каледонской структуры Тимана.

Альпийские движения на Урале неоднократно отмечались в литературе. На территории Тимано-Печорской провинции они также довольно обычны и проявления их отмечены выше. Поэтому есть все основания допускать проявление альпийских поднятий и в пределах Каменско-Печорской и Западно-Уральской областей.

По-видимому, ими вызвано закономерное чередование в долине р. Печоры участков врезания с близкой к прямолинейной ориентировкой русла реки и участков подпора с характерным для них развитием крупных меандр. Как видно из приведенного рассмотрения тектонических движений, тектоническая жизнь провинции, начиная со среднего палеозоя, характеризуется в основном платформенным режимом колебательных движений. В результате этих движений в пределах провинции образовались пологие прогибы и сводообразные поднятия, ориентированные в двух направлениях — уральском и древнетиманском.

Преобладающее значение из них имело герцинское, простирающееся в северо-западном, близком к меридиональному направлению. В результате этих движений в девоне были образованы Каменско-Печорский, Восточно-Тиманский, Западно-Тиманский прогибы и разделяющие их своды. Соответственно, в карбоне и нижней перми в основном по этим же линиям наблюдалась обратная направленность движений.

Нарастание интенсивности колебательных движений с запада на восток и ориентировка образованных ими прогибов и сводов указывают на генетическую связь движений с растущей, к востоку от провинции, Уральской геосинклиналию.

Второе направление, более древнее, каледонское, почти поперечное первому, выражено менее ясно. С ним связано образование сводов и прогибов заметно более пологих и обладающих значительно меньшей амплитудой, чем в первом. Наличие этих движений обусловило, в местах пересечения сводов, образование пологих структур второго порядка. К таким в девоне следует отнести Ижма-Сойвинское, а в карбоне Ухтинское поднятия.

Более или менее равномерная интенсивность движений, более широтная ориентировка образованных ими форм и почти полная согласованность последних с простираемостью основных структурных линий фундамента позволяет связывать эти движения с глубинными изменениями в недрах каледонской геосинклинали Тимана. Об этой связи свидетельствует также постепенное ослабление во времени интенсивности тектонических проявлений этого направления.

Таким образом, с колебательными движениями девонского времени следует связывать заложение таких крупных поднятий как Ижма-Сойвинское, Каменское и другие. Основываясь на выявленной закономерности, можно предположить наличие Кишневского, Вельского и Айювинского поднятий¹ и структурно связанной, по-видимому, с последними Эшмесской структуры.²

Соответственно со второй половиной каменноугольного времени следует связывать образование Пижемского и Ухтинского поднятий, Черской, Эжвадорской и Южномыльвинской структур, и предполагать присутствие Себежской структуры и Лемьёвского, Восточно-Одесского и Мыльонемского поднятий.

¹ Наличие Айювинского поднятия подтверждено сейсморазведкой в 1956 году.

² Название структуры дано геологом Ф. Ф. Патрикеевым, обнаружившим ее при маршрутных исследованиях 1954 г.

Произведенный анализ изменения мощностей и фаций девонских и каменноугольных отложений указывает на то, что некоторая часть западного склона Северного Урала в это время, несмотря на известное своеобразие развитых там фаций, так же как и вся Тимано-Печорская провинция, находилась вне пределов Уральской геосинклинали и располагалась в пределах территории, на которой проявлялись тектонические движения платформенного типа.

Влияние Уральской геосинклинали, расположенной в это время значительно восточнее, сказывалось кроме общей ориентировки колебательных движений, на интенсивности образования прогиба в девонское время и последующего подъема в конце карбона в пределах Каменско-Печорской области. Этой же причиной следует объяснять появления прогиба в нижнекаменноугольное время вдоль западной границы Западно-Уральской области.

Помимо влияния на направленность и интенсивность колебательных движений, воздействие тектонических напряжений, связанных с Уральской геосинклиной, неоднократно проявлялось в виде разломных дислокаций.

Надо полагать, что заложение Уральской геосинклинали, начавшееся в ордовикскую эпоху, вызвало дробление прилегающей к ней с запада части молодой платформы на крупные глыбы, спускающиеся ступенями в сторону Урала. Наряду с этим, на западе продолжалось вздымание складчатой области, лежащей на продолжении каледонского Тимана. Судя по данным аэромагнитной съемки наиболее крупный разлом северо-западного простирания проходит вдоль западного края современного Четлаского камня. В результате размыва, предшествовавшего отложению омрасойвинского комплекса, к западу от этого разлома были, по-видимому, обнажены породы гнейсового основания. К востоку от линии разлома сохранились метаморфизованные древнепалеозойские сланцы Тимана.

Эта разнородность фундамента выявляется не только в изменении магнитного поля, но и в резком различии состава и структуры палеозойских отложений на площадях, расположенных к западу и востоку от упомянутого разлома.

В последующее время оживление разломной деятельности наблюдалось в начале и конце палеозоя. Однако образование складчатых форм связано преимущественно с последней фазой разломов, протекавшей на границе перми и триаса. С ней связан ряд крутых флексур и ориентированных вдоль линий разрывов в основном небольших асимметричных складок. К такому типу складок принадлежат: Мезенско-Пижемские, Потьюская, Джежим-Пармская, Красноярская, Гердиольская и Ксенофонтовская, расположенные вдоль ограничивающих современный Тиман с запада разломов. На северо-восточном склоне Тимана такие складки установлены в верховьях р. Ижмы вдоль Нямед-Войвожского сброса. К этой группе принадлежат: Нямедская, Северосидольская, Кушкодская, Роздинская, Войвожская и Изкосьгоринская складки. Такое же происхождение, вероятно, имеет группа верхнепечорских складок — Джебольская, Южноджебольская, Тыбьюская, Правобережная.

Наиболее крупные и более четко морфологически обособленные складки развиты вдоль Каменско-Кыртаиольской флексуры и западного края пермского Предуральского прогиба. К ним относятся: Мутноматериковая, Северолыжская, Южнолыжская, Каменская, Кыртаиольская и Худоильская складки. Вполне вероятно, что с этим же этапом тектонической

жизни провинции связано образование вторичных складок в пределах крупных поднятий и дробление их мелкими сбросовыми нарушениями.

Таким образом, рассмотрение тектонической структуры Тимано-Печорской провинции позволило выявить общую закономерность поступательного ее развития. Накопленный фактический материал пока еще недостаточен для всесторонней равной оценки структуры всех ее областей. Однако намечившееся разграничение этапов структурообразования, связанных с волнообразно колебательными движениями платформенного типа, и переформирование провинции под влиянием роста и развития соседней с востока Уральской геосинклинали, представляют несомненный интерес для практики геологоразведочного дела.

Е. М. Люткевич и М. И. Пейсик

СЕВЕР РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

ВВЕДЕНИЕ

Опорное бурение, проводившееся в последнее десятилетие на обширных пространствах севера Русской платформы, позволило в короткий срок осветить основные черты геологического строения территории, о которой раньше имелись только общие представления, основанные на геологических съемках полумиллионного масштаба и результатах бурения небольшого количества скважин.

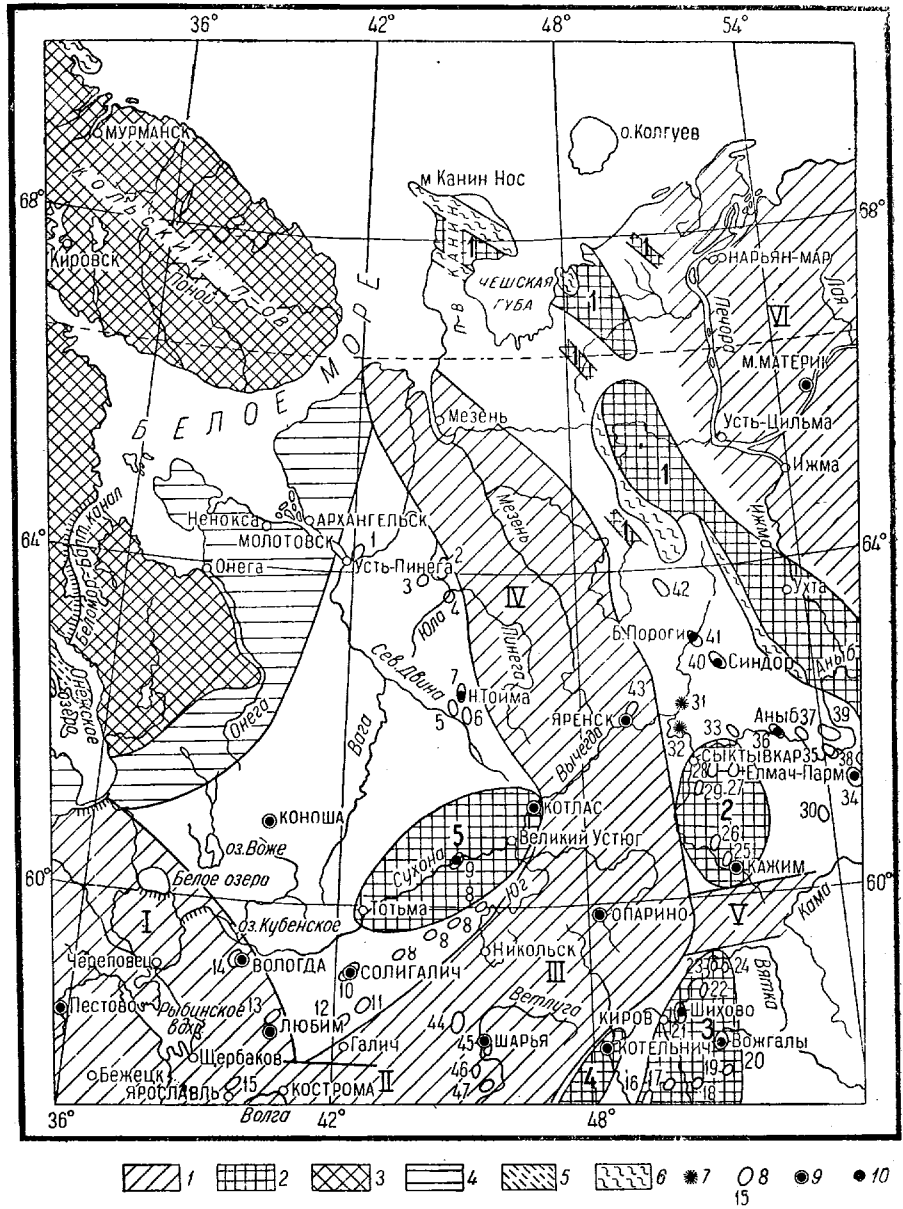
В пределах севера Русской платформы пробурено 7 опорных скважин, расположенных на профиле Вологда—Солигалич—Шарья—Котельнич и на профиле Коноша—Котлас—Яренск (фиг. 1). Кроме того, в опробовании находится опорная скважина в Опарино и заложена скважина в Кажиме в пределах Сысольского вала.

В западной половине территории бурилась и опробовалась еще Любимская опорная скважина, которая в комплексе со скважинами Коношской и Вологодской освещает юго-восточное погружение Балтийского щита.

Кроме перечисленных опорных скважин, на рассматриваемой территории пробурено около двух десятков разведочных скважин глубиной от 50 до 2000 м. Наиболее глубокими из них являются скважины в Елмач-Парме, Больших Порогах и Коряжме, а также Побойщенская, Нижнетойменская, Усть-Пинежская, Архангельская и Ненокская скважины. Неравномерное расположение глубоких скважин и значительные (превышающие обычно 200 км) расстояния между ними привели к тому, что отдельные части севера Русской платформы исследованы с различной детальностью.

Наиболее подробно изучены территории, примыкающие к юго-восточному и южному склонам Балтийского щита, а также относящиеся к северной части Вятского вала — его западному и восточному склонам; центральная часть этой площади почти не исследована глубоким бурением, так же как и самая северная.

Геофизические исследования, преимущественно маршрутные, которыми в последние годы увязаны все глубокие скважины, являются недостаточными и обычно трудно интерпретируемыми. Гравиметрическая и маятниковая съемки проведены на всей территории со слабой детальностью. На небольших площадях, а именно в бассейне рр. Сухоны, на Северной и Южной Кельтме, а также в некоторых участках рр. Северной Двины, Вычегды, Сысолы и Выми проведены рекогносцировочные электроразведочные работы.



Фиг. 1. Тектоническая схема севера Русской платформы. Составили: Е. М. Люткевич и М. И. Пейсик.

1 — прогибы, 2 — поднятия, 3 — Балтийский щит, 4 — склон щита, 5 — Карелиды, 6 — древне-наледонские (салаирские) геосинклинали Каннина, Кильдина и Рыбачьего, 7 — соляной купол, 8 — структуры и их номера, 9 — опорные свавины, 10 — разведочные свавины
 I — Московская синеклиза, II — Костромской прогиб, III — Главный прогиб платформы, IV — Мезенская синеклиза, V — прогиб между Сясьскими и Вятскими валами, VI — Печорская депрессия.
 1 — Герцинские платформенные структуры Тиманского кряжа, 2 — Сясьский вал, 3 — Вятский вал, 4 — Котельничский выступ, 5 — Сухонский вал.

(См. продолжение на стр. 51).

СТРУКТУРЫ И ИХ НОМЕРА

1 — Усть-Шиньская, 2 — Карпогорская, 3 — Поньинская, 4 — Юльская, 5 — Сефтринская, 6 — Верхнетойменская, 7 — Нижнетойменская, 8 — Куножо-Кичменгская полоса поднятий, 9 — Побойшенская, 10 — Солигаличская антиклиналь, 11 — Стафуровская, 12 — Чуломская, 13 — Любимская, 14 — Вологодская, 15 — Ярославская, 16 — Кукарская, 17 — Ивнинская, 18 — Чигиринская, 19 — Нагоринская, 20 — Вожгальская, 21 — Шихово-Чепецкая, 22 — Сырьинская, 23 — Заболотенская, 24 — Собельская, 25 — Кажимская, 26 — Нючпасенная, 27 — Локчимская, 28 — Лопьюская, 29 — Пожегская, 30 — Вочевская, 31 — Сереговский соляной купол, 32 — Часовский соляной купол, 33 — Корткеросская, 34 — Елмач-Парминская, 35 — Мулукская, 36 — Аныбская и Эжольская, 37 — Усть-Куломская, 38 — Красноярская, 39 — Джемим-Парминская, 40 — Спидорская, 41 — Вольшеноронская, 42 — Обдырская, 43 — Яренская, 44 — Белавинская, 45 — Шарьинская, 46 — Ромашевская, 47 — Ветлужская.

В еще меньшем объеме проводились сейсмические работы, наиболее значительные из которых осуществлены вдоль Вымского тракта и по профилям Кияница—Яренск и Айкино—Сыктывкар—Корткерос.

В связи с опорным и разведочным бурением геологическое строение отдельных участков было детализировано структурными съемками и колонковым бурением, что позволило оконтурить до 50 локальных структур, осложняющих склоны Балтийского щита, а также приуроченных к западному и восточному бортам Главного прогиба Русской платформы.

Почти все перечисленные опорные скважины пробурены Ленинградской конторой разведочного бурения; Ленинградской конторе были также переданы из МФ ВНИГРИ в процессе бурения скважины — Любимская, Солигаличская, Котласская, Шарьинская и Котельничская.

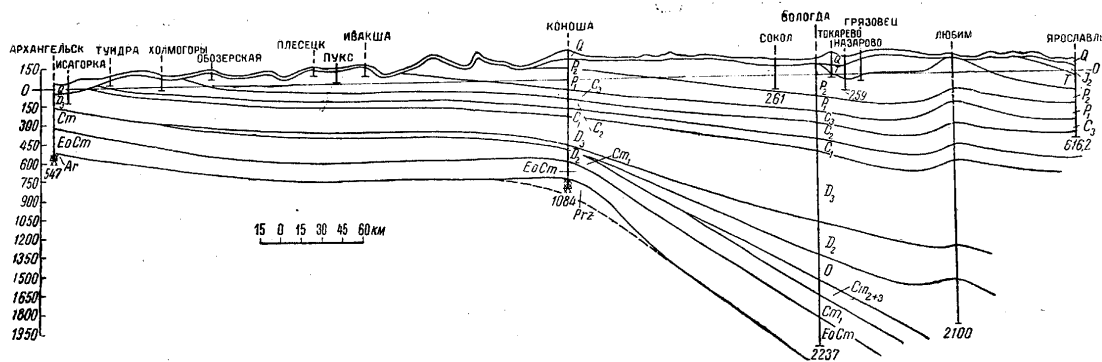
Обработку материалов и составление отчетов по опорным скважинам в Любиме, Солигаличе, Котласе, Шарье и Котельниче осуществляло ВНИГНИ (бывш. МФ ВНИГРИ). Материалы Коношской, Вологодской, Пестовской и Яренской опорных скважин изучала Ленинградская комплексная тематическая экспедиция Союзной геологопоисковой конторы «Главнефтегазразведка».

ТЕКТОНИКА

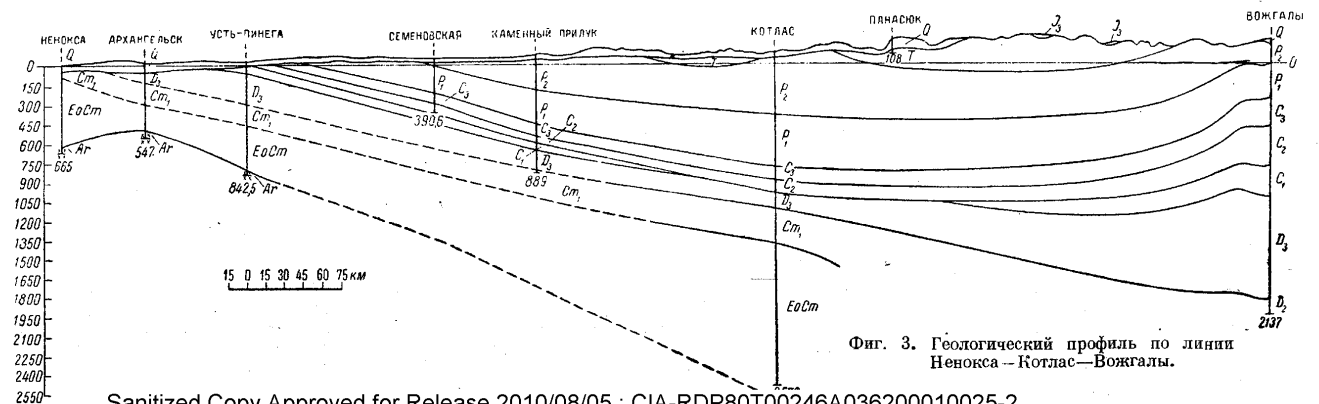
Для лучшего понимания результатов опорного бурения необходимо кратко остановиться на основных чертах тектонического строения севера Русской платформы. Оно определяется двумя крупными положительными структурами — на западе Балтийским кристаллическим щитом и Тиманским кряжем на востоке (фиг. 1).

Обширное пространство между ними занимает депрессия, известная под названием Главного прогиба Русской платформы, северная часть которого более четко выраженная, носит название Мезенской синеклизы.

Балтийский кристаллический щит обнажается в пределах СССР на дневной поверхности на Кольском полуострове и в Карело-Финской АССР. Его склоны к югу и востоку вскрыты глубокими скважинами под покровом палеозойских отложений только в редких точках (фиг. 2 и 3), поэтому характер их погружения и несомненные их осложнения дизъюнктивами остаются малоизвестными. На существование в палеозойских отложениях локальных структур указывают выявленные в пермских слоях Сефтринская полоса поднятий, Сухонский вал, Куножо-Кичменгская полоса поднятий, Солигаличская антиклиналь, Любимское поднятие и ряд других структур, часть которых приурочена к блокам, т. е. подъямам в кристаллическом основании платформы, а часть, наоборот, с зонами его погружения, как, например, Солигаличская антиклиналь.



Фиг. 2. Геологический профиль по линии Архангельск—Ярославль.



Фиг. 3. Геологический профиль по линии Ненокса—Котлас—Вожгалы.

Тиманский кряж входит в пределы рассматриваемой площади только своим западным склоном. Он сложен прослеживающимися на северо-запад геосинклинальными мощными метаморфизованными эокембрийскими и кембрийскими отложениями, интенсивно смятыми в складки и прорванными кислыми, щелочными и основными интрузиями. Эти породы разбиты сбросами на отдельные блоки и перекрыты осадками среднего и верхнего палеозоя небольшой мощности.

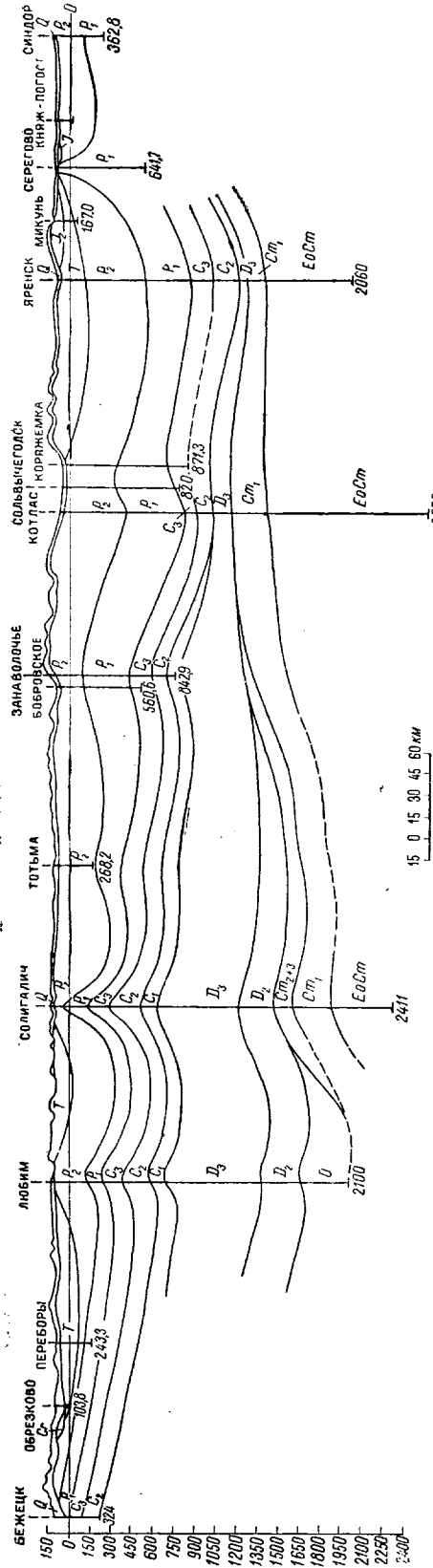
Тиманское и Канинское сооружения рассматриваются как восточная ветвь Грампианской геосинклинали, образования которой были дислоцированы в салаирскую фазу тектогенеза, т. е. в среднем кембрии. Присоединившись к восточному краю Русской платформы, Тиманский кряж вместе с последней подвергся трансгрессии девонских, каменноугольных и пермских морских бассейнов. Западная часть склона Тиманского кряжа рассматривается как зона, распространяющаяся под отложениями среднего и верхнего палеозоя, с тем же северо-западным простиранием и интенсивной складчатостью метаморфизованных пород эокембрия и кембрия. Зона перехода метаморфизованных отложений нижнего палеозоя Тимана в разновозрастные платформенные отложения стала известной на восточном склоне Главного прогиба платформы после бурения Яренской и Аныбской скважин.

Главный прогиб Русской платформы представляет собой широкую и пологую меридионально ориентированную впадину, склоны которой сливаются с восточным склоном Балтийского щита и с западным склоном Тиманского кряжа. Главный прогиб приурочен к бассейнам р. Ваши-Мезенской на севере и р. Велдуги на юге. Через Костромской прогиб в районе верхней Волги он соединяется с Московской синеклизой. На севере он переходит в область бассейна р. Мезени, где выделяется как Мезенская синеклиза. Следует указать, что глубинное строение Главного прогиба известно только по ограниченному числу опорных скважин: в Котласе и Яренске (фиг. 4) на севере его, в Опарино — в центральной и Шарья — в южной его части, причем только одна из них, в Опарино, достигла фундамента (на абсолютной отметке — 2068 м).

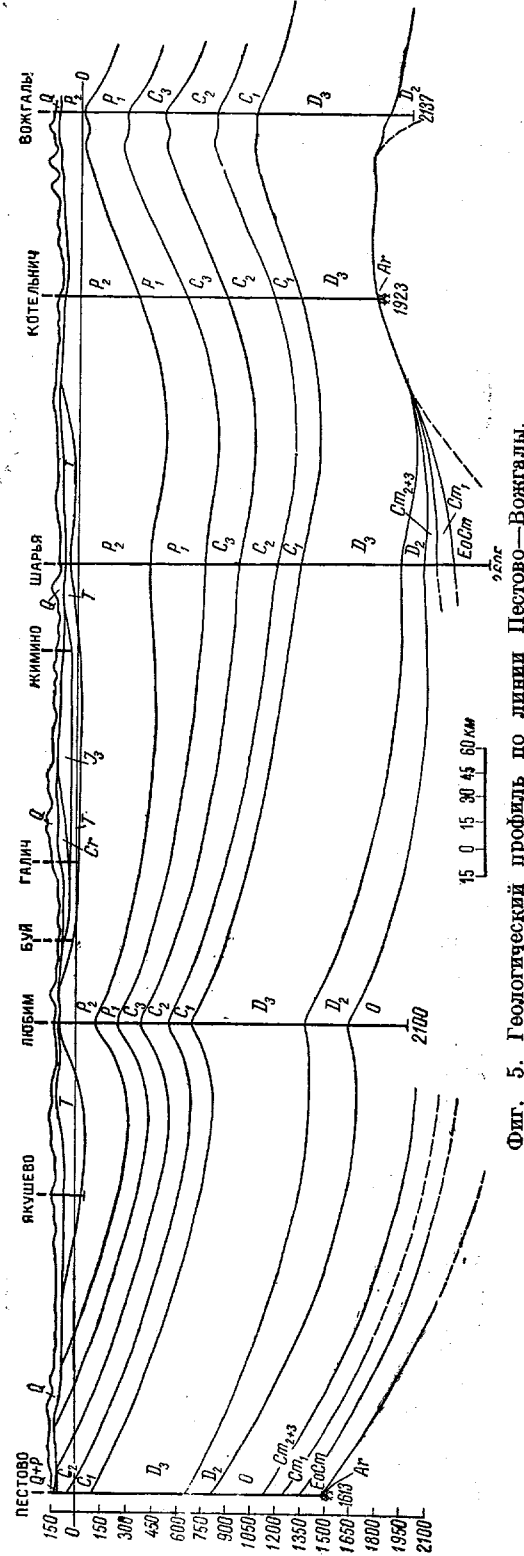
Границы прогиба ориентировочно могут быть выделены только по контуру распространения мезозойских отложений (преимущественно триаса), выполняющих эту впадину и размытых или неотлагавшихся на обрамляющих ее поднятиях.

Опорные скважины подтвердили существование Главного прогиба платформы и в палеозойской эре. При этом в эокембрии и кембрии он был несомненно обширнее и глубже, чем в мезозойскую эру, что подтверждается вскрытием мощной, до 1000 м и более, толщи песчано-глинистых отложений этого возраста, обнаруженных в центральной части прогиба у г. Котласа и в его южной части у ст. Шарья (см. фиг. 4 и 5).

Перечисленные крупные тектонические формы севера Русской платформы осложнены подчиненными им более мелкими структурами. Восточный обнаженный склон Балтийского щита, сложенный архейскими гнейсами и гранитами, осложнен обширной областью развития только основных интрузивных и эффузивных пород. Эта область, известная под названием «Ветреного Пояса», протягивается широкой (80 км) полосой с северо-запада на юго-восток до линии Архангельской железной дороги, где оканчивается площадью излияний, главным образом основных лав. Большая часть их имеет протерозойский возраст, но нет основания отрицать также присутствие на Ветреном Поясе более молодых, палеозойских излияний основной магмы, особенно девонского и эокембрийского возраста.



Фиг. 4. Геологический профиль по линии Бежец—Солигалич—Синдор.



Фиг. 5. Геологический профиль по линии Пестово—Вожгалы.

Интрузии и эффузии этого возраста были установлены также глубокими скважинами на севере Русской платформы в Крестцах, в Солигаличе и широко известны в Канино-Тиманском сооружении. Вполне естественно их ожидать и на мобильном разбитом сбросами восточном склоне Балтийского щита, если они имеются на Русской платформе, в которую входит щит, как составная, только более приподнятая ее часть.

Другой очень существенной тектонической деталью склона щита является полоса Карелид, обнажающаяся на северном берегу Онежского озера и простирающаяся в северо-западном — юго-восточном направлении. Есть основание предполагать, что и впадина Онежского озера занята опустившейся полосой Карелид, продолжение которой имеет место и далее к юго-востоку во впадинах рр. Ковжи, Шексны, Кубенского озера и верховьев р. Сухоны. Присутствием полосы Карелид в виде кряжа только и может быть объяснено выклинивание ордовика на север к Коноше и на восток к Солигаличу от Вологды и Любима, где терригенно-карбонатные отложения ордовика имеют значительную мощность. Эта же продолжающаяся к юго-востоку полоса Карелид ограничивает с севера Московскую снежклизу, в северной половине которой всюду развиты отложения ордовика, не распространяющиеся на территорию севера Русской платформы, севернее и северо-восточнее линии простираения Карелид.

Таким образом, Карельский склон Балтийского щита, осложненный в протерозое, имеет структуры северо-западного простираения, так же как и на Кольском полуострове, что видно на геологической карте по простираению, например, свиты кейв или свиты имандра—варзуга. Поэтому нет основания отрицать возможность встречи таких же погруженных структур по простираению в фундаменте Русской платформы.

На западном склоне Главного прогиба Русской платформы основной структурой, имеющей северо-восточное простираение, является Сухонский вал [Е. М. Люткевич, 1934]. Он протягивается на 300 км с юго-запада на северо-восток, воздымаясь юго-западнее г. Тотьмы и погружаясь в районе г. Котласа. Амплитуда поднятия достигает 150—200 м, судя по тому, что в его центре у с. Бобровского на р. Сухоне выходит нижнеустиинская свита татарского яруса, а на крыльях и периклиналях — самые верхние слои северодвинской свиты. Разделяющая их сухонская свита вскрывается р. Сухонной выше и ниже с. Бобровского по ее течению.

На этой структуре первого порядка были выявлены более мелкие структуры того же простираения с амплитудами в несколько десятков метров. Но, кроме того, Сухонский вал, как и структуры второго порядка на нем, осложнен плейчатыми мелкими складками, также имеющими простираение на северо-восток с углами падения до 45°. Ничего общего ни с ледниковой деятельностью, ни с оползнями эти плейчатые мелкие складки не имеют, так как прослеживаются в обнажениях р. Сухоны с одного берега на другой, а с глубиной мелкие складки не затухают и всюду имеют одно и то же простираение. Появление нижнетриасовых отложений в районе Верхней Сухоны на р. Двинице на юго-западной периклинали Сухонского вала, а также на рр. Вычегде и Северной Двине выше и ниже г. Котласа, указывает на еще большее погружение Сухонского вала на периклиналях.

Северо-западное крыло Сухонского вала обнажено по р. Кокшеньге и ее притокам Уфтыге и Тарноге, где обнажается северодвинская свита, окаймляющая вал. Ее же обнажения имеются на юго-восточном крыле вала почти по всем правобережным притокам р. Сухоны как Леденга, Ст. Тотьма, Пурсанга, Кичменга и другие. Гравиметрические работы, про-

веденные на Сухонском валу, оконтурили и уточнили его простираение в северо-восточном направлении. С осложнением юго-восточного крыла Сухонского вала связана Куножо-Кичменгская полоса поднятий. Она протягивается в северо-восточном направлении и устанавливается по появлению отложений сухонской свиты среди площади развития северодвинской, что прослеживается в обнажениях ряда рек от р. Кунож на юго-западе до р. Кичменги на северо-востоке.

К югу от юго-западной периклинали Сухонского вала расположена Солигаличская антиклиналь, в которой выходят на поверхность отложения казанского яруса. Простирается антиклиналь на северо-восток, ее северо-западное крыло значительно круче юго-восточного. По отношению к Сухонскому валу Солигаличская антиклиналь расположена кулисообразно. На глубоком погружении юго-восточного крыла последней, так же как на таком же крыле Сухонского вала, появляется осложнение северо-восточного простираения, аналогичное Куножо-Кичменгской полосе поднятий, с которой, может быть, оно и связано. Но не исключено, что оно представляет собой и самостоятельное тектоническое осложнение западного склона Главного прогиба Русской платформы, выделяемое на р. Воче, притоке р. Костромы, где выходят на поверхность отложения сухонской свиты среди площади развития северодвинской свиты.

На северо-западном крыле Сухонского вала параллельно ему в северо-восточном направлении протягивается ряд мелких антиклиналей, которые объединены под названием Сефтринской полосы поднятий. Южная группа этих складок расположена южнее р. Северной Двины и в районе ее притока Верхней Тоймы, где также выходят на поверхность только сухонские слои среди площади развития северодвинской свиты.

Северная группа складок расположена в районе впадения р. Юлы в р. Пинегу на западном склоне Мезенской синеклизы. Все эти структуры северо-восточного простираения связаны, по-видимому, с разломами в кристаллическом фундаменте, идущими вкрест простираения, северо-западных структур восточного склона Балтийского щита. Последние можно считать протерозойскими или окончательно сформировавшимися в салаирскую фазу каледонского тектогенеза. Последующие, их секущие, тектонические движения северо-восточного направления, как выраженные в верхнепермских отложениях, относятся к пфальдской фазе герцинского тектогенеза, хотя, вероятно, связанные с этими движениями расколы возникли еще в среднем палеозое и продолжали развиваться в дальнейшем до конца этой эры.

Что касается поднятий на восточном крае Московской синеклизы, то они развивались так же, как и Окско-Цнинский вал, ограничивающий эту синеклизу с востока. Их заложение произошло во второй половине нижнепермской эпохи в артинском веке, так как его отложения не полностью развиты на Окско-Цнинском вале, где отсутствуют кунгур и уфимская свита. Отсутствие последней в Любиме и в районе г. Вологды дает основание считать, что и Любимское и Вологодское поднятия были заложены в саальскую фазу герцинского тектогенеза, одновременно с Окско-Цнинским валом.

Меридиональное простираение этих структур, их окаймление с запада нижнетриасовыми отложениями, развитыми в Московской синеклизе и лежащими в ней на различных горизонтах перми, указывает, что они оформились окончательно только в конце пермского периода. Связывать в единую линию простираений Любимское поднятие с Солигаличской антиклиналью, как это делают некоторые геологи, нет основания, так как прости-

рания этих структур различны и, кроме того, подчинены двум обособленным друг от друга структурам первого порядка. Солигаличская антиклиналь находится на западном склоне Главного прогиба платформы, а Любимское поднятие — на восточном склоне Московской синеклизы.

Детали строения Вологодского и Любимского поднятий недостаточно выяснены, но на основании имеющихся данных буровых скважин можно утверждать, что они развиты на моноклинали восточного склона Московской синеклизы в виде его осложнений, типа структурных террас, носов или флексурных перегибов. Последние наиболее интенсивно формировались в пермском периоде, поскольку в разрезе слагающих их отложений отсутствует ряд горизонтов. Так, на Вологодском поднятии нет кунгура, уфимской свиты, верхних частей казанского яруса и северодвинской свиты татарского яруса, а в триаса, в Любиме — триаса и верхней части татарского яруса, а в Солигаличе — триаса и татарского яруса, появляющихся только на крыльях или на их глубоких погружениях.

Еще более молодым структурным образованием на восточном склоне Московской синеклизы является мезозойский Костромской прогиб. Его образование связано с нижним триасом, юрой и мелом, когда происходило опускание крупных участков на Русской платформе.

В восточной части рассматриваемой нами площади расположена северная группа структур, приуроченных к Вятскому валу, лежащему на восточном склоне Главного прогиба Русской платформы. Здесь среди поля татарских отложений развиты локальные поднятия с выходами пород казанского и уфимского ярусов в сводах, которые входят в северную часть одной из крупных структур Русской платформы — Вятского вала. Последний меридионально ориентирован и протягивается более чем на 400 км. В пределах рассматриваемой площади он прослеживается от гг. Советска и Молотовска на юге до устья р. Кобры на севере.

Вятский вал слагают три зоны поднятий. Центральная из них Шихово-Сырьяновская почти полностью входит в пределы рассматриваемой площади. Она имеет амплитуду около 350 м, длину 150 км и ширину до 20 км. С запада она ограничена флексурой с падением до 10°, восточные пологие крылья обычно имеют падения до 1°. Южнее Шихово-Сырьяновской полосы поднятий по западному склону Вятского вала протягивается Кукарская группа поднятий, которая прослеживается на юг от рассматриваемой площади на 180 км при ширине 30 км и амплитуде до 200 м. В своде этой группы поднятий обнажается уфимская свита. Восточнее Шихово-Сырьяновской полосы протягивается также распространяющаяся на юг от рассматриваемой площади Уржумская группа поднятий, имеющая ширину 20—25 км и длину до 180 км. В своде ее обнажаются нижнеказанские слои, а восточные крылья круче (до 1°30'), чем западные (до 50') [П. А. Софро-ницкий и др., 1955].

Не исключено, что не только северная часть Вятского вала осложняет восточный склон Главного прогиба Русской платформы. К нему должен быть приурочен также подземный Котельничский выступ фундамента, залегающий здесь на глубине не более 1800 м.

В разрезе Котельничской опорной скважины по сравнению с соседними районами, расположенными к западу (Шарья), выпадает эокембрий, кембрий и часть девона, а по сравнению с восточнее расположенными разрезами (Вожгалы, Советск) выпадает мощная толща живецких и часть франских отложений и на кристаллическом основании залегают породы верхнефранского подъяруса (см. фиг. 5).

Проводившиеся в последнее время геофизические работы должны ответить на вопрос, имеется ли в пределах восточного склона мезозойского Главного прогиба Русской платформы новый, до сих пор еще неизвестный палеозойский подземный выступ фундамента, не связанный с расположенными южнее Токмовским и Татарским сводами. Весьма вероятно, что погребенный Горьковский выступ фундамента, сложенный гнейсами и погружившийся в среднеюрскую эпоху [Е. М. Люткевич и Д. Л. Фрухт, 1954], простирается в северо-восточном направлении к Котельничскому выступу фундамента.

К северу от Вятского вала, отделяясь от него широтным мезозойским прогибом, в районе ст. Фосфоритной, прослеживается пологая, но большая структура Сысольского вала, занимающая бассейны рр. Сысолы и Локчима, левых притоков р. Вычегды. Здесь на обширном пространстве развития юрских и триасовых отложений обнажается верхняя свита татарского яруса, слагающая своды локальных структур (Кажимской, Локчимской и других). Сысольский вал простирается в меридиональном направлении на протяжении более 200 км от верховьев р. Сысолы до р. Вычегды, где погружается в районе восточнее г. Сыктывкара. В последние годы Сысольский вал был частично исследован у северной периклинали электроразведочными работами, которые также подтвердили наличие меридионального валообразного поднятия, имеющего амплитуду более 100 м.

К востоку и северу от Сысольского вала прослеживается группа локальных поднятий, расположенных в юго-западном Притиманье и связанных с погруженными под осадочным покровом параллельными Тиманскому кряжу грядями древнепалеозойских пород. На существование таких погребенных гряд, параллельных Тиманскому кряжу, указывает геологическое строение последнего. Он не представляет собой единой горной цепи с линейной складчатостью, а образуется из ряда изолированных параллельных или субпараллельных друг другу возвышенностей, расположенных кулисообразно.

На восточном и западном склоне Тимана наблюдаются погребенные структуры типа Джемим-Пармы, Оч-Пармы, Четласского Камня и других, где выходят на поверхность метаморфические сланцы эокембрия. Это также установлено буровыми скважинами на западном и восточном склонах Тимана. Так, скважина, пробуренная на Усть-Коинской (Большепорожской) антиклинали, вошла в метаморфические породы под карбоном. Зеленецкая скважина на восточном склоне также вошла в метаморфические сланцы, пронизанные гранитами при сокращенном разрезе девона, тогда как восточнее ее были вскрыты мощные отложения девона, а возможно, и силура, не известные в разрезах склонов Центрального и Южного Тимана.

По-видимому, впадины между погребенными параллельными Тиману грядями представляют наибольший интерес, так же как и их склоны, где происходит выклинивание слоев и изменение их фаций. Структуры в осадочных отложениях палеозоя юго-западного Притиманья могут быть связаны и непосредственно с погребенными грядями, как, например, в Усть-Коинской антиклинали, но такие антиклинали и купола здесь образовались на месте прогибов между грядями или на их склонах, где накапливались отложения палеозоя в наибольших мощностях. Примером таких структур, возможно, является Сереговский соляной купол, прорванный диабазами, внедрение которых связано с глубоким погружением между грядями по разломам, давшим путь для интрузивной деятельности основной магмы.

У с. Серегово на р. Выми в центре соляного купола выходят на поверхность уфимские красноцветы, измененные контактовым воздействием даек диабазов. Глина обогащена кристаллами гематита и барита. Гематитом также обогащена и вскрытая скважинами соль, имеющая красновато-оранжевую окраску от солей железа. На крыльях купола круто падают казанские и татарские отложения, а покрывающие их ветлужские красноцветы лежат горизонтально. В последних также находятся конкреции барита и бобовая железная руда. Их нахождение нельзя не ставить в связь с рядом расположенной интрузией диабазов, прорывающей пермские отложения и дающей контактовое воздействие по минерализации уфимских глин баритом и гематитом.

На этом основании можно считать, что внедрение диабазов произошло в самом конце татарского века, а гидротермальная деятельность, сопровождавшая внедрение, продолжалась еще и в начале нижнего триаса, когда соли железа и бария поступали в ближайшие озерные бассейны ветлужского века, где и концентрировались в виде конкреций в осадке. Чрезвычайно существенным является установление вулканической деятельности основной магмы в конце герцинского тектогенеза на Русской платформе в юго-западном Притиманье на Сереговском куполе, что свидетельствует о глубоких разломах, происшедших на нем в конце палеозоя.

Нет сомнения, что Сереговский соляной купол не единственный в этом районе и только недостаточная изученность территории не дает возможности выявить другие соляные купола, которые не выходят на поверхность.

Геофизическими работами намечен погребенный соляной купол в излучине р. Вычегды, у с. Часово, к югу от Сереговского купола. Вероятно, аналогичная структура установлена геофизикой к востоку от г. Сыктывкара в с. Корткерос. К востоку от Сысольского вала в настоящее время структурным бурением околтурено Аныбское поднятие, где среди верхней северодвинской свиты татарского яруса выходит сухонская свита, так что амплитуда поднятия здесь около 60—80 м. Эта структура оказалась не единственной: в юго-западном Притиманье бурением были выявлены Эжольское, Мулукское, Красноярское и ряд других поднятий.

В этом же районе в 1945 г. структурным бурением Н. Н. Ростовцевым околтурено Елмач-Парминское поднятие. Эта структура занимает значительную площадь в районе водораздела рр. Северной и Южной Кельтм и ее амплитуда достигает 500 м. Здесь на дневную поверхность выведены гипсово-доломитовые слои кунгура.

Есть основание предполагать, что площадь, расположенная к западу от Джежим-Пармы в бассейне рр. Вишеры и Нившеры, также осложнена рядом антиклинальных структур, так как в северной ее части, где были геологические исследования, выделяются хорошо выраженные Синдорская и Большепорожская антиклинали, в которых уфимская свита выведена на дневную поверхность, среди поля развития татарских и казанских отложений. Севернее, вдоль всего западного склона Тимана до Чешской губы, зафиксировано также много поднятий.

Как видно из приведенного краткого обзора тектоники севера Русской платформы, ее территория еще очень слабо геологически изучена; особенно скудные сведения мы имеем по глубинному строению. Небольшое число опорных и глубоких скважин только дает представление об общей схеме тектонического строения, но уже это позволяет выделить наиболее интересные районы, подлежащие в первую очередь дальнейшему изучению.

СТРАТИГРАФИЯ

Рассматриваемую территорию слагают отложения эокембрия, кембрия, ордовика, девона, карбона, перми, триаса, юры и мела, перекрытые мощными четвертичными образованиями. Однако не все перечисленные отложения палеозоя и мезозоя выходят на дневную поверхность или представлены в полной их мощности.

Только благодаря опорному бурению, проводившемуся в 1952—1955 гг., удалось установить разрезы эокембрия, кембрия, девона, карбона и перми и выявить необнажающиеся на дневной поверхности отложения ордовика и среднего девона.

Опорное бурение также позволило установить, что в разрезе пород, слагающих северную часть Русской платформы, совершенно отсутствуют отложения нижнего девона и силура (готландия), а в центральной и восточной половине этой территории выпадает из разреза ордовик, средний и часть верхнего девона и нижний карбон с частью среднего.

Все современные представления геологов по стратиграфии девона опираются на данные, полученные в результате опорного и разведочного бурения, краткие результаты которого приведены ниже.

АРХЕЙСКИЕ И ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

В толще протерозойских и архейских образований, вскрываемых редкими скважинами, выделяются две разновозрастные группы.

Наиболее древние архейские образования, слагающие фундамент Русской платформы, представлены гранитами, гранито-гнейсами и гнейсами, которые обычно в верхней части каолинизированы и сильно выветрены, что указывает на их обнажение длительное время на дневной поверхности.

На размытой поверхности кристаллических пород фундамента платформы, обычно в погруженных частях его рельефа, сохранились протерозойские, сильно метаморфизованные кварцито-песчаники и сланцы. Наиболее полный разрез протерозоя вскрывается в обнажениях в пределах Карельской АССР в зоне Карелид, на северном берегу Онежского озера.

Коношской опорной скважиной протерозойские отложения были вскрыты под толщей осадков эокембрия и нижнего кембрия на глубине 987 м (см. фиг. 7). Нижняя часть разреза, вскрытая на 50 м, представлена кварцито-песчаниками зеленовато-серыми и серыми, переслаивающимися с глинисто-серицитовыми и хлоритовыми сланцами. Среди песчаников наблюдаются крутые, часто меняющиеся углы падения слоев. Верхняя часть разреза протерозоя мощностью около 50 м сложена грубозернистыми песчаниками с карбонатным цементом, выше по разрезу покрываемыми мелкозернистыми песчаниками и алевролитами с прослоями глинисто-серицитовых сланцев.

Петрографическое изучение этих пород показало высокую степень их метаморфизма, выраженную в появлении среди них кристаллов турмалина, что совершенно аналогично описанному В. М. Тимофеевым отложениям из карельской формации протерозоя. На протерозойский возраст указывают и условия их залегания с крутыми углами падения слоев, что не наблюдается у более молодых отложений юрты и эокембрия.

В 1922 г. В. М. Тимофеев писал, доказывая более древний, чем девонский, возраст шокшинских песчаников, что «... более древний возраст онежских песчаников не предвещает, однако, необходимости относить последние к докембрию.» Он отражал в этих словах последовательное развитие

знаний русских геологов, изучавших восточную часть Балтийского щита без ориентации на взгляды скандинавских геологов. Затем в работе 1935 г. В. М. Тимофеев описывает петрозаводские и шокшинские песчаники в составе иотнийской формации, т. е. примыкает к взглядам на их протерозойский возраст.

Иотнийские отложения Скандинавии лежат под спарагмитовыми песчаниками, будучи гораздо более тесно связаны с последними, чем с подстилающими их отложениями архея и протерозоя. Как теперь установлено спарагмиты одновозрастны гиперборейской формации, слагаемой отложениями эокембрия, лежащими согласно с кембрийскими отложениями Варангер-фиорда.

Несогласие между спарагмитами и иотнием в Скандинавии небольшое и носит местный характер, а не региональный, что подтверждается в настоящее время у нас на Русской платформе по многим скважинам. Следует учитывать, что при современных данных о разрезе самых низов осадочного покрова, лежащего на кристаллических породах фундамента, нельзя, как это делалось нашими предшественниками, относить песчаники только по их малиново-красному цвету к иотнийским образованиям. В частности, песчаники Терского берега и устья р. Поноя на Кольском полуострове [И. С. Ожинский, 1938] так же, как и западного берега Канина полуострова, южнее Канинского Камня, лежат на эокембрийских образованиях, а не подстилают их как иотнийские, а потому они принадлежат нижнему или среднему отделам девона [Е. М. Люткевич, 1948, 1953].

Также следует напомнить, что иотнийские образования рассматриваются вместе со спарагмитами и эокембрием в составе синийской системы, т. е. тяготеют к палеозою при условии включения в него еще одной системы, лежащей ниже кембрийской.

В. М. Тимофеев рассматривает песчаники петрозаводские, каменноборские и района Брусно как разности одной и той же толщи иотнийских образований, верхи которой слагаются шокшинскими кварцито-песчаниками. Само собой понятно, что больший метаморфизм последних связан с контактовым воздействием интрузий основных пород, концентрирующихся в глубокой части синеклизы, занятой онежскими песчаниками и отсутствующими у Петрозаводска на крыле синеклизы.

Несмотря на большой метаморфизм шокшинских и шентозерских кварцито-песчаников, они не имеют в своем составе признаков метаморфизма, которые описаны для пород из нижней части разреза Коношской скважины, как, например, вновь образовавшиеся кристаллы турмалина, зерна кварца с волнистым погасанием и кальцитовый цемент.

Эти признаки отсутствуют как в сильно метаморфизованных шокшинских кварцито-песчаниках, так и в менее метаморфизованных песчаниках районов Красного Бора, Брусно и Петрозаводска. Наоборот, все эти признаки метаморфизма имеют место в кварцитах карельской формации [В. М. Тимофеев, 1935], так же как и темное вещество, принятое за пунгитовое в кварцитах Коноши.

Накопление онежских песчаников происходило в то время, когда высоко воздымались Карелиды, служившие источником сноса терригенного материала, так же как и прилегающие к ним массивы архейских гранитов и гнейсов. На массиве последних, расположенных на восточном берегу Онежского озера, нет онежских песчаников иотния, но есть кварциты карельской формации, что указывает на их более широкое распространение к востоку [В. М. Тимофеев, 1935].

Эти данные региональной геологии и следует в первую очередь учитывать при сопоставлении вскрытых метаморфизованных отложений в основании разреза Коношской скважины с отложениями, развитыми на юго-востоке Балтийского щита. Кроме того, резкое несогласие метаморфизованных пород основания разреза Коноши с вышележащими гдовскими слоями эокембрия определенно указывает на то, что вскрытые Коношской скважиной дислоцированные и метаморфизованные породы не являются иотнийскими. Метаморфизованные пропластки песчаников типа шокшинских или овручских, лежащие в основании гдовских слоев и встреченные в Орше, Городке, Крестцах, на Карельском перешейке и в других местах платформы, залегают согласно с вышележащими слоями эокембрия и кембрия, так же как и в скважине, пробуренной южнее р. Свири, где нижнекембрийские глины одинаково дислоцированы с их подстилающими шокшинскими кварцито-песчаниками.

Таким образом, иотнийские отложения восточнее Онежского озера не установлены на всем севере Русской платформы, как лежащие под эокембрийскими, что не исключает возможности их нахождения в дальнейшем в наиболее опущенных участках фундамента на этой территории. Красные и малиновые песчаники, залегающие на эокембрии к югу от Канина полуострова или лежащие на Северном Тимане над силуrom и эокембрийской метаморфизованной толщей (жерновые песчаники), относятся к девону и они не моложе его среднего отдела.

ЭОКЕМБРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Среди рассматриваемых осадочных отложений палеозоя самыми древними являются образования эокембрия, которые обнажаются под четвертичными отложениями в пределах восточного склона Балтийского щита и выходят на дневную поверхность по Зимнему берегу Белого моря и в ядрах отдельных поднятий Тиманского кряжа, будучи в последних более метаморфизованными.

На всей территории между указанными районами они фиксируются несколькими, относительно неглубокими скважинами (Архангельская, Ненокса, Коноша, Котельнич, Большие Пороги и др.) и почти совершенно не изучены на участках, где их покрывают мощные, в 1500—2500 м, толщи палеозойских и мезозойских отложений.

На размытой поверхности кристаллических пород фундамента повсеместно залегают пестроцветные песчано-глинистые отложения, мощность которых превышает 1000 м в Главном прогибе Русской платформы. Они соответствуют гдовским слоям, выделенным в Прибалтике, и входят в валдайский комплекс, который заканчивается ляминаритовым горизонтом. Из нижней части гдовских слоев должен быть еще выделен сердобский, более древний комплекс отложений, впервые установленный в Рязано-Саратовском прогибе. На севере платформы и в Прибалтике он развит не повсеместно и характеризуется наличием среди песков и песчаников пропластков кварцито-песчаников, в том числе и красно-малинового цвета.

Обнаружение в этом горизонте жил гранита, туффигов, а также карбонатных пород характеризует отложения сердобского комплекса. На северо-западе платформы отложения сердобского комплекса были вскрыты скважинами в Крестцах, Орше и Городке, а также скважинами на Карельском перешейке в районе р. Вуоксы. Но отложения сердобского комплекса

встречены также, по-видимому, и на восточном склоне Балтийского щита в юго-восточной части Ветреного Пояса, где под девонскими отложениями некоторыми скважинами вскрыты отложения эокембрия, лежащие в депрессиях рельефа основных пород. Последние имеют кору выветривания, на которой лежат глинисто-тремолитовые сланцы небольшой мощностью в 3—6 м.

Бурением установлено, что нижняя часть глинисто-песчаных отложений эокембрия в контакте с изверженными основными породами изменена в тремолитовые сланцы с ярко выраженной сланцеватостью под углом в 30—40°. Судя по тому, что метаморфизация наблюдалась только там, где были встречены порфириты, лежащие в основании или на контакте с осадочной толщей, можно утверждать, что проявление интрузивной деятельности произошло после накопления осадков нижней части эокембрия.

Верхняя часть его разреза не имеет следов метаморфизации и потому по аналогии с другими местами обнаружения отложений сердобского комплекса, к нему следует относить метаморфизованные отложения основания разреза осадочной толщи на юго-западном склоне Ветреного Пояса.

Этими данными подтверждается положение, что проявление вулканической деятельности имело место в начале палеозоя в эокембрии на Балтийском щите, как это было и в восточной ветви Грампианской геосинклинали Канино-Тиманского сооружения. В частности, там амфиболиты участвуют в складчатости, которой смяты отложения эокембрия и кембрия в салаирскую фазу, по времени приходящуюся на средний кембрий [Е. М. Люткович, 1948, 1953].

Гдовские слои представлены грубо-среднезернистыми кварцево-полевошпатовыми песками и песчаниками с прослоями мелкозернистых песков и песчанистых плотных глин.

Менее отсортированный и грубоокатанный материал залегает в нижней части разреза, хотя в ряде случаев прослой гравелитов и разнозернистых песчаников, обычно маломощных, встречаются и выше по разрезу.

На отдельных участках разреза наблюдается диагональная слоистость и части зеркала скольжения. Окраска породы обычно серая, зеленовато-серая и бурая. Мощность гдовских слоев изменяется в широких пределах и превышает 800 м в Главном прогибе Русской платформы (Котлас, см. фиг. 7).

Выше залегают ляминаритовые слои, не имеющие резкого контакта с их подстилающими гдовскими песчаниками.

В составе ляминаритовых слоев преобладают глины и артиллиты зеленовато-серого и буровато-лилового цвета, которые переслаиваются с обычно маломощными прослоями песков, песчаников и алевроитов голубовато-серой окраски. Появление оранжевого и красноватого цвета носит локальный характер, и окраска распределена незакономерно по разрезу. Характерной особенностью ляминаритовой толщи является тонкая слоистость и наличие на поверхности слоев отдельных листочков слюды и кусочков сапропелиевого вещества («ляминаритовые пленки»), обычно пиритизированных или сопровождающихся окислами железа.

Мощность ляминаритовых слоев максимальна в пределах Главного прогиба платформы, где достигает 250 м (скважина в г. Котласе).

На основании изучения спор Б. В. Тимофеевым в разрезе Вологодской скважины выделяются отложения эокембрия. Он дает следующее разделение их по спорам: в интервале 2192—2237 м со вскрытой мощностью в 45 м

встречены мелкие и редкие примитивного строения споры трех видов, в том числе *Trachitriletes minutus* Naum.

Выше в интервале 2020—2126 м им устанавливаются ламинаритовые слои, в которых количество спор и число видов увеличивается до восьми, и среди них появляются крупные типичные для ламинаритовых глин и более редкие мелкие с оторочкой споры. Эти исследования Б. В. Тимофеева дают критерий для расчленения разреза эокембрия, не содержащего никаких других органических остатков, кроме спор. Поэтому остальные визуальные расчленения валдайского комплекса или сделанные по литологическим признакам не могут уже теперь приниматься в расчет как менее достоверные.

В Ненокской скважине вся толща эокембрия представлена песчаниками, преимущественно кварцевыми красновато-оранжевого цвета мощностью в 333 м, лежащими в интервале 282—615 м. У контакта с кристаллическими породами эта толща ожелезнена и пересекается кальцитовой жилой под углом 25°, т. е. эти признаки возможно указывают на наличие и в районе Неноксы сердобского комплекса. Здесь в средней части толщи залегает пачка гравелитов мощностью до 40 м. Вышележащие отложения нижнего кембрия начинаются полутораметровым пластом кварцево-полевошпатового конгломерата, т. е. имеют трансгрессивный контакт.

В районе Ветреного Пояса эокембрий разделяется на три свиты: нижнюю конгломератовую в 31 м, среднюю тонкослоистых аргиллитов и глин в 107 м и верхнюю — алевролитов в 35 м. Они, кроме нижних метаморфизованных слоев, относятся к эокембрию и показывают на значительное разнообразие его разреза на восточном склоне Балтийского щита при сравнении с разрезом Неноксы. Также в скважинах Архангельска и Усть-Пинеги к эокембрию относятся преимущественно песчаные и алевролитовые отложения, лежащие в основании разреза на кристаллических породах.

Опорная скважина в Опарино, встретившая архей на отметке — 2068 м, вскрыла над ним нижнекембрийские зеленовато-серые глинисто-песчаные породы мощностью в 270 м.

Из-за отсутствия пестрой окраски среди них и выпадения из разреза не менее чем 200—300 м их подстилающих отложений, развитых по соседству в Котласе, Яренске, Солигаличе и Шарье, есть основание предполагать полное отсутствие в Опарино эокембрия. Весьма вероятно, что в начале палеозоя здесь существовал локальный подъем фундамента.

Установление отложений эокембрия на восточном склоне Балтийского щита вызвало пересмотр возраста пестроцветных отложений, лежащих на их простирании и выходящих на поверхность по Зимнему берегу Белого моря. Они относились к девону без каких-либо палеонтологических доказательств [Я. Д. Зеккель, 1939]. В настоящее время пестроцветные отложения, несмотря на то что из них и не изучались споры, доказывающие эокембрийский их возраст, могут быть отнесены к эокембрию по сопоставлению отложений Зимнего берега и Неноксы, где прежде они были приняты за девонские. Однако неверное сопоставление низов разреза в Неноксе с малиновыми песчаниками Терского берега делается в настоящее время только потому, что последние принимаются без всяких оснований за иотнийские. Во-первых, еще И. С. Ожинским [1938] они были отнесены к девонским отложениям по условиям залегания их на Кольском полуострове выше всех развитых на нем отложений протерозоя. Во-вторых, после нахождения песчаников на западном берегу Канина полуострова, лежащих выше эокембрийских (гиперборейских) образований, развитых на Канинском

Камне и установления их идентичности с песчаниками устья р. Поноя, а следовательно, и Терского берега [Е. М. Люткевич, 1948, 1953], не может быть и речи об их ютнийском, т. е. более древнем, чем эокембрий, возрасте.

Как песчаники Терского берега и устья р. Поноя, так и песчаники западного берега Канина полуострова хорошо сопоставляются со среднедевонскими жерновыми песчаниками Северного Тимана, где они лежат на силуре и на эокембрийских метаморфизованных отложениях. К сожалению, геологи-петрографы, сопоставляя отложения Кольского полуострова, ориентируются на западную часть Балтийского щита, а не на восточнее расположенную часть Русской платформы, и при установлении стратиграфии Кольского полуострова не принимают во внимание взаимоотношения осадочных пород древнего палеозоя и рвущих их интрузий.

В настоящее время, когда отложения эокембрия в платформенных мощностях прослежены включительно до его выходов на поверхность на Зимнем берегу Белого моря, возникает возможность их сопоставить с разновозрастными отложениями эокембрия в геосинклинальных фациях на Канине полуострове и на Северном Тимане. Для сопоставления с метаморфизованными породами Южного Тимана дают материал скважины в г. Яренске и у с. Аныб, где отложения эокембрия более мощны и плотны, чем западнее на платформе, и по составу приближаются к геосинклинальным. В скважинах у с. Аныб под отложениями верхнего девона вскрыта толща от 300 до 600 м, которая является аналогом кембрия и эокембрия Канино-Тиманского сооружения и отложений этого возраста, развитых на севере платформы западнее.

Приведенные выше данные по установлению эокембрия на севере Русской платформы и его сопоставлению с геосинклинальными отложениями Канино-Тиманского сооружения, простирающимися на о-в Кильдин и п-ов Рыбачий, указывают на то, что результаты опорного бурения на севере Русской платформы дают более обоснованный материал, чем Скандинавия, для сопоставления спаргмитовой формации с гиперборейской, как переходящих друг в друга платформенных и геосинклинальных фаций.

КЕМБРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Отложения кембрийской системы представлены нижним, средним и верхним отделами.

Нижний кембрий, носящий название «балтийского комплекса», сложен надляминаритовыми песчаниками и их покрывающими синими глинами.

Надляминаритовые слои выделяются в разрезе по преобладанию песков и песчаников зеленовато-серого и буровато-лилового цвета, переслаивающихся с тонкими пропластками глин. Надляминаритовые слои рассматриваются как начальный этап образования отложений балтийского комплекса и имеют мощность, достигающую 57 м в Вологде. В ряде разрезов (Котлас, Яренск, Шарья) выделение этого горизонта затруднено преобладающим алевроитовым составом всей толщи кембрийских пород и поэтому в большинстве разрезов северной части Русской платформы он обычно не выделяется (фиг. 6 и 7).

Типичные «синие глины», залегающие выше надляминаритовых песчаников, представлены серо-зелеными и буровато-красными толстоплитчатыми разностями, хорошо выделяющимися в разрезах скважин, пробуренных в западной половине территории, где они сохранили внешний вид, характерный для типичных разрезов Прибалтики. Следует указать, что

выделяемые многими исследователями в восточной части территории «синие глины» часто представлены переслаиванием глин, аргиллитов, алевролитов и песчаников серо-зеленых и буровато-красных, реже серых, сильно сходных как по внешнему виду, так и по минералогическому составу с породами лямнаритовой толщи.

Последнее обстоятельство, вероятно, должно вызвать пересмотр вопроса о наличии «синих глин» в восточной части территории и возможности отнесения пород вскрываемых ниже осадков девона к валдайскому комплексу эокембрия.

Вопрос о возрасте отложений, развитых в основании разреза осадочного покрова, на востоке северной части Русской платформы решать должен так же, как он решен в Прибалтике, т. е. на основании изучения органических остатков и в том числе главным образом спор. Наличие нижнекембрийских отложений на северо-востоке Русской платформы в Западном Притиманье решается положительно уже а priori, так как только в салаирскую фазу среднего кембрия произошла перестройка тектонического строения платформы и прилегающих к ней геосинклинальных сооружений, вывавшая отступление нижнекембрийского моря.

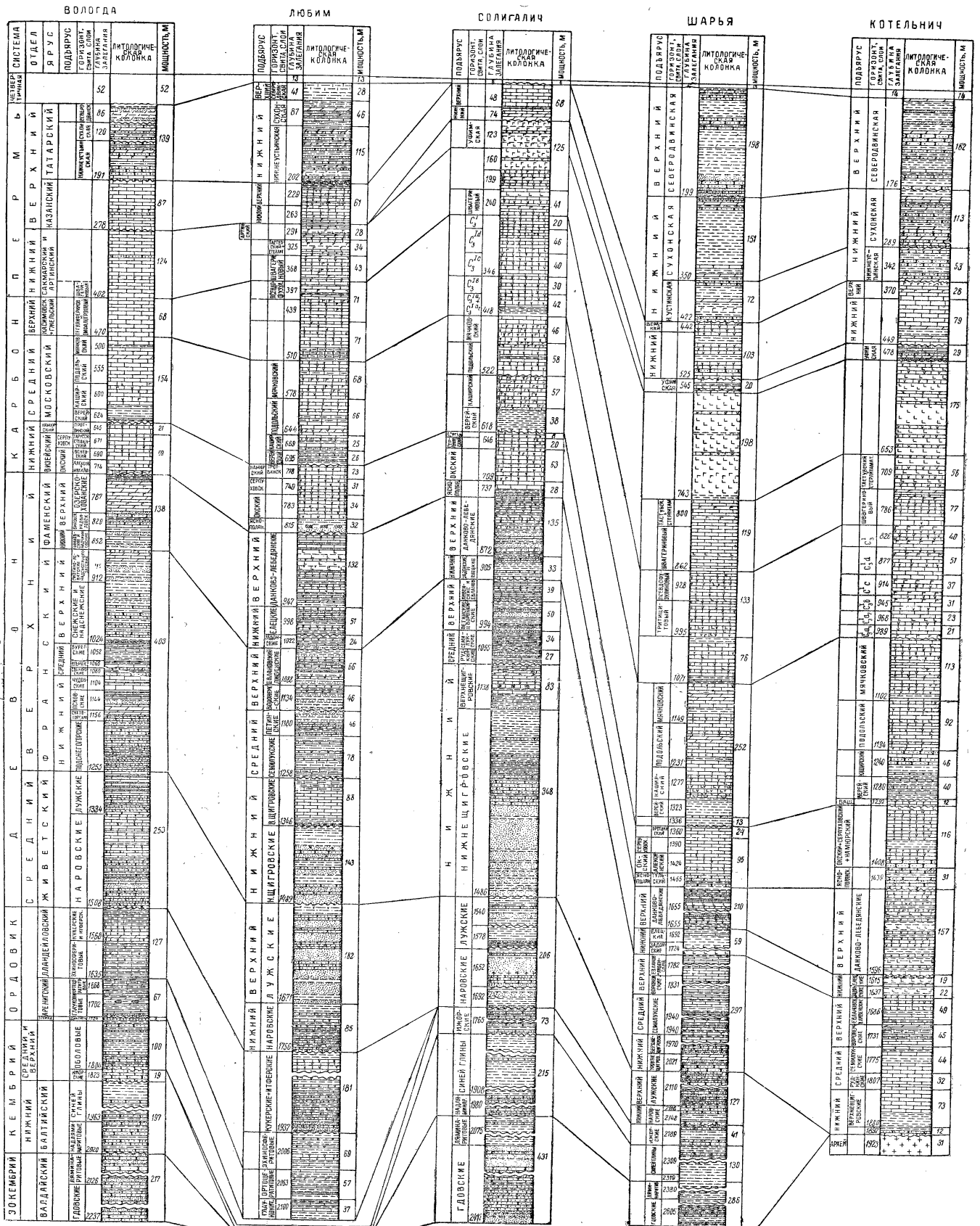
Мощность «синих глин» в Вологде достигает 140 м, в Шарье к ним относятся 120 м, в Котласе — 277 м, в Солигаличе — 215 м, вместе с надляминаритовыми слоями в 72 м.

В разрезах западной части Русской платформы отложения нижнего кембрия заканчиваются толщей «зофитоновых песчаников», сложенных мелкими и тонкозернистыми зеленовато-серыми песчаниками с прослоями глауконитовых песков и серых глин. В пределах рассматриваемой нами северо-восточной части Русской платформы эта толща обычно не фиксируется, а пески и песчаники, залегающие над породами балтийского комплекса, уже относятся к осадкам верхнего и среднего кембрия.

Отложения верхнего и среднего кембрия (ижорские и оболочные слои) на севере не содержат фауны. Их выделение производится по аналогии с разрезами в западных районах платформы (Прибалтика, Ленинградская область) и носит обычно условный характер.

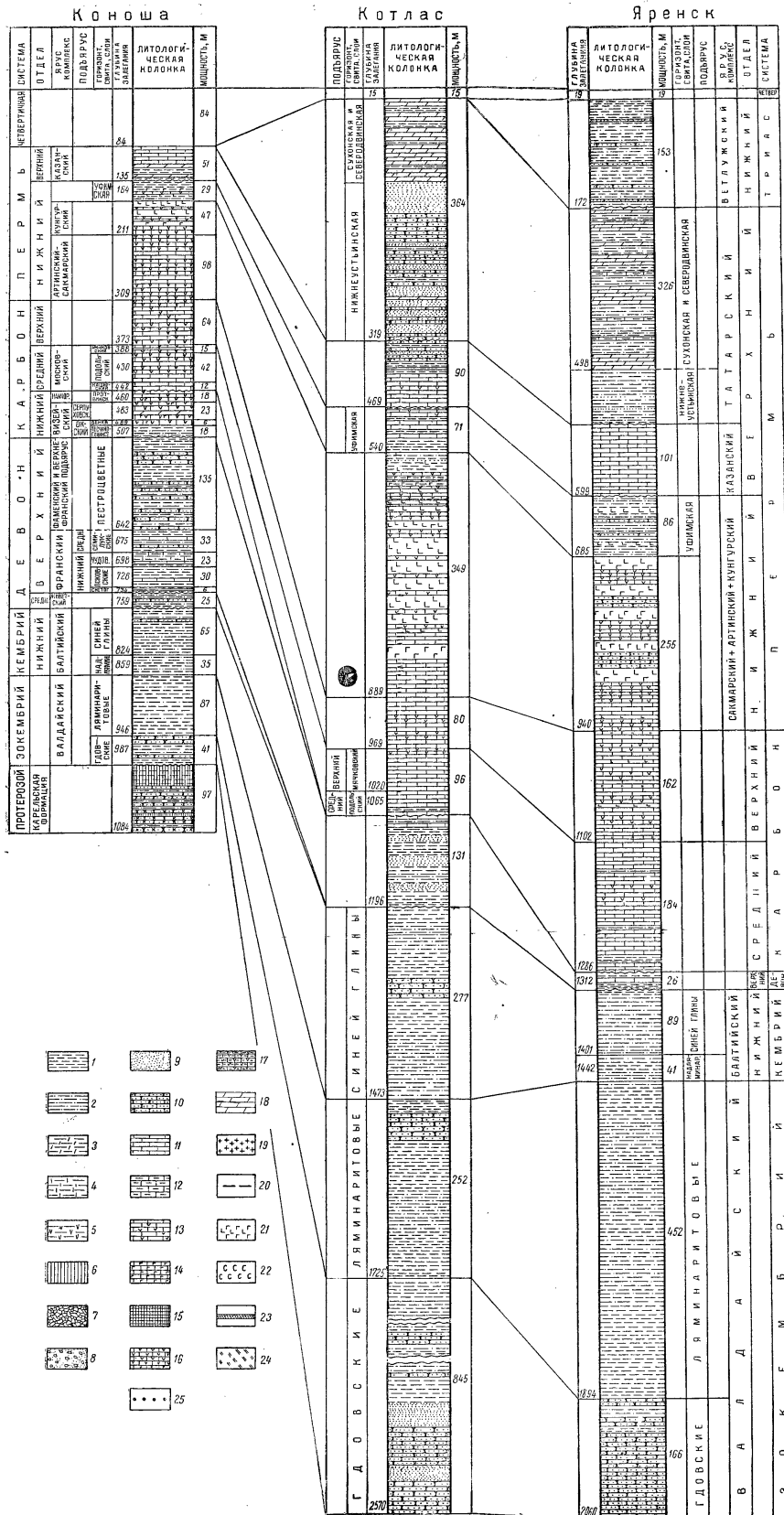
В пределах севера Русской платформы эти отложения представлены песками и песчаниками, залегающими с перерывом и следами размыва на слоях нижнего кембрия. Эта толща сложена кварцевыми песками и рыхлыми песчаниками с прослоями серых глин.

В Вологде мощность ижорских слоев 19 м. Сложены они здесь серыми песчаниками, преимущественно кварцевыми с прослоями серо-зеленых глин. Содержащаяся в них фауна оболоч, в виде детрита, становится более обильной в вышележащих оболочных слоях. Спорный комплекс ижорских слоев очень близок комплексу спор оболочных слоев, мощность которых здесь достигает 100 м. В Шарье мощность ижорских слоев составляет 41 м. К верхнему и среднему кембрию, фаунистически не охарактеризованному в Солигаличе, относится 73 м. Следует указать, что нет уверенности, что отложения ижорских и оболочных песков присутствуют в Солигаличе и Шарье, так как распространение их восточнее и севернее Вологды сомнительно из-за резкой перестройки тектонического плана Русской платформы на границе нижнего и среднего кембрия, когда на ней существовал длительный континентальный перерыв. Вновь пришедшее на Русскую платформу море в среднем кембрии имело уже значительно меньшую площадь, тяготеющую только к Прибалтике и к северной части Московской синеклизы.



Фиг. 6. Разрезы опорных скважин севера Русской платформы.

1 — глина, аргиллит, 2 — глина песчанистая, 3 — глина мергелистая, 4 — глина известнистая, 5 — глина доломитовая, 6 — сланцы и сланцеватые глины, 7 — конгломерат, 8 — галечники, 9 — песок, 10 — песчаник, 11 — известняк, 12 — известняк глинистый, 13 — известняк известково-кремнистый, 14 — известняк известково-кремнистый, 15 — известняк известково-кремнистый, 16 — известняк известково-кремнистый, 17 — известняк известково-кремнистый, 18 — известняк известково-кремнистый, 19 — известняк известково-кремнистый, 20 — известняк известково-кремнистый, 21 — известняк известково-кремнистый, 22 — известняк известково-кремнистый, 23 — известняк известково-кремнистый, 24 — известняк известково-кремнистый, 25 — известняк известково-кремнистый, 26 — известняк известково-кремнистый, 27 — известняк известково-кремнистый, 28 — известняк известково-кремнистый, 29 — известняк известково-кремнистый.



Фиг. 7. См. условные обозначения и подрисную подпись фиг. 6.

ОРДОВИКСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Отложения ордовика севера Русской платформы не были известны до бурения опорной скважины в Вологде.

Они были впервые вскрыты Вологодской скважиной, а затем Любимской опорной скважиной. По своему литологическому составу и фациям породы ордовика идентичны отложениям, вскрываемым скважинами в западной части Русской платформы (Пестово, Валдай, Ст. Русса и др.) и обнажающимся вдоль южного побережья Финского залива Балтийского моря.

Как показало бурение Коношской и Солигаличской опорных скважин, не вскрывших отложений ордовика, на севере граница его распространения проходит между Вологдой и Коношей, на востоке — между гг. Вологдой и Солигаличем, а на юге, по-видимому, не достигает района гг. Костромы и Ярославля, судя по данным бурения расположенных западнее скважин в Редкино и Поварово. На западе отложения ордовика сливаются с основным полем их развития, расположенным в Прибалтике. Вся толща развитых здесь отложений относится к ордовику в объеме тремадока, аренига и лландейло и при отсутствии карадока, отложения которого не распространялись восточнее г. Старой Руссы.

В последнее время без всякого на то геологического основания было высказано предположение [И. М. Бирина, 1954] об отнесении к силуре части разреза, лежащей между эхиносферитовыми слоями ордовика и средним девонем в Любимской скважине, на самом деле относящейся к кукерским и итферским слоям ордовика, а сверху также к среднедевонским наровским слоям. Как известно, силур не распространяется восточнее меридиана Чудского озера, а поэтому его отложений не может быть ни в Московской синеклизе, ни в Главном прогибе Русской платформы, бывших в силуре сухей.

На оболочных слоях залегает диктионемовая толща, вскрытая в Вологде, где она представлена чередованием прослоев черных битуминозных глин и серых пиритизированных песчаников. Мощность ее достигает не более 3 м.

В Пестовской скважине, расположенной западнее, мощность их достигает 22 м. Чередование с кварцевыми песками глин в 3-метровой толще и ее характеристика тем же комплексом спор, что и нижележащих ижорских слоев, указывают на их перемыв и переотложение вероятнее всего в начале тремадоковского века. Поэтому в Вологодском разрезе устанавливается ясно выраженный перерыв между диктионемовыми глинами и глауконитовыми известняками, т. е. между тремадоком и аренигом, падающий на время среднего и верхнего тремадока. На севере Московской синеклизы, судя по разрезу в Пестово, этот перерыв отсутствует, и морской бассейн здесь непрерывно существовал весь тремадок и арениг, начиная с конца верхнекембрийской эпохи, когда начали отлагаться эти слои.

К нижнему горизонту ордовика обычно относят «оболово-диктионемовые» слои, которые по фауне оболид и споровому комплексу теснее связаны с ижорскими средне- и верхнекембрийскими отложениями, чем с тремадоком, представленным полностью в разрезе Пестово на севере Московской синеклизы и в Скандинавии. Поэтому правильнее относить оболочные слои к верхнему кембрию, а диктионемовые сланцы к нижнему тремадоку и не связывать их с оболочными слоями в одном названии. Это образования разных веков, хотя и происшедшие на их границе, когда на юге Балтийского щита непрерывно существовал бассейн в оболочное и диктионемовое время верхнего кембрия и нижнего тремадока ордовика.

Выше залегающие глауконитовые (волховские) слои были вскрыты в Вологде и Любиме. Они сложены в основании глауконитовыми песчаниками, а выше серо-зелеными глинами; содержащими прослой мергеля и известняка.

Эти породы содержат обильную фауну остракод и граптолитов, а также совершенно отличающийся от нижележащих слоев комплекс спор, на основании изучения которых проводится нижняя граница этого горизонта. Мощность глауконитовых слоев в Вологде составляет 34 м, а в Любиме они вскрыты на 37 м.

Без перерыва на глауконитовом горизонте залегают ортоцератитовые слои или слои кунда, представленные чередованием серо-зеленых известняков и глин. Мощность ортоцератитовых слоев в Вологде — 33 м, в Любиме — 57 м, что, возможно, указывает на большее прогибание дна морского бассейна к югу от Вологды. Выше по разрезу лежат эхиносферитовые (таллинские) слои, сложенные детритовыми известняками, мергелями и серыми известковистыми глинами. В верхней и нижней частях разреза преобладают известняки. Мощность слоев в Вологде — 67 м, в Любиме — 69 м. Не исключено, что мощность эхиносферитовых слоев в Любиме преувеличена за счет отнесения к нему вышележащих пород кукерского и итферского горизонтов.

Кукерские и итферские слои венчают разрез ордовика на площади севера Русской платформы и на восточном борту Московской синеклизы. Они представлены известняками детритовыми и пелитоморфными, зеленовато-серыми карбонатными глинами и доломитизированными известняками. В верхней части горизонта залегают тонкозернистые песчаники и светло-серые мелкокристаллические песчаные доломиты. Мощность пород этих слоев в Вологде 60 м, в Любиме она достигает 181 м. Не исключено, что в Любиме в верхней части разреза вскрыты более молодые, чем кукерские и итферские слои, иевские отложения, установленные также и в Вологде.

Повышенная мощность в Любиме объясняется большей мобильностью прогибания краевой части бассейна. Вскрытые в Пестово, на западе от Вологды и Любима, до 130 м иевских известняков и доломитов, согласно залегающих на итферских слоях, явно указывают на постепенное отступление ордовикского морского бассейна к западу, что было установлено прежде по более высоким горизонтам ордовика и силура в Прибалтике. Береговая полоса моря, а также и граница распространения к востоку отложений ордовика и, по-видимому, верхнего кембрия проходила вдоль теперь погружившейся полосы Карелид по линии их простираения с северного берега Онежского озера на юго-восток.

В современном рельефе полоса Карелид выражена молодыми погружениями, занимающими долину р. Ковжи, оз. Белого, долину р. Шексны, оз. Кубенского и верховьев р. Сухоны. Все эти впадины лежат на линии простираения Карелид к юго-востоку, так же как и Онежское озеро. Так как ни в Коноше, ни в Солигаличе отложений ордовика не было встречено, то между этими пунктами и Вологдой, а также южнее и Любимом должна проходить зона их выклинивания и изменения их фаций в прибрежные. Если эта зона не только имеет изменение фаций ордовика в прибрежные, а также осложнена и структурами в виде флексур, структурных террас, а может быть и брахискладок, развившихся в зоне сочленения опущенных и приподнятых частей фундамента и метаморфической толщи Карелид, то она, несомненно, заслуживает дальнейшего внимания геологов.

Для ее изучения нужны буровые работы и геофизические исследования, которые, если не теперь, то в ближайшем будущем должны быть поставлены, так как вопрос о границе распространения ордовикских отложений в северной части Московской синеклизы остался не разрешенным.

ДЕВОНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Девонские отложения широко распространены в пределах севера Русской платформы.

В юго-западной ее части они залегают на размытой поверхности ордовика (Вологда, Любим), а в северо-восточной на отложениях нижнего кембрия (Коноша, Котлас, Солигалич, Шарья, Опарино и др.). В пределах повышенных участков фундамента (Котельнич) эти отложения покоятся на кристаллических и метаморфизованных породах архея или в Притиманье на эокембрии. В выходах на дневную поверхность разрез отложений девона представлен неполностью. Наиболее подробные разрезы девона были вскрыты опорным бурением.

Девонские отложения представлены на севере платформы средним (живетский ярус) и верхним (франский и фаменский ярусы) отделами. Отложения живетского яруса здесь расчленяются на наровские и лужские (тартуские) слои — аналоги мосоловских и старооскольских слоев Центрального девонского поля.

Основание разреза наровских слоев представлено кварцевыми светло-серыми и зеленовато-серыми песчаниками мелко- и среднезернистыми, с карбонатным цементом, включающими редкие прослои глины темно-серой и зеленовато-серой, песчанистой и слюдистой. Максимальная мощность этих слоев в Вологде — 44 м. На восток от Вологды, в Солигаличе, эти слои имеют ту же мощность и они сложены песчаниками красновато-коричневыми, кварцево-слюдистыми с прослоями темно-серой глины, сланцеватой и песчанистой. В этой толще в Солигаличе залегают базальты черные и плотные, мощность которых, вскрытая двумя пробуренными в этом районе скважинами, около 15 м (фиг. 6).

Некоторые исследователи называют эти песчаные слои, лежащие в основании среднего девона и развитые в центральных и северных областях платформы, пярнускими слоями, по аналогии с Прибалтикой, где они получили это название. Но синхронность песчаных слоев, подстилающих и лежащих в основании наровских слоев, в этих двух областях не может быть доказана в настоящее время, так как у них пока нет фаунистической характеристики, а самое главное области их развития разобщены между собой северо-западным крылом Московской синеклизы. Прибалтийские пярнуские слои имеют распространение на восток только до районов, лежащих на меридиане Чудского озера. Песчаные отложения основания наровских слоев на восточном крыле Московской синеклизы до их фаунистического сопоставления с пярнускими слоями Прибалтики следует рассматривать как самостоятельные горизонты. Разновременность образования этих песчаных отложений двух бассейнов, разобщенных между собой сушей, наиболее вероятна при начале трансгрессии среднедевонского моря на платформу.

Выше залегают собственно наровские слои, имеющие в Вологде 130 м мощности и разделенные на три пачки. Нижняя карбонатно-глинистая пачка, сложенная глинами темно-серыми и зеленовато-серыми и прослоями доломита и мергеля мощностью 57 м. Средняя карбонатная пачка, состоя-

щая из темно-серых доломитизированных известняков, имеет мощность 32 м и верхняя карбонатно-сульфатная пачка мощностью 41 м представлена доломитами и доломитизированными известняками с пропластками ангидрита. В Любиме наровские слои имеют мощность 85 м и сложены темно-серыми доломитами с прослоями темно-бурых сланцеватых глин, чередующихся с песчаниками. В Солигаличе к наровским слоям может быть отнесена пачка терригенных отложений с базальтами, от основания их подстилающих слоев до контакта с глинисто-песчаной пачкой лужских слоев.

Таким образом, наровские слои в Солигаличе вскрыты в интервале 1578—1692 м и имеют мощность 114 м, а лужские пройдены в интервале 1486—1578 м. Наровские слои в Солигаличе имеют карбонатные пропластки, некоторые из них содержат трохилиски, характеризующие этот горизонт в местах классического его развития в Прибалтике.

Залегающие над наровскими слоями лужские (тартуские) в Вологде имеют мощность 79 м и разделяются на две пачки. Нижняя пачка мощностью 36 м сложена пелитоморфными доломитами, покрываемыми выше по разрезу мергелями с прослоями песчаников и алевроитов. Верхняя пачка мощностью 43 м характерна преобладанием доломитов светло-серых и розовых с прослоями песчанистых и доломитизированных глин. В Любиме лужские слои имеют мощность 182 м и сложены песчаниками и песками с редкими прослоями пестроцветных песчанистых и известковистых глин. В Солигаличе лужские (тартуские) слои сложены песчаниками красного и серого цвета с прослоями плотных песчанистых глин, имеющими мощность 92 м.

Из изложенного видно, что общая мощность живецких отложений в Вологде составляет 253 м, в Любиме она достигает 267 м, в Солигаличе 206 м. К северу от Вологды, в Коношской опорной скважине, к среднедевонским отложениям может быть условно отнесена 25-метровая пачка чередующихся тонко- и горизонтально-слоистых пестроцветных глин, заключающих остатки растений.

Севернее Коноши, в Няндоме, и на северо-востоке от нее, в Каменном Прилуке, Котласе, Яренске, а также в Больших Порогах среднедевонские осадки отсутствуют или к ним относятся маломощные слои в основании разреза девона. Еще далее на восток в районе Тимана разновозрастные им отложения достигают 150 м мощности и сложены глинистыми сланцами и песчаниками с пластами диабазы и туфами мощностью до 70 м, выше которых залегают 60-метровая пачка песков и песчаников, переходящая вверх по разрезу в темно-серые глины.

В южной части рассматриваемой площади среднедевонские отложения были вскрыты Шарьинской опорной скважиной и по сравнению с Вологдой и Любимом имеют в два раза сокращенную мощность (127 м). На север от Шарьи — в Котласе — они совершенно выпадают из разреза, а в районе Советска и в Вожгалах вновь возрастают по мощности до 120 м и более.

Приведенные данные показывают, что область распространения живецких отложений на севере ограничена широтой Коноши. Южнее Котласа и Яренска и на юго-востоке она достигает западных склонов Вятского вала. К югу площадь развития среднего девона сливается с областью его сплошного распространения в пределах Московской синеклизы и Центрального девонского поля.

Верхний девон

На рассматриваемой территории верхний девон вскрыт как глубокими скважинами, так и мелким структурным бурением, проводившимся на восточном склоне Балтийского щита, где породы этого возраста залегают неглубоко от дневной поверхности.

Как уже выше указывалось, они относятся к франскому и фаменскому ярусам. Следует указать, что расчленение верхнего девона в Любимской, Солигаличской и Котельничской скважинах осуществлено сотрудниками ВНИГНИ по схеме, принятой для центральных частей Русской платформы, в то время как расчленение разрезов Коноши и Вологды произведено по стратиграфической схеме, принятой для северо-западных областей, что затруднило сопоставление разрезов.

Франский ярус

Франский ярус начинается терригенной толщей, состоящей из чередующихся песчаных, алевроитовых и глинистых пород, имеющих красно-бурую и желтовато-серую окраску. Эта толща известна под названием светогорских и подсветогорских слоев. Мощность их варьирует в широких пределах и достигает в Вологде 111 м. Залегающие выше карбонатные породы хорошо прослеживаются на северо-западе Русской платформы и протягиваются отсюда на восток в Московскую синеклизу.

В Вологде в основании разреза выделяются псковские слои, имеющие мощность в 40 м. Сложены они мергелями и известняками с прослоями алевроитов и глин темно-серого и светло-серого цвета.

Чудовские слои, перекрывающие псковские, представлены светло-серыми скрытокристаллическими известняками с обильной фауной и характерными ходами червей. Мощность их 24 м.

Шелонские и свибордские слои, залегающие над чудовскими слоями, сложены глинами зеленовато-серыми, тонкослоистыми, обогащенными песчаным материалом и карбонатными стяжениями; наблюдаются прослой мергеля и известняка, содержащие обломки раковин; мощность их до 15 м.

В Вологде вышележащие ильменские слои представлены зеленовато-серыми глинами и алевроитами, содержащими прослой доломитизированных известняков; мощность их 13 м.

Венчается карбонатная толща верхнего девона бурегскими слоями, состоящими из перемежающихся прослоев песков, песчаников, алевроитов и глин с прослоями мергеля и известняков. Мощность бурегского горизонта достигает 28 м.

Верхнефранский подъярус и фаменский ярус

Верхнефранский подъярус и фаменский ярус северной и северо-западной частей Русской платформы обычно известны под названием верхней пестроцветной толщи. В западной части этой территории она несет черты, являющиеся характерными и для Главного девонского поля, и представлена терригенными красноцветными породами, в которых увеличивается число карбонатных прослоев. В северо-восточном направлении эта толща резко сокращается и достигает в районе г. Яренска 26 м мощности. В юго-восточной части территории карбонатность отложений сильно возрастает и в них появляется фауна, аналогичная франским и фаменским слоям Центрального девонского поля Русской платформы. Мощность описываемых отложений в Вологде — 310 м, в Любиме достигает 319 м; она возрастает в восточном направлении и достигает 376 м в Шарье.

В настоящее время остается не вполне ясным вопрос о точном отнесении к тому или иному горизонту девона пачки песчаников и аргиллитов, вскрытой Котласской скважиной на глубине 1065—1196 м. В связи с находками остатков рыб, по-видимому, эта пачка имеет франкий возраст, как и толща в 26 м серых песчаников и аргиллитов, вскрытых в Яренске на глубине 1286 м.

Верхнедевонские отложения на севере Русской платформы имеют более широкое распространение, чем осадки среднего девона, перекрывая их при трансгрессивном залегании, кроме Канино-Тиманского сооружения. В северной части территории, примыкающей к Балтийскому щиту, преобладают красноцветные континентальные или полуконтинентальные образования, мощность которых не превышает 100—150 м.

На далеком севере восточной окраины рассматриваемой нами территории, в юго-западном Притиманье, на Аныбской структуре, буровыми скважинами вскрыта немного более чем 200-метровая толща пород верхнедевонского возраста в нормальных морских фациях, лежащая на отложениях кембрия и эокембрия мощностью до 600 м и более. Также и далее на юг, в пределах Главного прогиба Русской платформы, установлено развитие преимущественно морских отложений верхнего девона.

КАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Каменноугольные отложения широко распространены в пределах севера Русской платформы. Они почти 200-километровой полосой обнажаются на дневной поверхности, огибая с востока и юго-востока склон Балтийского щита. При этом последовательно с северо-запада на юго-восток обнажаются все более молодые горизонты карбона, дающие в долинах рр. Онеги, Вытегры и Андомы наиболее полные разрезы.

Далее на восток и юго-восток породы каменноугольного возраста глубоко погружаются под мощную толщу пермских отложений и в наиболее погруженной части, в Главном прогибе Русской платформы, судя по скважинам в Котласе, Яренске, Опарино и Шарье, залегают на глубинах, превышающих 800 м от уровня моря.

В северо-западной части территории, в бассейне рр. Вытегры и Онеги (Коноша, Вологда), мощность карбона не превышает 312 м; в Любиме она увеличивается до 447 м, в Шарье — до 593 м, а в Вожгалах превышает 700 м. В юго-западном Притиманье, в с. Аныб мощность карбона порядка 500 м. В пределах западного крыла Московской синеклизы обычно развиты все три отдела каменноугольной системы, но уже в Вологде и далее на севере Русской платформы выпадают из разреза отложения турнейского яруса.

Нижнекаменноугольные отложения

Отложения нижнего карбона, развитые на севере Русской платформы, принадлежат к средней и верхней частям визейского яруса и намюрскому ярусу, отложения угленосного горизонта и турнейского яруса отсутствуют.

Развитие осадков нижнего карбона с севера ограничено пиротой Архангельска, Котласа и Яренска. К югу от этих пунктов постепенно появляются и возрастают в мощности песчано-глинистые породы, относимые к нижнему карбону. В Коноше они имеют 65 м, в Опарино — 71 м, в Вологде их мощность не превышает 90 м, в Любиме достигает 120 м, так же как и в Шарье и Аныбе, а в юго-восточной части района в Вожгалах и Советске мощность нижнего карбона возрастает более чем в два раза, достигая 250 м.

Наиболее древними отложениями нижнего карбона на рассматриваемой площади являются отложения яснополянского подъяруса визейского яруса. Они сложены в основании кварцевыми песками мелкозернистыми, алевроитовыми и глинистыми, светло-серыми, вверх по разрезу покрываемыми глинами и алевроитами зеленовато-серого и фиолетового цвета. Мощность этих пород на юго-западе рассматриваемой территории, в Любиме и Солигаличе, не превышает 32 м. К юго-востоку в районах Шарьи и Котельнича она не увеличивается.

Выше залегающие породы окского подъяруса представлены доломитами светло- и темно-серыми, участками окремнелыми. В юго-западной части территории мощность их не превышает 20 м. В Вологде, Любиме и Шарье она достигает 35—45 м, а в Солигаличе, Котельниче и Вожгалах более 50 м.

Серпуховский подъярус слагают доломиты светло-серые, в нижней части окремнелые, в верхней половине разреза отгипсованные. Мощность этих отложений обычно выдерживается в пределах 25—30 м и только на востоке в Котельниче, Вожгалах и Советске достигает 50 м.

Намюрский ярус повсеместно развит в пределах севера Русской платформы и представлен только протвинским горизонтом, сложенным доломитами розовыми и серыми с прослоями красных и фиолетовых глин суммарной мощностью до 24 м.

Среднекаменноугольные отложения

Отложения среднего карбона ложатся с перерывом на нижний карбон и представлены башкирским и московским ярусами.

Башкирский ярус развит только на юго-востоке рассматриваемой территории, в юго-западном Притиманье, на Елмач-Парме и южнее — в Котельниче и Вожгалах. Представлен он здесь терригенными отложениями и имеет мощность, не превышающую 20 м.

Московский ярус распространен на всей рассматриваемой площади и только в крайней северо-западной ее части он развит неполностью, так как в верейское время здесь не происходило осадконакопления. На ограниченной части территории северо-запада осадки среднего карбона сложены песками и глинами. Но на близком расстоянии по падению слоев к юго-востоку появляются доломиты и известняки, преобладающие на всей остальной части Русской платформы. В этом же направлении возрастает общая мощность московского яруса.

В Няндоме к отложениям среднего карбона относится 50-метровая толща, в Коноше и Пестово она не превышает 70 м, а в Вологде достигает уже 154 м. Южнее, в Любиме, и на востоке платформы в Яренске и Больших Порогах мощность этих отложений еще большая — до 200 м. В Шарье, Аныбе и Елмач-Парме мощность описываемых отложений составляет около 260 м и является максимальной (330 м) в Вожгалах.

Верейский горизонт представлен терригенными красноцветными породами, содержащими карбонатные прослои. На юго-востоке территории увеличивается в разрезе количество прослоев карбонатных пород. Максимальное их количество наблюдается, главным образом, в нижней части горизонта из районов Шарьи, Котельнича, Елмач-Пармы и Вожгал. Мощность этих отложений в Пестово, Вологде, Любиме, Опарино и Шарье 21—33 м, а в Солигаличе и Вожгалах она удваивается.¹

¹ Этот и последующие горизонты карбона не выделены на разрезах скважин в Котласе и Яренске, ввиду незаключенности обработки материалов.

Каширский горизонт сложен доломитами, доломитизированными известняками и органогенно-детритовыми известняками. Распространен он к северу дальше, чем верейский горизонт. Мощность каширского горизонта в западной части территории минимальная — до 12 м в Коноше; в Яренске, Пестово она не более 40 м; в Солигаличе — 57 м, а в Вожгалах и Елмач-Парме становится максимальной — 160 м.

Подольский горизонт — распространен еще шире на площади, чем его подстилающие слои в северной части платформы. Сложен он известняками органогенно-детритовыми и фораминиферовыми, с прослоями мелкозернистых доломитов.

Подобно описанным выше слоям наблюдается закономерное возрастание мощностей в юго-восточном направлении от 20—30 м в Няндоме и Н. Тойме до 45—50 м в Котласе и Яренске и 80—100 м в Шарье, Котельниче и Вожгалах.

Мячковский горизонт распространен примерно в тех же границах, что и подольский. Представлен он чередующимися слоями органогенно-детритовых известняков и доломитов мелкозернистых и имеет максимальную мощность в юго-восточной части территории, превышающую 100 м. В северо-западном направлении мощность сокращается, достигая 78 м в Шарье, 30 м в Вологде и не более 15 м в Коноше. В районах Котласа, Яренска и с. Аныб мячковский горизонт достигает 50—80 м. Это указывает на накопление осадков вдоль западной окраины Тимана в процессе несколько большего прогибания северо-восточной краевой зоны платформы, что также имеет место и для других развитых на севере горизонтов карбона.

Верхнекаменноугольные отложения

Верхнекаменноугольные отложения имеют широкое распространение в пределах севера Русской платформы. Они сложены карбонатными, часто огипсованными породами — отложениями неглубокого моря, а в районе Больших Порогов на западном склоне Тимана отмечены лагунные и прибрежные фации, судя по наличию в разрезе гипсов, ангидритов, доломитов и песков. Мощность верхнего карбона возрастает в направлении с севера на юг и с запада на восток. В Коряжме и Березниках он достигает 70 м мощности. В Няндоме, Коноше, Нижней Тойме, Вологде и Котласе его мощность не превышает 80 м, в Любиме — 142 м, в Яренске — 162 м, Аныбе и Елмач-Парме — 150 м, в Шарье, Опарино и Котельниче — 200—210 м.

Породы верхнего карбона представлены касимовским и гжелским ярусами, расчленяющимися на зоны.

В касимовском ярусе выделены на севере платформы следующие зоны. Зона с *Protriticites* сложена переслаивающимися карбонатными глинами, мелкозернистыми доломитами и мелкокристаллическими и органогенно-детритовыми известняками, мощностью 20—40 м. Зону с *Triticites montiparus* слагают доломиты мелкозернистые с прослоями криноидных доломитизированных известняков, мощностью до 35 м. Зона с *Triticites arcticus* и *Tr. acuius* представлена переслаивающимися известняками и доломитами, мощностью до 25 м.

Гжелский ярус также расчленен на зоны. Зона с *Triticites stuckenbergi* сложена доломитами мелкозернистыми и известняками органогенно-водорослевыми и имеет мощность до 20 м.

Зона с *Triticites jigulensis* представлена доломитами мелкозернистыми с прослоями известняков органогенно-детритовых, мощностью 30—35 м.

Псевдофузулиновый горизонт слагается известняками органогенными с прослоями доломитов мелкозернистых и имеет мощность до 40 м.

Сильная доломитизация и огипсованность пород наблюдается повсеместно на севере платформы в верхнекаменноугольных отложениях. Несмотря на это при послойном изучении микрофауны всегда есть возможность избежать выделения местных стратиграфических подразделений, мало дающих для корреляции отложений, а установить зоны, прослеживаемые в отложениях верхнего карбона на всей Русской платформе.

Между отложениями верхнего карбона и сакмарским ярусом нижней перми на территории севера отсутствует перерыв. Поэтому граница между ними проводится в толще отложений, накопившихся непрерывно по смене фаун псевдофузулинового и швагеринового горизонтов.

{ ПЕРМСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Отложения пермской системы повсеместно распространены в пределах севера Русской платформы. Они залегают или непосредственно под четвертичным покровом или трансгрессивно перекрываются континентальными отложениями нижнего триаса, широко развитыми в Главном прогибе Русской платформы и на юге Московской синеклизы.

Нижнепермские отложения

Нижний отдел системы выходит на дневной поверхности на востоке в Притиманье и на западе вдоль склона Балтийского щита. Его обнажения в долинах рр. Северной Двины и Пинеги на западе и по р. Вычегде и притокам р. Выми на востоке дают возможность полностью ознакомиться с его разрезом. В южном направлении эти отложения полого погружаются под более молодые и вскрываются только буровыми скважинами.

Мощность нижнепермских отложений возрастает в восточном направлении, где достигает 300 м и более, особенно в районе соленагопления у с. Серегово.

Сакмарский ярус, лежащий в основании пермской системы без перерыва на псевдофузулиновом горизонте, распространен на всей площади севера Русской платформы. Его выделение в разрезах скважин связано с необходимостью изучения микрофауны и визуально затруднено в связи со сходством состава слагающих его пород с подстилающими их отложениями верхнего карбона. Поэтому установить точно мощность сакмарского яруса в ряде случаев, когда отсутствует фауна, не представляется возможным.

В южной части рассматриваемой площади в Любиме и Шарье и на крайнем ее востоке в Притиманье сакмарские отложения имеют мощность от 77 до 132 м; в них выделяются: швагериновый горизонт — доломиты светло- и темно-серые, огипсованные с прослоями известняка, мощностью до 80 м, и выше залегающие тастубский и стерлитамакский горизонты, представленные переслаивающимися доломитами, ангидритами и гипсами суммарной мощности до 50 м.

Артинский и кунгурский ярусы — также трудно расчленимы, и выделение кунгурского яруса по появлению отложений гипсов и ангидритов в верхней части разреза нижнепермских отложений является крайне условным, так как галогенные отложения имеются также и в артинском ярусе на севере Русской платформы.

На северо-западе территории артинские и кунгурские отложения обнажаются в долинах рр. Северной Двины, Пинеги и Кулойа и известны под местным названием кулойской свиты, которая разделяется на нижнюю доломитово-гипсовую и верхнюю гипсово-ангидритовую толщи. В этой части севера мощность кулойской свиты достигает 200 м на Пинеге, у Карпогор.

Южнее, в центральной части Сухонского вала, описываемые отложения достигают 300 м мощности в д. Занаволочье, такие же примерно мощности они имеют в Котласе. В Котельниче и Шарье мощность отложений достигает 200 м. Следует указать, что в районе с. Серегово в юго-западном Притиманье выявлена солянокупольная структура. Соляное ядро Сереговского купола несомненно кунгурского возраста, так как соль лежит под красноцветной уфимской толщей. Соль в куполе пробурена более чем на 400 м. Повидимому, второй соляной купол намечается геофизическими работами у с. Часово южнее Серегово.

В Елмач-Парминском районе отложения артинского яруса представлены известняками и органогенными доломитами суммарной мощностью более 120 м, а кунгурский ярус сложен доломитами, часто оолитовыми, мощностью до 140 м.

Следует указать, что даже на коротких расстояниях наблюдаются резкие колебания мощностей описываемых отложений, что связано с расчленением нижнепермского бассейна на ряд лагун с самостоятельным накоплением осадков, сопровождавшимся иногда выпадением каменной соли. Это показывает, что кунгурско-артинские отложения имеют иной фациальный состав в пределах юго-западного Притиманья, где наряду с влиянием открытого моря наблюдается снос терригенного материала с недалеко расположенных берегов, одновременно с образованием лагунных отложений, солей, гипсов и ангидритов.

В состав нижнепермских отложений включается и уфимская свита, принадлежащая кунгурскому ярусу,¹ как характеризующая осадконакопление в континентальных условиях конца нижнепермской эпохи.

Ее породы развиты не повсеместно, а преимущественно во впадинах и погружениях. В районах Пестово и Максатихи они залегают непосредственно на различных слоях верхнего и среднего карбона. Представлена уфимская свита красноцветными песчаниками и глинами и имеет мощность, не превышающую 20—30 м.

К северо-востоку от этих пунктов, в районе Вологды и Любима, уфимские слои отсутствуют и появляются только севернее Вологды, сперва в виде маломощного 5-метрового пласта (д. Семенково), увеличиваясь до 29 м в Коноше.

К северу и северо-востоку от Коноши уфимские отложения широко распространены на дневной поверхности и известны под местным названием «вихтовской свиты». Они сложены красноцветными песчано-глинистыми и мергелистыми породами и имеют мощность от 30 м в районе низовьев р. Мезени до 80 м в районах р. Пинеги и далее на юго-востоке, в Яренске.

В пределах юго-западного Притиманья их мощность еще более возрастает, достигая 170 м в Больших Порогах и более 250 м в Серегове.

¹ По решению пермской конференции (1950 г.) уфимская свита условно отнесена к верхней перми.

В южной части Притиманья на Кельтменском валу уфимская свита отсутствует и появляется только на юго-востоке рассматриваемой территории, в пределах северной части Вятского вала, где достигает мощности 40 м.

Верхнепермские отложения

Граница с нижней пермью проводится по трансгрессивному залеганию казанского яруса на различных слоях нижней перми: уфимских, кунгурских, артинских, сакмарских и даже каменноугольных.

Отложения казанского яруса залегают на подстилающих их породах с разрывом, часто в основании с конгломератами или карманами. Они выходят на поверхность широкой полосой, протягивающейся, начиная севернее Череповца в северо-северо-восточном направлении через Кириллов и Коношу и далее на север между Няндомой и Вельском, через Северную Двину и Шинегу в бассейн р. Кулоя.

Вторая наиболее крупная площадь выходов казанских отложений расположена в юго-восточной части территории, в пределах северной оконечности Вятского вала, где они обнажаются в сводах антиклинальных складок.

Казанские отложения также выходят на поверхность в пределах юго-западного Притиманья на Елмач-Парме, в Серегово, на Большепорожской структуре на р. Выми и во многих других местах поднятий этой области. Изолированно выходят казанские отложения в Солигаличской антиклинали, слагая ее ядро.

На всей остальной территории казанские породы перекрыты отложениями татарского яруса и залегают на глубинах, достигающих 500 м в пределах Главного прогиба Русской платформы. Представлен казанский ярус известняками и доломитами, реже известковистыми алевролитами и песчаниками и еще реже глинами и глинистыми сланцами. В верхней части разреза породы обычно сильно огиссованы и содержат прослой гипса и ангидрита, что приурочивается к Главному прогибу платформы и характеризует самые последние лагунные стадии существования верхнеказанского морского бассейна.

Значительная мощность отложений зафиксирована в пределах Главного прогиба Русской платформы, где достигает 113 м (Опарино). В северо-западной части территории, в районе Коноши, казанские слои имеют мощность 51 м. От границы распространения казанских отложений на западе у р. Шексны к Вологде их мощность возрастает до 87 м. Здесь очень характерны прибрежные фации зеленых песков, лежащие в основании разреза. Еще далее на юг, в Любимском районе, мощность казанских слоев сокращается до 61 м, причем они здесь представлены доломитизированными известняками и доломитами, участками окремнелыми, т. е. наблюдается то же явление, что на Окско-Цнинском вале.

На северо-востоке от Вологды и Любима, на Сухонском вале, мощность казанского яруса возрастает до 150 м за счет появления на последнем самых верхних его слоев, образовавшихся в конце казанского века в лагунных условиях.

Южнее вышеуказанного района — в Шарье, Шихово-Чепцах и Вожглах — мощность преимущественно карбонатного разреза сокращается до 100—110 м. В Котласе и Яренске мощность казанских слоев не превышает 100 м.

В пределах юго-западного Притиманья казанские отложения представлены также морскими отложениями с богатой фауной, но породы здесь

имеют большую примесь терригенного песчано-глинистого материала. Прибрежно-континентальный характер накопления осадков имеет место только на Елмач-Парме, где он выражается, так же как и в Западном Приуралье, при образовании разновозрастных соликамских плитняков в чередовании морских и пресноводных слоев, имеющих такую же фауну.

В заключение следует указать на преобладание гипсоносных пород в верхней части разреза в пределах Главного прогиба Русской платформы (Верхняя Тойма — Яренск и южнее) и значительное повышение здесь мощности пород верхнеказанского подъяруса. Это можно только рассматривать как формирование в наиболее погруженной части платформы самых молодых образований казанского яруса в то время, когда с остальной ее территории казанское море уже отступило к северу.

Отложения татарского яруса наиболее широко распространены на территории севера Русской платформы. В них выделяется два подъяруса — нижнетатарский и верхнетатарский, — каждый из которых в свою очередь расчленяется на две свиты: нижнеустыинскую и сухонскую, северодвинскую и филейскую.

Нижнеустыинская свита представлена песками и песчаниками пестроцветными, косослоистыми и часто загипсованными. Максимальная мощность около 200 м наблюдалась в пределах северной части Главного прогиба Русской платформы (Котлас, Опарино), а мощность в 60—80 м установлена в районе Сухонского вала. В связи с тем, что отложения нижнеустыинской свиты залегают на размытой поверхности казанского яруса, они часто выполняют впадины, образовавшиеся в отложениях последнего при денудации, и благодаря этому резко варьируют в мощности, достигая, например, в Коряжме даже величины в 230 м.

Сухонская свита сложена мергелями и глинами с прослоями известняков. На юго-западе площади севера платформы сухонская свита залегает непосредственно под четвертичными отложениями и имеет неполную мощность. К северо-востоку от г. Вологды ее мощность достигает 100 м. Однако далее на восток мощность свиты постепенно сокращается, достигая на Сухонском валу 80 м, в Коряжме 70 м, а в Сольвычегодске около 50 м.

В пределах юго-западного Притиманья отсутствует нижнеустыинская свита, так что сухонская свита ложится на казанский ярус. Здесь аналогами сухонской свиты являются жежимские и кирдовские слои, которые представлены 50-метровой пачкой пестрых глин и мергелей, выделенных на Елмач-Парме. Они также разновозрастны с низами медистых песчаников Камского Приуралья, сопоставляемыми с уржумской свитой татарского яруса центральных областей Русской платформы.

Северодвинская свита имеет меньшее развитие, чем сухонская. Отложения ее отличаются от подстилающих пород более пестрой и яркой окраской и представлены только переслаивающимися мергелями, глинами, алевролитами и песками, обычно залегающими в линзах с ясно выраженным эрозионным профилем.

К западу от Вологды описываемые отложения отсутствуют: в районе Вологды они имеют неполную 40-метровую мощность и размыты в верхней части. Северо-восточнее Вологды в верховьях р. Сухоны и далее на восток в пределах Главного прогиба Русской платформы северодвинские слои возрастают в мощности до 70 и даже 120 м в наиболее погруженных участках Главного прогиба.

В пределах юго-западного Притиманья северодвинская свита имеет

200-метровую мощность и слагается глинами и песчаниками красными и бурыми с редкими прослоями известняков.

Филейская свита сложена мергелями и алевролитами красновато-коричневого цвета с тонкими прослоями светло-серых мергелей.

Породы филейской свиты известны только на небольшом пространстве, главным образом в бассейне р. Вятки, где максимальная их мощность не превышает 50 м. На соседних территориях они не отлагались и знаменуют собой заключительный этап континентального осадконакопления в татарском веке.

На размытой поверхности пермских осадков залегают, главным образом, мезозойские отложения ветлужского яруса.

ТРИАСОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Наибольшее распространение имеют отложения нижнего триаса, которые занимают значительную площадь на севере Русской платформы. Отложения юры и мела залегают изолированными участками и наиболее широко развиты в юго-восточной части рассматриваемой площади.

Нижнетриасовые отложения занимают Главный прогиб Русской платформы и распространяются от него на запад на склоны Сухонского вала и Куножо-Кичменгской полосы поднятий, а также вплотную подходят к западным склонам Тиманского кряжа, имея также развитие и на его восточном склоне. Они относятся только к ветлужскому ярусу нижнего триаса и сложены пестроцветными континентальными озерными и речными отложениями. Мощность и распространение отложений ветлужского яруса находятся в тесной связи и зависимости от форм послепермского, созданного тектоникой и эрозией рельефа, пониженные участки которого были ими выполнены. Большие мощности пород этого возраста приурочены к району Костромского прогиба, где достигают 140 м, так же как и в районе Яренска (153 м), а в Опарино в северной части Главного прогиба Русской платформы они имеют максимальную (до 250 м) величину.

В отложениях триасовой системы обычно выделяются две толщи: нижняя, образованная кварцевыми песчаниками и песками, часто с галькой кремня и конгломератами, с тонкими прослоями красных глин, мощностью до 50 м; и верхняя, сложенная глинами темно-красными и коричнево-бурими пластичными и жирными с тонкими прослоями и линзами голубовато-серых известковистых песчаников. Мощность глинистой толщи варьирует в широких пределах до 100 м и более, так как ее верхняя часть обычно в различной степени размыта.

Отложения ветлужского яруса часто содержат немногочисленную фауну остракод, эстерий, рыб и наземных позвоночных, а также известковых водорослей. Весь комплекс органических остатков резко отличает эти отложения от их подстилающих пород татарского яруса, на которых они лежат с ясно выраженным размывом, а в краевых частях севера платформы, как на п-ове Канин и на р. Каме выше впадения в нее р. Кельтмы, с угловым несогласием.

ЮРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Отложения юрской системы залегают в виде изолированных пятен на размытой поверхности нижнего триаса. Наиболее крупные площади их развития приурочены к южной части Московской синеклизы, Костром-

скому прогибу, Главному прогибу Русской платформы и юго-западному Притиманью, включая и площадь Сысольского вала.

Разрез юрских отложений начинается породами, возраст которых, возможно, байосский и батский, что еще не установлено для площади севера Русской платформы. Вышележащий келловейский ярус представлен переслаивающимися глинами песчанистыми и слюдястыми с конкрециями мергелей и фосфоритов. Суммарная мощность его не превышает 50 м. В краевых зонах севера Русской платформы его отложениями начинается разрез юры.

Выше залегающий оксфордский ярус имеет мощность до 15—20 м и сложен мергелями и глинами с фосфоритами. Их перекрывают такие же мало-мощные глины с прослоями глауконитового песка с фосфоритами кимериджского яруса, сохранившимися только местами от размыва в последующую трансгрессию нижневолжского моря.

Нижневолжский ярус представлен серыми глинами с прослоями глауконитовых фосфоритоносных песчаников, количество которых увеличивается к основанию толщи, где обычно залегают базальный конгломерат из более древних пород юрской системы. В средней части толщи в бассейне р. Сысолы залегают прослой глинистого битуминозного сланца. Суммарная мощность нижневолжского яруса достигает 20 м.

Верхневолжский ярус сложен глауконитовыми песками в западной части территории и толщей глин и горючих сланцев и песчаников на ее востоке. Мощность верхневолжского яруса не превышает обычно 25 м.

МЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Отложения меловой системы залегают в редких изолированных друг от друга районах севера платформы на размывтой поверхности юрских и триасовых пород и сохранились главным образом на юго-западе площади, где занимают значительную территорию там же, где развиты и юрские отложения. На юго-востоке площади в бассейне р. Сысолы они также имеют широкое развитие.

Меловые отложения, как и юрские осадки, представлены неполными разрезами. Они обычно начинаются валанжинским ярусом, представленным песчаниками оолитовыми железистыми и часто гипсованными, содержащими в верхней части толщи темные глины и конкреции песчаников.

Залегающие выше отложения готерива и баррема сложены плотными слюдястыми глинами, покрываемыми песками серыми и бурыми мелкозернистыми с конкрециями песчаников. Их мощность достигает 35 м. Залегающие еще выше пески слюдястые мелко- и среднезернистые, содержащие прослой черных глин и конкреции песчаника, относятся к аптскому ярусу и имеют мощность, обычно не превышающую 30 м. Сходство разрезов меловой системы на различных участках площади севера указывает на единые геологические условия, существовавшие в пределах Русской платформы в меловой период. Однако последующие денудационные процессы и, главным образом, экзарационная деятельность ледников разрушили сплошной покров меловых отложений, в связи с чем они сохранились только на отдельных изолированных участках, приуроченных к понижениям домелового рельефа.

Венчается разрез всех развитых на севере отложений палеозоя и мезозоя покровом четвертичных, главным образом ледниковых, флювиогляциальных и аллювиальных образований. Мощность их сильно варьирует в зависимости от геоморфологических условий нахождения. В области раз-

вития конечных морен в аккумулятивных долинах рек их мощность достигает часто 100 м и более. В местах валлообразных возвышенностей, как в бассейне р. Устья (Кокшенигской) или поднятий коренных пород, в Солигаличской антиклинали или на Сысольском валу покров морены обычно невелик, только до 1 м мощностью и лежит на коренных породах. Таким образом, наблюдение за геоморфологией и распределением на площади четвертичных отложений, находящихся в зависимости от глубин залегания коренных пород мезозоя и палеозоя, дает, хотя и в общих чертах, но первое представление о тектоническом строении севера Русской платформы. Это хорошо выявляется при пользовании картами четвертичных отложений в сочетании с топографическими и геологическими, если имеются выходы на поверхность коренных пород в том или ином районе.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Глубокое и опорное бурение, проводившееся в последние годы, позволило восстановить в общих чертах основные этапы геологического развития севера Русской платформы. Материалом для этого послужили вскрытые скважинами разрезы отложений, главным образом лежащих на больших глубинах и не обнажающихся на поверхности (см. фиг. 2, 3, 4 и 5).

Представление о строении платформы в протерозое до осадконакопления в палеозое дают многочисленные выходы пород протерозоя и архея, расположенные в пределах Карельской АССР и на западе Архангельской области. Они дополняются данными ограниченного количества скважин, вскрывших кристаллические породы фундамента в южной части севера Русской платформы. Изучение этих материалов показывает, что на протяжении геологической истории, не только в протерозое, но и в палеозое происходили интенсивные движения по разломам, сопровождавшиеся излияниями основной магмы. Эти тектонические и вулканические процессы вызвали еще больший метаморфизм и раздробленность по разломам протерозойских и архейских образований, что не могло не сказаться на находящихся с ними в контакте осадочных породах древнего палеозоя.

По-видимому, уже в отдаленную эпоху, предшествовавшую палеозойскому осадконакоплению, на территории Русской платформы существовали многочисленные выступы кристаллического фундамента и прогибы между ними, того же типа как Рязано-Саратовский прогиб, Токмовский и Котельничский выступы фундамента.

Изучение состава, мощности и условий залегания пород, отлагавшихся в эокембрийском бассейне, указывает на различие условий накопления осадков на склонах Балтийского щита и в пределах Канино-Тиманского сооружения. На последнем различно метаморфизованные отложения эокембрия имеют большие мощности, прорваны интрузиями кислых и основных пород и смяты в интенсивные складки линейного простирания, что свидетельствует о геосинклинальном режиме, существовавшем в Канино-Тиманском сооружении в эокембрии и нижнем кембрии до присоединения его к северо-восточному краю Русской платформы в салаирскую фазу складчатости.

На склонах Балтийского щита накапливался терригенный обломочный материал в эокембрии. Здесь в отложениях этого возраста также встречаются жильные и покровные кристаллические породы вместе с туфогенными. Но отложения эокембрия на платформе значительно меньше по мощности и не дислоцированы по сравнению с эокембрием Канино-Тиман-

ского сооружения. Имеющийся материал о вулканизме и распространении дислоцированности отложений эокембрия указывает на значительную подвижность всей платформы, особенно интенсивную в ее краевых зонах в начале палеозоя в сердобскую эпоху.

Изучение отложений эокембрия гдовского и ляминаритового времени позволяет установить на севере платформы переход платформенных фаций в геосинклинальные.

В настоящее время трудно определить границы эокембрийского и непосредственно следовавшего за ним нижнекембрийского морских бассейнов на севере Русской платформы.

Северо-восточная граница развития нижнепалеозойских осадков эокембрия и нижнего кембрия, по-видимому, проходила близ современной восточной границы Балтийского щита. Западная и южная части бассейна распространялись далеко в пределы Московской синеклизы, между обрамляющими ее с юга выступами фундамента: Воронежским и Токмовским. В юго-восточной части платформы берега нижнепалеозойского морского бассейна проходили вдоль Котельничского выступа фундамента. Огибая его с севера, бассейн соединялся непосредственно с геосинклинальным морем п-ова Канин и Тимана, протягиваясь на север до побережья современного Баренцова моря. Вся центральная часть рассматриваемой территории от Вологды и Любима на западе до Котласа и Шарьи на востоке характеризуется максимальными (свыше 1000 м) мощностями отложений, свидетельствующими об интенсивном прогибании фундамента во время их образования в эокембрии и нижнем кембрии (фиг. 3 и 4).

Разломы фундамента, приуроченные, главным образом, к краевым сооружениям платформы, обычно сопровождалась, как и в предыдущую сердобскую эпоху, проявлением вулканизма. Это устанавливается по находению пропластков монтмориллонитов в нижнекембрийских синих глинах в ряде пунктов Русской платформы как на юге в Подолии, так и на севере — в Няндоме. Максимальная интенсивность погружения фундамента соответствовала накоплению наиболее мощных отложений, т. е. времени образования гдовских слоев. Во время образования ляминаритовых слоев и «синих глин» имели место кратковременные подъемы береговых зон бассейнов, приводившие к частичному размыву уже образовавшихся осадков и к накоплению пропластков грубообломочных и крупнозернистых пород.

В средне- и верхнекембрийские эпохи после присоединения Канино-Тиманского сооружения, в салайрскую фазу складчатости наступает континентальный перерыв в связи с воздыманием всей платформы. До времени образования ижорского горизонта вся северная и северо-восточная части Русской платформы оказываются приподнятыми выше уровня моря. Только в Московской синеклизе и у гг. Вологды и Любима существовало море в среднем кембрии и после перерыва вновь появилось в верхнем кембрии. Характерно, что верхнекембрийское море существовало непрерывно, переходя в море тремадока на севере Московской синеклизы. Это доказывает материал по Пестовской опорной скважине, где в разрезе оболовые слои верхнего кембрия и диктионемовые слои тремадока без перерыва залегают друг на друге и покрываются глауконитовыми слоями аренига.

В нижнем и среднем ордовике море не распространялось из Московской синеклизы на север, чему препятствовала существовавшая гряда Карелид, ограничивавшая впадину с северо-востока. Поэтому в Коноше отсутствуют отложения среднего и верхнего кембрия и ордовика. Между Вологдой и

Любимом, с одной стороны, и Солигаличем, с другой — также существовало на платформе препятствие, не дававшее морю ордовика распространяться на восток. Поэтому на севере Русской платформы отсутствуют отложения ордовика, занимавшие только площадь северной половины Московской синеклизы и ее восточного края, которые примыкали к области сплошного развития ордовика в Прибалтике.

Вся значительная часть севера и северо-востока Русской платформы вместе с присоединившимся к ней Канино-Тиманским сооружением была сушей и подвергалась интенсивной денудации в ордовике. Только на северо-западе Русской платформы в течение всего ордовика продолжал существовать морской бассейн, куда и отступило море в верхнем ордовике из Московской синеклизы. В силурийском периоде море еще более отступает на запад в Прибалтику, в то время когда вся территория севера платформы оставалась сушей. Только на восточном склоне Канинского Камня и на северном Тимане появляются отложения лландоверского яруса, также распространяющиеся и на восточный склон Тимана и в Печорскую депрессию.

Континентальные условия без осадконакопления длились на севере платформы в ордовике, силуре и в девоне до живетского века, когда вся площадь севера вновь подвергается опусканию. Следует указать, что это опускание было очень неравномерным на разных участках, оно вызвало расколы фундамента и связанные с ними проявления вулканизма на Тимане, в Солигаличе и на Балтийском щите.

На Северном Тимане установлено 13 покровов основных пород, в Чернигове скважина вскрыла 1200 м основных эффузивов и разделяющих их туффитов, возраст которых приурочен к концу живетского и началу франского веков. Нахождение основных пород в Солигаличе и во многих пунктах Второго Баку среди девонских отложений преимущественно этого же возраста указывает на то, что на Русской платформе девонский вулканизм имел очень широкое распространение. Поэтому следует считать, что его значение было недооценено, а в связи с этим и неправильно был определен возраст многих основных пород в Карелии и на Кольском полуострове, отнесенных к протерозою. Примером этого является отнесение диабазов, рвущих шокшинские кварцитопесчаники, к протерозою (иотнию), хотя их более молодой возраст, чем прорываемые ими породы, очевиден.

Максимум среднедевонской трансгрессии моря соответствует наровскому веку, когда, по-видимому, имело место слияние вод бассейнов районов Главного и Центрального девонских полей. Вслед за наровской трансгрессией моря наступает новый континентальный перерыв, который, однако, не был длительным. Но он охватывал всю площадь платформы в конце живетского века. Его следы в виде перерыва, окремельных остатков растительности, пустынного выветривания и песчано-глинистых континентальных отложений со следами растений, вскрыты Коношской, Вологодской, Любимской и Солигаличской опорными скважинами.

Последующая, франская, трансгрессия моря была наиболее обширной, но в этот период, несмотря на проникновение моря на север платформы (почти до Няндомы), самая северная часть Русской платформы, к северу от районов Котласа и Яренска, а также Северный Тиман и отдельные участки Южного Тимана (Очь-Парма и Джежим-Парма), значительное время оставались сушей. Эта часть севера вместе с прилегающей площадью Балтийского щита была областью сноса терригенного материала. К началу девонской седиментации следует отнести и образование красных и серых

песчаников Терского берега и устья р. Поноя на Кольском полуострове, южнее Канина Носа на п-ове Канин и жерновых песчаников северного Тимана. Все эти отложения лежат на эокембрийских и нижнекембрийских метаморфизованных и смятых в складки породах и, несомненно, являются более молодыми, чем нижнепалеозойские породы, смятые в салаирскую складчатость. Кроме того, они все тяготеют к области сноса и окаймляют ее со стороны Русской платформы.

Значительное обмеление франского бассейна приходится на конец семилукско-свинордского времени, когда на площади, занимавшейся морским бассейном, появляются в разрезе континентальные и прибрежные красноцветные терригенные отложения.

В последующий фаменский век большая часть территории севера становится сушей, кроме Притиманья и Приуралья, а также центральных областей платформы и Московской синеклизы, куда и происходил снос терригенного материала с площади континента, причленившейся к Балтийскому щиту.

С девонским периодом связывается возникновение многочисленных локальных структур в пределах юго-восточного склона Балтийского щита, на Тимане и его склонах и в районах Сысольского и Вятского валов. Но формирование этих структур продолжалось и в последующие периоды палеозоя, главным образом в перми. Континентальные условия на севере Русской платформы продолжались до визейского века.

В нижневизейское время морской бассейн, трансгрессировавший с юга, распространялся только на площади, расположенной южнее линии Вологда—Опарино—Сыктывкар. Это наступление моря не было устойчивым как вообще нижнекаменноугольная эпоха на платформе, и визейский ярус на территории севера поэтому представлен чередованием морских и континентальных отложений. Только в пределах юго-западного Тимана существование моря было относительно устойчивым, что привело к накоплению сравнительно однородной толщи карбонатных пород, судя по разрезам Аныба и Елмач-Пармы.

В последующие верхневизейский и намюрский века на территории северо-востока Русской платформы развиты карбонатные осадки открытого моря. Береговая линия этого бассейна отодвинулась далеко к северу в бассейн рр. Онеги, Пинеги и Кулоя, где наряду с карбонатными отложениями встречаются песчано-глинистые прибрежные осадки.

В последующий, московский, век после кратковременной ингрессии моря в верейское время на рассматриваемой территории господствовал открытый бассейн, оставивший мощные толщи карбонатных осадков. На отдельных участках, главным образом в районах локальных тектонических структур в разрезе отложений среднего карбона, наблюдаются следы подводного размыва, которые указывают на продолжающийся процесс формирования тектонических структур, заложенных еще в девонское время. Преобладающий морской режим продолжался и в верхнекаменноугольный период, и только появление прибрежных и лагунных осадков огипсованных первичных доломитов на северо-западе Русской платформы является показателем сокращения площади бассейна.

В следующий, пермский, период море непрерывно продолжает существовать на севере Русской платформы в условиях, близких к предыдущей эпохе. В сакмарском веке в краевых зонах морского бассейна на севере и западе площади появляются признаки его сокращения. Образуются лагуны с преобладающим накоплением доломитовых осадков с гипсами и ангидритами.

Терригенные красноцветные отложения появляются на северо-западе, вблизи склона Балтийского щита у Белого моря.

В артинский и кунгурский века происходило осадконакопление в условиях интенсивно сокращавшегося и мелевшего морского бассейна. Значительное разнообразие отложений преимущественно лагунного типа характеризует эти века. Одновременно с формированием поднятий и впадин между ними в артинский век происходит общее на юге и юго-западе поднятие Русской платформы, где отсутствуют отложения кунгура. Обмелевшее море севера становится территорией, на которой развиваются многочисленные лагуны, быстро меняющие свои очертания и имеющие неустойчивый режим отложения галогенных и карбонатных осадков. Особенно интенсивное отложение происходило в юго-западном Притиманье. Здесь зафиксированная видимая мощность соли в 400 м в соляном штоке купола указывает на сильное прогибание района накопления солей в с. Серегово и, возможно, южнее — на р. Вычегде, в с. Часово.

После осушения и этих кратковременно существовавших бассейнов соленакпления начинается размыв кунгурских и артинских слоев и образуются на них terra rossa. Накопление красноцветных терригенных образований уфимской свиты происходило почти на всей территории с различной интенсивностью в зависимости от условий и места сноса терригенного материала. Так, на поднятиях Окско-Цинском, Любимском, Вологодском и Елмач-Пармическом она отсутствует, на остальной площади ее мощность изменяется от 5 до 50—100 м, достигая максимума — 250 м в районе соляных куполов у с. Серегово.

Образованием уфимской свиты заканчивается нижнепермская эпоха. Несомненно, пустынные условия накопления ее отложений уступаваются по полному отсутствию в уфимской свите органических остатков.

С концом нижнепермской эпохи связана и значительная перестройка тектонического плана строения Русской платформы, так как в это время оформилось на ней большинство поднятий и впадин.

Верхнепермская эпоха начинается обширной трансгрессией казанского моря, осадки которого залегают на размытой поверхности уфимских, артинских и даже камешноугольных пород. Неправильно считать, что относительная литологическая выдержанность отложений казанского моря свидетельствует о затухании в этом веке тектонических процессов.

Анализ многочисленных разрезов казанских отложений показывает на значительную фациальную изменчивость их, зависящую от локальных эпейрогенических движений, особенно значительных в этом веке на платформе.

Верхнеказанское время характеризуется сокращением площади морского бассейна, отступавшего на север Русской платформы. Образуются рифы мшанковые и водорослевые, начинают отшнуровываться многочисленные лагуны, в которых накапливаются значительные толщи доломитов, гипсов и солей.

Наиболее крупная из лагун, которая существовала в течение продолжительного времени, после того как море далеко ушло на север, располагалась в районе гг. Тотьмы, Котласа, Яренска и приурочена к средней части Главного прогиба Русской платформы. В ней накапливались галогенные осадки самых молодых горизонтов казанского яруса.

В конце казанского века на территории Русской платформы вновь начинается континентальный режим без осадконакопления, предшествовавший татарскому веку, так как слои последнего ложатся с размывом на

казанские отложения. В татарском веке происходит значительная нивелировка крупных локальных поднятий и впадин, оформившихся в конце казанского века. Заполнение межструктурных прогибов в нижнеустыньское время наблюдается в основном в Главном прогибе Русской платформы (Коряжма).

Накопление донных пляжевых, лагунных осадков происходит в нижнеустыньское время на площади севера Русской платформы, когда осадконакопление на ней южнее не происходило. Сменяются эти условия озерно-пресноводным режимом сухонского времени, охватившим большую площадь на юге и востоке платформы, но меньшую на западе, чем распространение здесь нижнеустыньской свиты.

К концу сухонского времени наступает перерыв в накоплении осадков. Выше расположенная северодвинская свита в ряде районов севера Русской платформы залегает с перерывом на подстилающих свитах. Она имеет также иной литологический состав и окраску пород. Особенно характерны линзы песков с эрозионным профилем, указывающие на временные потоки, не имевшие стока с платформы.

Неустойчивый тектонический режим чередующихся поднятий и опусканий участков земной коры в это время приводил к чрезвычайно пестрому составу осадков, слагающих северодвинскую свиту. Вероятно, также, судя по гастроподовой фауне, море несколько раз распространялось в пределы значительных территорий Русской платформы и также быстро при отступлении формировало лагуны, в свою очередь быстро мелевшие и заносившиеся песчаными отложениями.

В заключительное филиейское время татарского века происходит полная изоляция центральной впадины Русской платформы от открытого моря, в связи с чем озерные отложения филиейской свиты развиты только на небольшой площади в южной части Главного прогиба. С татарским веком надо связывать проявление последней пфальцской фазы герцинского тектогенеза. С ней связано формирование структур на Русской платформе, как, например, Сухонского вала, Солигаличской антиклинали, Сереговского купола и многих других, которые окаймляются полностью или частично отложениями ветлужского яруса нижнего триаса. С концом татарского века связано и проявление деятельности основной магмы, которая зафиксирована в дайках диабазов в Серегово, прорывающих кунгурскую соль и уфимские красноцветы, принося в них соли бария и железа.

Поскольку отложения тех же солей имеются в ветлужских породах вблизи с. Серегово, то гидротермальная деятельность после конца татарского века продолжалась, очевидно, и в ветлужском веке. Следовательно, внедрение диабазов произошло тогда, когда Сереговский купол был не только структурно оформлен, но и осложнен дизъюнктивами, по которым внедрились диабазы. Это могло произойти только в конце северодвинского времени, в пфальцскую фазу тектогенеза, отразившуюся на Русской платформе в наиболее подвижных участках, каким и является Притиманье.

В начале мезозойской эры северная часть Русской платформы продолжала испытывать региональный подъем, который был более интенсивным в районе уже сформировавшихся горных сооружений (Тимана и локальных тектонических структур), чем в разделяющих их районах. Это сказалось на сокращении мощностей пород ветлужского яруса к сводам локальных поднятий, где его отложения отсутствуют и в повышении их мощности на крыльях и между поднятиями во впадинах. Особенно интенсивное накопление нижнетриасовых отложений происходило в пределах Главного про-

гиба Русской платформы, где имеются наиболее полные разрезы (Опаринская и Яренская опорные скважины).

Отложения ветлужского яруса залегают на размытой поверхности пермских отложений, а в некоторых местах и с несогласием, как на п-ове Капин и на верховьях Камы.

Слагается ветлужский ярус, так же как и северодвинская свита, песчано-глинистыми породами и конгломератами, сформировавшимися в континентальных условиях, которые характеризуются быстрой сменой очертаний озерных бассейнов и изменчивой речной сетью, т. е. происхождением в условиях продолжавшихся тектонических движений платформы.

Минералогический состав отложений ветлужского яруса указывает, что в большинстве своем они образовались за счет переотложения пород верхней перми, главным образом смесенных водами со склонов Балтийского щита, Тиманского кряжа, Сысольского, Вятского и Сухонского валов и более мелких поднятий. Последующие эпохи развития Русской платформы трудно выяснить в деталях из-за того, что сравнительно небольшие и изолированные площади распространения юры и мела не дают для этого достаточного материала. Трансгрессии моря в байосе и бате на северной платформе предшествовало очень крупное ее опускание, так как в ветлужском веке, наоборот, происходил подъем ее как в целом, так и отдельных участков. Перестройка тектонического плана связана была с глубоким погружением отдельных участков, как например для Горьковского кряжа [Люткевич Е. М. и Фрухт Д. Л., 1954], погрузившегося в начале юрской трансгрессии.

Юрское море заняло участки впадин Русской платформы только со среднеюрской эпохи. Роль движений по разломам отдельных блоков кристаллического фундамента платформы, может быть, проявилась наиболее сильно именно в юре и мелу, так как в разрезах отложений этих систем наблюдается частая смена фациальных условий осадконакопления. В конце верхнеюрского века почти вся территория севера платформы становится сушей. Континентальный перерыв в осадконакоплении предшествовал приходу моря вновь на платформу в нижнемеловую эпоху.

Меловые отложения, по-видимому, были широко распространены в пределах севера Русской платформы. Они, как и юрские осадки, выполняли Главный прогиб Русской платформы и прилегающие к нему впадины, как, например, Московскую синеклизу. В настоящее время сохранились только небольшие участки выходов меловых отложений, уцелевшие в пониженных частях рельефа, которые позволяют говорить о единстве условий их нахождения как в центральной, так и в южных частях Русской платформы.

Альпийские тектонические процессы, несомненно, имели место в пределах севера Русской платформы, но следы их почти не сохранились. Например, на р. Карле, где верхняя часть перемятой толщи, окаймляющей ядро поднятия, сложена из глыб мела, юры, татарского и казанского ярусов. Это указывает, что в третичном периоде на платформе вновь произошли локальные поднятия, которые, конечно, не единичны на платформе в районе р. Карлы или Горьковского кряжа, и еще неизвестны геологам на других площадях, замаскированных покровом молодых отложений. Молодые альпийские движения также осложнили образовавшиеся в предыдущие эпохи структуры. Осложнение многих структур выразилось в сбросах на крыльях как в Солигаличе и Любиме или во флексурах, например на структурах Вятского вала, и придало им современное тектоническое строение, во многих случаях еще не достаточно детально изученное.

ЛИТЕРАТУРА

- Бакиров А. А. Геологическое строение и перспективы нефтеносности палеозойских отложений Среднерусской синеклизы. Гостоптехиздат, 1948.
- Бакиров А. А. Главнейшие черты геотектонического развития внутренней части Русской платформы. ВНИИгаз. К геологии Центральных областей Русской платформы, 1951.
- Бирина Л. М. Нижнекаменноугольные отложения центральной части Московской синеклизы (строение, залегание и условия образования). Гостоптехиздат, 1953.
- Бирина Л. М. О следах магматической деятельности в девоне северной части Московской синеклизы. ДАН СССР, т. 88, № 5, 1953.
- Бирина Л. М. Об отложениях проблематического возраста на границе среднего девона и нижнего силура в Московской синеклизе (Ярославская серия). ВМОИП, отд. геол., № 3, 1954.
- Вебер В. Н. Геологический разрез по линии северной железной дороги. Изв. Геол. ком., т. 44, № 8, 1925.
- Геккер Р. Ф. Сопоставление разрезов восточной и западной половины Главного девонского поля и основные черты экологии его фауны и флоры. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1954.
- Зеккель Я. Д. Геологические исследования в районе Зимнего берега Белого моря, бассейна Кулая и низовьев Мезени. Труды Сев. геол. упр., вып. 3, 1939.
- Копелиович А. В. К характеристике палеозойских отложений северо-западного Подмосковья по данным бурения в районе ст. Редкино, ВНИИгаз. К геологии центральных областей Русской платформы, 1951.
- Люткевич Е. М. Тектоника Севера Русской платформы. ВМОИП, отд. геол., т. XVII (5—6), 1940.
- Люткевич Е. М. Новые данные по палеозою и мезозою Канина полуострова. ДАН СССР, т. 59, № 4, 1948.
- Люткевич Е. М. К вопросу о развитии древнейших палеозойских отложений на Русской платформе. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1952.
- Люткевич Е. М. Геология Канина полуострова. Труды ВНИГРИ, спец. серия, вып. 4, 1953.
- Люткевич Е. М. и Ланкин И. Ю. О нижнетриасовых отложениях Русской платформы. ДАН СССР, т. 88, № 1, 1953.
- Люткевич Е. М. и Фрухт Д. Л. О вероятном нахождении погребенного кряжа фундамента платформы в Горьковской области. ДАН СССР, т. 95, № 2, 1954.
- Люткевич Е. М. Пермские и триасовые отложения севера и северо-запада Русской платформы. Труды ВНИГРИ, нов. сер., вып. 86, 1955.
- Митгарц Б. Б. и Толстихина М. М. Основные этапы развития в палеозое докембрийского фундамента в западной части Русской платформы. Труды ВСЕГЕИ, материалы по геологии Европейской части СССР, 1952.
- Ожинский И. С. Конгломерат Турьего мыса. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1938.
- Софролицкий П. А., Трифонова Н. А., Мельник И. М. Изменение взглядов на геологическое строение Молотовского Прикамья. «Нефт. хоз.» № 3, 1955.
- Сытова В. А. К стратиграфии палеозоя и Пачелмского района. ВНИИгаз. К геологии центральных областей Русской платформы, 1951.
- Тимофеев В. М. Геологический очерк бассейна р. Свири западного и северо-западного побережий Онежского озера (Первый Всероссийский Геологический съезд). Путеводитель экскурсий, 1922.
- Тимофеев В. М. Петрография Карелии. Изд. АН СССР, 1935.
- Толстихина М. М. Девонские отложения центральной части Русской платформы и развитие ее фундамента в палеозое. Госгеолиздат, 1954.
- Шатский Н. С. О древнейших отложениях осадочного чехла Русской платформы и об ее структуре в древнем палеозое. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1952.
- Шатский Н. С. О границе между палеозоем и протерозоем и рифейскими отложениями Русской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1952.

Е. М. Люткевич и М. И. Пейсик

СЕВЕРО-ЗАПАД РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

ВВЕДЕНИЕ

Проведение опорного бурения на территории северо-запада Русской платформы связано с проблемой поисков нефти в Прибалтике. Эта проблема зародилась благодаря находкам асфальтитов в синих глинах нижнего кембрия, в ордовике и силуре. Находки битумов были зафиксированы на всей площади выходов нижнего палеозоя на поверхность в Прибалтике.

В породах кембрия — ордовика асфальтиты находятся в виде галек битума, принесенного в бассейны этих морей. В процессе переноса битум окислялся, тяжелел, опускался на дно бассейна и захоронялся вместе с осадком. Принос битума был возможен с северо-восточного берега бассейна, омывавшего подвятие Карелии, породы которых в начале палеозоя не были метаморфизированы до современного их состояния. Поэтому надо предполагать, что пунгитовые породы в начале палеозоя были битуминозными и в процессе их размыва битумы всплывали на поверхность воды, как это имеет место в настоящее время на оз. Байкал. Таким образом, асфальтиты, встреченные в синих глинах кембрия и известняках ордовика, имеют вторичную природу, и их образование не связано с отложениями, в которых они находятся.

Асфальтиты, встреченные в отложениях силура, территориально распределяются следующим образом: на севере, в Эстонской ССР, их находки представляют собой только твердые метаморфизованные битумы в виде мелких жилок и включений в пустотах пород; на юге, в Латвийской ССР и в Литовской ССР, в керне буровых скважин битумы представлены магнеобразной полужидкой полимеризованной нефтью. Нет основания сомневаться в том, что эти битумы одного происхождения, но различной степени метаморфизма и что их образование связано с отложениями силура, в которых наблюдается битуминозность пород в виде мелко рассеянного битума.

Метаморфизм битумов до асфальтитов на севере Прибалтики, возможно, был вызван влиянием высоких температур, связанных с глубинными интрузиями среднего палеозоя, так как здесь имеют место проявления деятельности гидротерм, выразившиеся в появлении в тектонических трещинах известняков ордовика и силура жильного оруденения галенитом, сфалеритом и пиритом.

Приведенные данные о распределении битумопроявлений указывали на то, что нефть в пределах северо-западной части платформы надо искать в отложениях среднего девона, силура и в меньшей степени в песчаных

толщах кембрия и ордовика, что и было учтено при постановке разведочных работ.

Так как проведенное опорное бурение и сопровождавшие его другие виды геологических исследований значительно уточнили представления о геологическом строении территории северо-западных областей Русской платформы, то изложению полученного материала следует предпослать их тектоническое районирование.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Рассмотрение геологического строения территории Прибалтики исходит из тектонического районирования, основанного на последних данных об условиях залегания, мощности и распространения отложений палеозоя, мезозоя и кайнозоя на этой площади (фиг. 1). Крупными структурами воздымания на западе Русской платформы являются Балтийский и Подольский щиты, сложенные изверженными и метаморфизованными породами архея и протерозоя. На востоке и юге Балтийского щита выделяются его склоны с относительно близким залеганием от поверхности кристаллических пород.

Продолжение к югу склона Балтийского щита рассматривается как Балтийская антеклиза, ось которой проходит по меридиану Чудского озера. Балтийская антеклиза имеет более опущенное западное крыло, на котором только и распространены отложения силура с наибольшим погружением в области Балтийского моря, у о-ва Готланд. Восточное крыло антеклизы с развитыми на нем отложениями ордовика, перекрываемыми по падению на восток сперва отложениями девона, а затем карбона, является одновременно и северо-западным крылом Московской синеклизы.

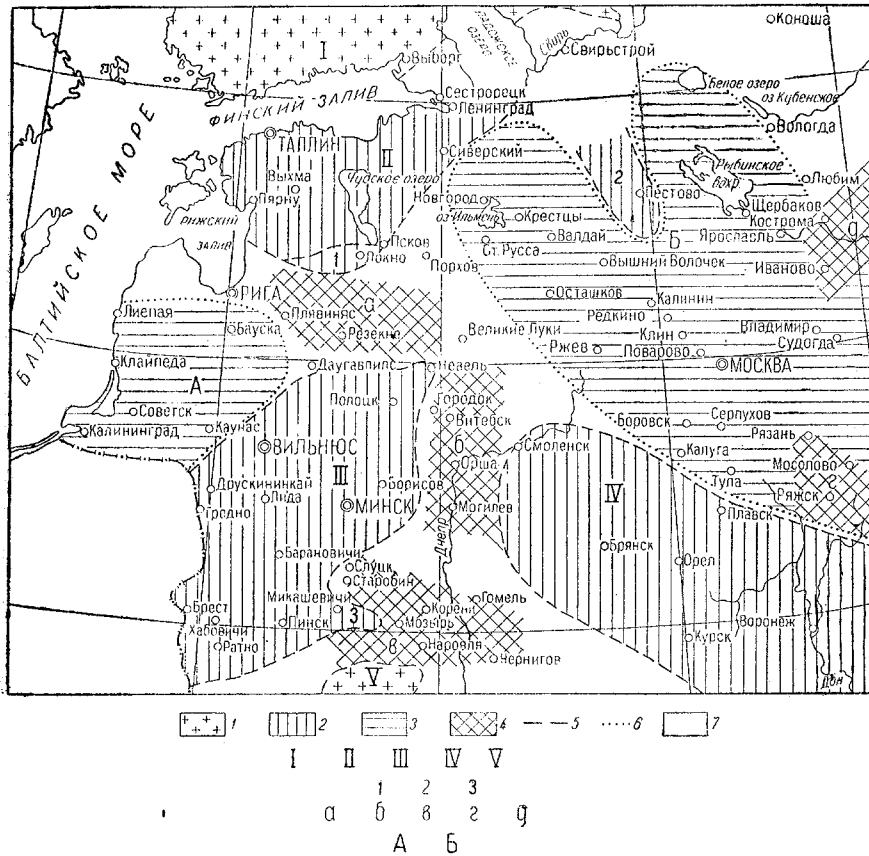
Балтийская антеклиза на юге ограничивается Латвийским прогибом, простирающимся в широтном направлении. На севере Латвийский прогиб обрамляется Локновским поднятием, а на юге — северным склоном Белорусско-Литовского выступа фундамента. Латвийский прогиб является более молодым образованием, возникшим в результате погружения, хотя и начавшегося еще в нижнем палеозое в противоположность поднятию Локновского участка, главным образом погружавшемуся в среднем и верхнем девоне. Латвийский прогиб следует рассматривать, как седловину, соединяющую поднятия Балтийской антеклизы и Белорусско-Литовского выступа фундамента. Последний перекрывается отложениями эокембрия, кембрия, ордовика, силура и среднего девона в северной и северо-западной частях, но на юге, в его наиболее приподнятой части в Белоруссии, на нем отсутствуют отложения кембрия, ордовика и силура, и эокембрий перекрывается средним девонem.

В районе г. Друскининкая на кристаллическом основании лежат непосредственно отложения ветлужского яруса нижнего триаса, что указывает на значительную в геологическом прошлом дифференцированность движений отдельных участков фундамента, которые в связи с этим должны рассматриваться, как различно подымавшиеся и опускавшиеся во времени блоки кристаллических пород.

Белорусско-Литовский выступ ограничен на западе Польско-Литовской синеклизой, а на востоке прогибом, идущим по линии Городок—Орша—Могилев—Костюковичи и сливающимся с западным крылом Московской синеклизы. На юге этот подземный выступ ограничен резким погружением, имеющим широтное направление, выделяемым как Полесская депрессия.

(Геологическое строение последней рассматривается в очерке этого сборника, посвященном Белоруссии.)

Польско-Литовская синеклиза, по сравнению с соседними территориями на западе и востоке, является областью неглубокого погружения в нижнем палеозое, значительного в силуре и еще большего в начале девона. Явно



Фиг. 1. Схема тектоники Северо-запада Русской платформы.

I — щиты, 2 — антиклизы и поднятия фундамента, 3 — синеклизы, 4 — прогибы, 5 — границы щитов; и поднятий, 6 — границы синеклиз, 7 — структурно невыявленные склоны.

I — Балтийский щит, II — Балтийская антиклизла, III — Белорусско-Литовский выступ, IV — Воронежский кристаллический массив, V — Подольско-Украинский щит.

1 — Локновское поднятие, 2 — Пестово-Мансатихское поднятие, 3 — Микашевический выступ фундамента.

а — Латвийский прогиб, б — Оршанский прогиб, в — Полесские депрессии, г — Рязано-Саратовский прогиб, д — Костромской прогиб.

А — Польско-Литовская синеклиза, Б — Московская синеклиза.

приподнятое положение синеклиза занимала в карбоне и нижней перми, так как осадки этого времени здесь отсутствуют. Вновь она погрузилась, и особенно интенсивно на юге, в казанский век перми, в ветлужский век нижнего триаса, в верхней юре и в верхнем мелу. Таким образом, ее выделение как синеклизы, т. е. как пологого и плоского прогиба, не соответствует действительно существующей сложности тектонического строения,

обусловленной движениями, совершенно различными по знаку и охватываемой ими площади в синеклизе. Детали тектонического строения синеклизы пока неизвестны.

В частности, залегание фундамента в г. Друскининкае на глубине 310 м под континентальным и в г. Пише на глубине 1200 м под морским нижним триасом указывает на отделение Польско-Литовской синеклизы от прогиба, идущего через Варшаву на Львов. Разделение этих двух прогибов произошло благодаря существованию отрога, проходящего на запад от Бело-русско-Литовского выступа фундамента.

Московская синеклиза входит в пределы рассматриваемой территории только своей западной частью, поэтому границы ее распространения на северо-восток и юг нами не рассматриваются (см. статью «Север Русской платформы» стр. 55—57 настоящего сборника). Как уже выше отмечалось, ее западная граница проходит на сочленении с восточным крылом Балтийской антеклизы примерно на меридиане, проходящем между Старой Руссой и Валдаем. К этой полосе приурочены разломы фундамента и связанные с последними вулканические проявления (Крестцы). С этой зоной также совпадает западная граница каменноугольных отложений, выполняющих Московскую синеклизу.

Следует указать, что исследователи по-разному трактуют размеры и положение Московской синеклизы, а иногда и дают ей иное название — Среднерусская впадина [А. А. Бакиров, 1954]. Крупная депрессия, расположенная в центре Русской платформы, под названием Среднерусской впадины объединяет разновозрастные депрессии и соединяющие их прогибы. В частности, на рассматриваемой нами площади находится древнепалеозойская впадина (мы сохраняем за ней старое название Московской синеклизы), которая на северо-востоке через Костромской мезозойский прогиб соединена с древним глубоким прогибом, известным под названием Главного прогиба (или рва) Русской платформы, в свою очередь, на севере переходящего в Мезенскую синеклизу.

Осложнения северо-западного крыла Московской синеклизы разломами, которые отражены в осадочном покрове в виде флексур и поднятий, имеют место не только в Крестцах, но также и в других районах. Такими являются: Пестовский структурный нос на Пестово-Максатихском поднятии, Старицкое, Зубцовское и другие пологие поднятия, осложняющие северо-западное крыло Московской синеклизы. Они связаны с тектоническими движениями, начавшимися в каменноугольном периоде, так как эти перемещения отразились в изменении фаций, в выклинивании слоев и в распространении отложений карбона на площади. Формирование этих мелких структур закончилось, вероятно, в конце герцинского тектогенеза, когда на Русской платформе образовалось большое количество локальных поднятий и в основных чертах оформился ее современный тектонический план.

К району Локновского поднятия, расположенному на границе Балтийской антеклизы и Латвийского прогиба, тяготеют, с одной стороны, поднятия у гг. Изборска, Пскова и Порхова, а с другой — поднятия, протягивающиеся на запад к Плявинясу. Как те, так и другие связаны между собой отчасти выдержанным по направлению на северо-восток расположением вдоль границы распространения верхнедевонских морских отложений.

Тормозом в изучении этих структур являлось господствующее мнение о пологом залегании осадочных пород в Прибалтике, нарушения в которых были вызваны только деятельностью ледников. Поэтому мелкие пологие

складки, резкие осложнения их, как это, например, имеет место у Плявиняса на р. Даугаве в отложениях верхнего девона, и связь распространения последних с тектоническими линиями сочленения Балтийской антеклизы и Латвийского прогиба, нуждаются в детальном изучении. Примером такого изучения является Локновская структура с высоким положением кристаллических пород фундамента.

На сочленении Латвийского прогиба с северным склоном Белорусско-Литовского выступа, у г. Акнисте, установлена молодая впадина, выполненная более чем 300-метровой толщиной четвертичных отложений, наличие которой указывает на проявление здесь также и альпийских движений в виде разломов и опусканий по ним [Е. М. Люткевич и М. И. Пейсик, 1953].

В Польско-Литовской синеклизе еще мало произведено геологических работ по изучению ее глубинного строения. Но и имеющийся материал показывает, что у ее южного борта, судя по глубине залегания кристаллического фундамента в Друскининкае (310 м) и в Пиле (1200 м), проходит зона более крупных опусканий, чем в ее центре у г. Советска. Намечается поднятие у г. Таураге, установлена осложненная структурная терраса у гг. Мажекяй и Папиле; осложнение тектонического строения имеет также место у г. Биржая, в районе сочленения Польско-Литовской синеклизы с Латвийским прогибом.

Очень интересна в тектоническом отношении полоса, меридионально простирающаяся через Чудское озеро к югу. На Балтийской антеклизе с ней связана граница распространения к востоку силура. К ней приурочено нахождение диабазов в скважине, расположенной на западном берегу Чудского озера в Эстонской ССР. Южнее Псковского озера проходит резкое ограничение с востока Локновского поднятия. На этой же полосе находится восточное замыкание Латвийского прогиба, которое разграничивает области распространения верхней красноцветной толщи франского и фаменского ярусов на западе и востоке Главного девонского поля; к ней же приурочена граница распространения к востоку силура в Латвийском прогибе. Южнее проходит восточный край Белорусско-Литовского подземного выступа, ограниченный глубоким погружением, идущим через Городок и Оршу, в котором развиты отложения кембрия и девона при отсутствии ордовика и силура. Таким образом, на меридиональной полосе, проходящей через Чудское озеро, даже при имеющихся скудных фактических данных, фиксируются различные по знаку и интенсивности тектонические движения, влиявшие на распространение отложений различных геологических периодов.

Как видно из приведенного выше краткого обзора, наибольший интерес в схеме тектонического строения территории северо-запада Русской платформы вызывают области глубоких погружений и склонов крупных структур воздымания. Структур погружения три: Московская синеклиза, Латвийский прогиб и Польско-Литовская синеклиза. В первой заслуживает внимания зона выклинивания отложений ордовика у береговой полосы моря этого периода на северо-востоке, вдоль погруженной в настоящее время полосы Карелид, продолжающейся по простиранию к юго-востоку.

В Латвийском прогибе, так же как и в Польско-Литовской впадине, интересно выяснение наличия прибрежных фаций силура на локальных поднятиях и в их краевых зонах, которые еще не изучены глубоким бурением.

ОБЪЕМ ПРОИЗВЕДЕННОГО ОПОРНОГО БУРЕНИЯ

Территория северо-запада Русской платформы изучается геологами уже в течение целого столетия. Однако все работы, проведенные в прошлом веке и в первой половине нынешнего столетия, в силу технических причин, ограничивались только накоплением сведений о геологическом строении отложений, обнажающихся на дневной поверхности или непосредственно залегающих под четвертичным покровом.

С 1947 г., с закладкой первых опорных скважин и последовавшего за ними глубокого поискового бурения, а также детальных геофизических работ, начинается новый период изучения геологии северо-запада Русской платформы.

Целью опорного бурения было выяснить основные черты глубинного геологического строения, о котором существовали только общие представления. Вместе с этим должны быть получены данные для суждения о направлении геологопоисковых работ на нефть.

Первая опорная скважина была начата бурением в сентябре 1946 г. в районе Старо-Русского курорта. В мае 1947 г. начато бурение второй опорной скважины, имевшей целью выяснить тектоническое строение района Валдайской возвышенности (см. фиг. 5).

В декабре 1947 г. профиль опорных скважин был продлен далее на запад Порховской опорной скважиной, заложенной на поднятии, закартированном по верхнедевонским отложениям. В 1948 г. в районе г. Плявиняса (Латвийская ССР) бурилась скважина, также заложенная на структуре, установленной геологической съемкой, структурным бурением и электро-разведкой.

Западнее Пскова в 1947—1949 гг. было установлено Локновское поднятие фундамента, связанное с выклиниванием и поднятием на нем слоев нижнего палеозоя, силура и девона. Проведенные на этой площади скважины явились существенным дополнением указанного выше профиля опорных скважин.

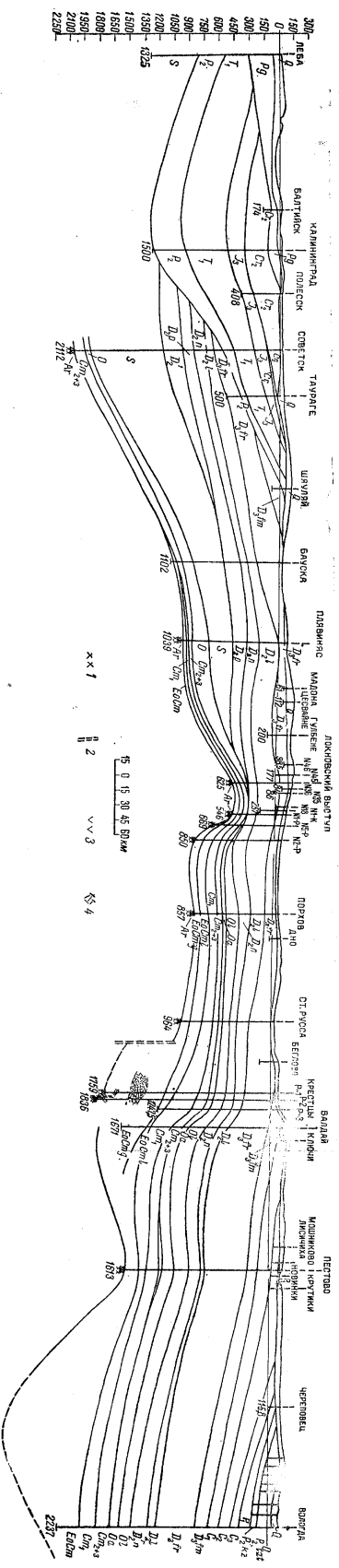
В 1952—1953 гг. этот профиль дополнили глубокие скважины в районе г. Крестцы, которые позволили детализировать уступ в палеозойских породах, связанный с разломом фундамента между Валдаем и Старой Руссой. Большое значение для познания геологии этого района имеет вскрытие крестецкими скважинами туфогенных пород в гдовских песках эокембрия и прорывающих их диабазов.

Данные, полученные в результате бурения перечисленных скважин, способствовали расшифровке тектонической природы северо-западного крыла Московской синеклизы, позволили уточнить строение Балтийской антеклизы, Латвийского прогиба и осложняющих их локальных структур, расположенных у Локно, Акнисте, Бауска и в других местах Прибалтики.

Вторым этапом опорного бурения явилось выяснение деталей тектонического строения палеозойского покрова на южном склоне Балтийского щита.

Для этой цели были пробурены Выхменская (1948 г.), Сиверская (1948 г.) и Пестовская (1953 г.) опорные скважины, дополнением к которым служило картировочное и разведочное бурение в Кохтла-Ярве, Йыхви, Максатихском, Подборовском и других районах.

Выхменская и Сиверская опорные скважины позволили детализировать геологическое строение осадочного покрова в южной части склона Балтийского щита в 150—200 км от выходов кристаллических пород на поверхность.

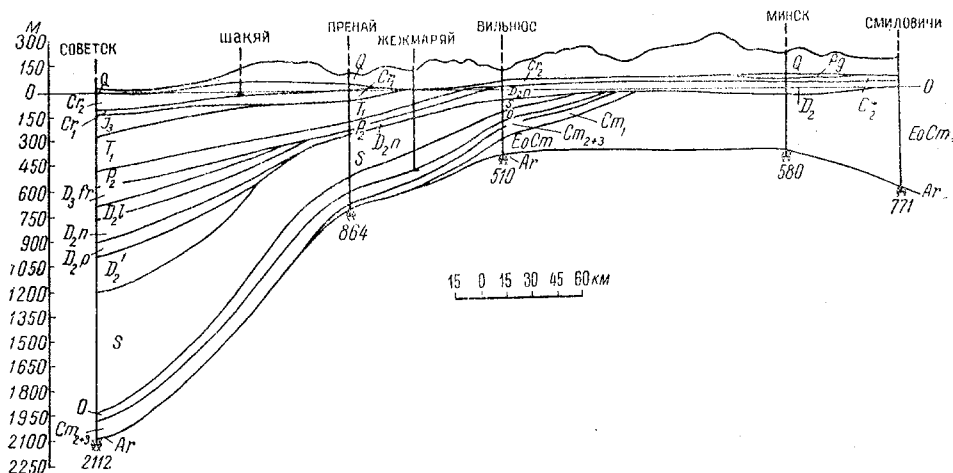


Фиг. 2. Геологический профиль по линии Лева—Водага:
 1 — архей, 2 — разлом, 3 — диабаз, 4 — грудиты.

Знак 1097.

Пестовская опорная скважина в комплексе со структурным бурением, проводившимся к югу и востоку от нее, установила поднятие кристаллических пород на погружении северо-западного крыла Московской синеклизы.

С целью расшифровки геологического строения южной части северо-западного и западного крыльев Московской синеклизы в период 1950—1953 гг. бурились Редкинская и Поваровская опорные скважины и ряд разведочных скважин на Зубцовской и Старицкой структурах, выявленных геофизикой и структурным бурением. Одновременно было также начато изучение Белорусско-Литовского подземного выступа фундамента. На северо-восточном склоне его в 1950—1952 гг. бурились опорные скважины в Невеле и в Городке (БССР).

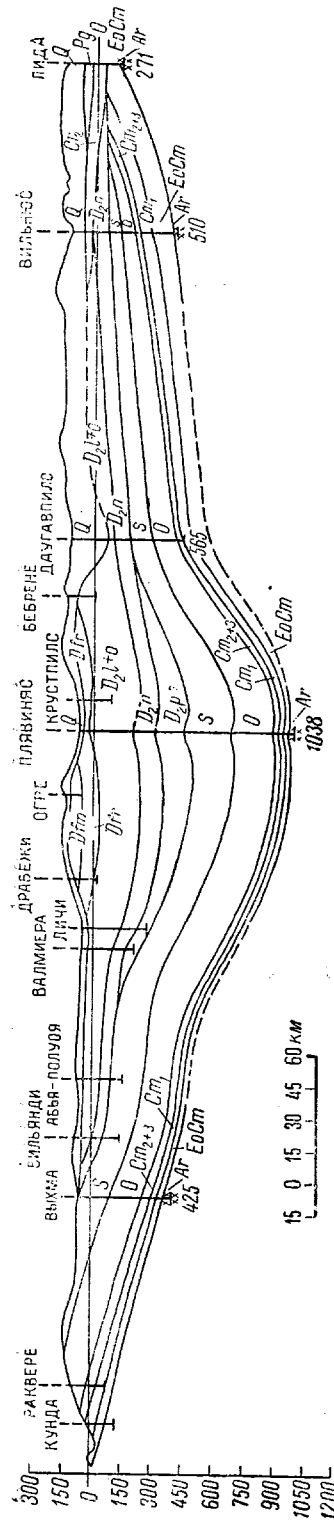


Фиг. 3. Геологический профиль по линии Советск—Смиловичи.

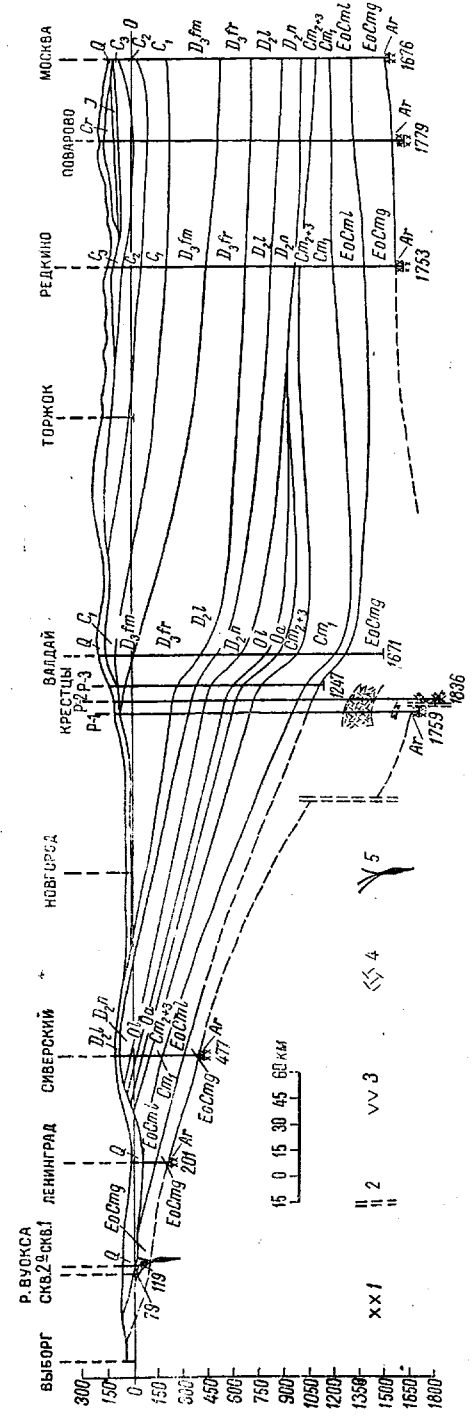
Исследование геологического строения северо-западного склона этого выступа было продолжено в 1952—1953 гг. бурением опорной скважины в Вильносе, структурно-картировочными скважинами в Ковенской Ваке, Жежмаряе, Свенченесе, Ареголе и многих других местах Литвы и Латвии.

На западном погружении Белорусско-Литовского выступа и в пределах Польско-Литовской синеклизы в 1952—1954 гг. бурилась опорная Советская скважина и ряд структурных скважин (Пренай, Таураге и др.). Все перечисленные скважины, расположенные на западе и юго-западе Прибалтики, позволили осветить ранее неизвестную слабо изученную тектонику и стратиграфию палеозойских отложений, перекрытых несогласно залегающими слоями мезозоя. На ряде площадей Литовской ССР отложения мезозоя также были изучены плохо из-за мощного развития четвертичных осадков.

Как видно из изложенного, опорным бурением и другими буровыми работами, которые были дополнены многочисленными структурными геологическими съемками и геофизическими исследованиями, была освещена территория свыше 300 000 км², лежащая в пределах трех союзных республик и в ряде областей РСФСР и БССР. Ее глубинное геологическое строение освещается по двум профилям широтного направления (фиг. 2 и 3), одним меридионально ориентированным профилем, проходящим через



Фиг. 4. Геологический профиль по линии Кунда—Вильнюс—Лида.



Фиг. 5. Геологический профиль по линии Выборг—Ленинград—Крестцы—Редино—Москва.

1 — архей, 2 — разломы, 3 — диабазы, 4 — туффиты, 5 — миль гранита.

южный склон Балтийского щита, Латвийский прогиб и Белорусско-Литовский выступ фундамента (фиг. 4), а также профилем, проходящим через западное крыло Московской синеклизы (фиг. 5).

Отличительной особенностью бурения большинства глубоких скважин было то, что они почти всегда доводились до кристаллического фундамента и вскрывали всю толщу осадочных пород. Исключением являлась только Валдайская опорная скважина, которая по техническим причинам оставлена в породах эокембрия.

Все опорные скважины были связаны профилями электроразведочных и реже сейсмических исследований, что позволяет достаточно надежно интерпретировать геологическое строение этой обширной территории.

За период 1947—1953 гг. на территории северо-запада Русской платформы проведено 12 опорных скважин глубиной от 422 до 2113 м. Из них 6 скважин было пробурено Ленинградской конторой разведочного бурения, 2 — Ленинградским геологическим управлением и 2 — Московской конторой разведочного бурения.

Обработка материалов опорного бурения осуществлялась ВНИГРИ (2 скважины), ВСЕГЕИ (5 скважин), ВНИИгаз (2 скважины) и специально созданной в тресте «Союзнефтегазразведка» тематической экспедицией (3 скважины). В настоящее время окончательные сводные отчеты представлены по всем указанным выше опорным скважинам, кроме находящейся еще в бурении Южно-Калининградской.

Из отмеченных выше 12 скважин на фиг. 2 нами приводятся только 6 основных разрезов. По остальным скважинам, учитывая, что часть из них приведена в других статьях данного сборника, а некоторые имеют небольшую глубину, мы сочли возможным ограничиться основными сведениями о пройденных породах 3 скважин (табл. 1).

Таблица 1

	Мощность по скважинам, м		
	Выхма	Сиверская	Старая Русса
Глубина скважины	425	477	964
Глубина залегания фундамента	415	471	920
Возраст вскрытых отложений:			
Четвертичные	0,6	1	17
Меловые	—	—	—
Юрские	—	—	—
Каменноугольные	—	—	—
Девонские	—	74	420
Силурийские	130	—	—
Ордовикские	166	55	102
Кембрийские	88	161	179
Эокембрийские	30	180	202

СТРАТИГРАФИЯ

В настоящее время в пределах Прибалтики имеется около четырех десятков скважин, вскрывших кристаллические породы фундамента. Большинство из них расположено в северной части района и достигло кристаллических пород на глубинах до 500 м. Менее двух десятков из

этих скважин находятся южнее, в зоне максимального погружения фундамента, лежащего на глубине от 1000 до 2100 м. Вдоль южного побережья Финского залива кристаллические породы залегают на абсолютных отметках, не превышающих 100—200 м.

Также высокое положение фундамент занимает по оси Балтийской аптеклизы, проходящей через меридиан Чудского озера, от которого к востоку и западу идет более сильное его погружение, чем к югу. Кроме того, юго-западнее Псковского озера в широтном направлении протягивается Локновское поднятие с отметкой фундамента от 200 до 500 м ниже уровня моря. К югу от него, в Латвийском прогибе, на коротком расстоянии фундамент погружается на глубину более 1000 м. Максимальное погружение его до 2000—2500 м установлено в Московской синеклизе в районах Валдая и Ярославля, а также в Польско-Литовской синеклизе в районе г. Советска. Склоны Белорусско-Литовского выступа фундамента фиксируются по его положению, в Вильнюсе и Невеле на отметках 403 и 744 м ниже уровня моря (фиг. 6).

Минералогический состав кристаллических пород, лежащих под осадочными отложениями северо-запада Русской платформы, не отличается от архейских и протерозойских образований, обнажающихся на дневной поверхности в Карелии. Исключением является район Йыхви на северо-западе Эстонской ССР, где фундамент сложен железистыми кварцитами, обычно же это — граниты, гнейсы, часто с множеством жил пегматита, кварца, амфиболита и другого состава. В гнейсах наблюдается крутое, близкое к вертикальному, падение слоев, а также наличие катаклазированных и брекчированных зон (Плявиняс, Выхма, Вильнюс).

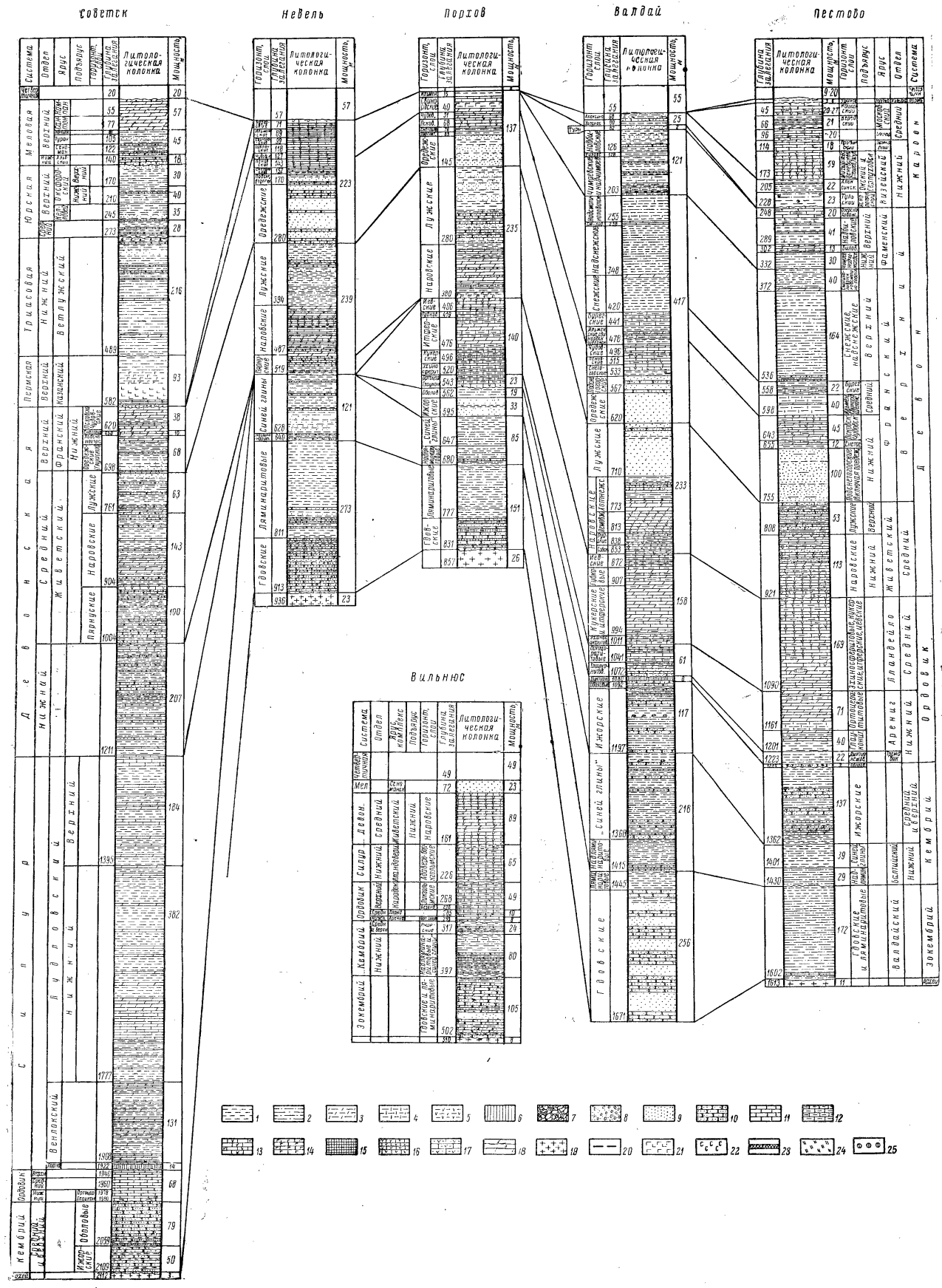
До бурения опорных скважин толща осадочных отложений, залегающая на кристаллических породах, относилась к кембрийской системе, хотя фаунистически обоснован был только нижнекембрийский возраст синих глин и эофитоновых слоев.

В последние годы, на основании изучения материалов опорных и разведочных скважин, стала очевидна необходимость выделения в основании палеозойской группы толщ осадков, относящихся к системе более древней, чем кембрий, рассматривая ее или как эокембрийскую или как синийскую в палеозойской группе [Б. С. Соколов, 1952]. Но есть также сторонники относить отложения без углового несогласия, подстилающие фаунистически охарактеризованный нижний кембрий, к рифейской системе протерозоя, что, конечно, мало обосновано [Н. С. Шатский, 1946]. Среди эокембрийских отложений в настоящее время выделяются два комплекса. Нижний наиболее полно представлен в Рязано-Саратовском прогибе. Он развит повсеместно и называется сердобским. Верхний состоит из гдовских песков и залегающих над ними лямнаритовых глин и называется валдайским. Что касается выделения из гдовских песков редкинского комплекса, как это делают некоторые исследователи, то оно мало обосновано и ничего, кроме длинного названия, не дает.

ЭОКЕМБРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

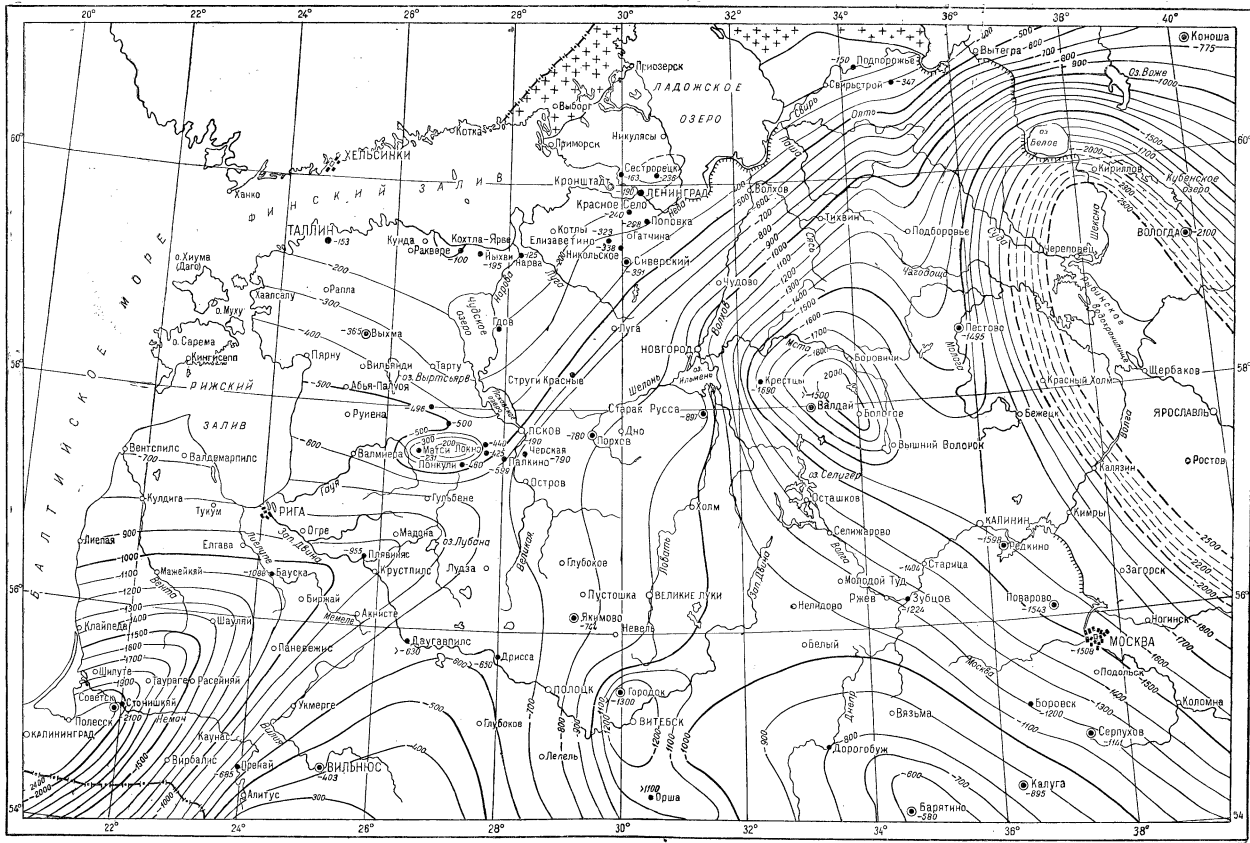
Сердобский комплекс

Этот комплекс, вскрытый Сердобской опорной скважиной, характеризуется [И. Е. Постникова, 1953] присутствием там доломитов, имеющих мощность до 180 м, глауконитовых песчаников мощностью в 50 м и песчано-конгломератовых отложений красно-бурого цвета, видимой мощности



Фиг. 7. Разрезы опорных скважин северо-запада Русской платформы:

1 - глина, аргиллит, 2 - глина песчаная, 3 - глина мергелистая, 4 - глина известняковая, 5 - глина доломитовая, 6 - глина, 7 - доломит, 8 - галечник, 9 - песок, 10 - известняк, 11 - известняк доломитизированный, 12 - известняк оолитовый, 13 - известняк глинистый, 14 - известняк доломитизированный, 15 - известняк доломитовый, 16 - известняк доломитизированный, 17 - известняк доломитизированный, 18 - известняк доломитизированный, 19 - известняк доломитизированный, 20 - известняк доломитизированный, 21 - известняк доломитизированный, 22 - известняк доломитизированный, 23 - известняк доломитизированный, 24 - известняк доломитизированный, 25 - известняк доломитизированный.



в 320 м. Аналогичные отложения доломитов и подстилающих их песчаников, по меньшей мощности (до 100 м) выделены в ряде скважин района г. Пачелмы. Над ними под названием «нижней толщи переслаивания» выделяется чередование тонких слоев песчаников и аргиллитов суммарной мощностью в 150 м, к которой также может быть присоединена лежащая над доломитами толща в 70 м, где преобладают песчаники над аргиллитами. В этих отложениях обнаружены споры, характеризующие гдовские слои.

Нет сомнения, что нижняя часть гдовских слоев и «нижняя толща переслаивания», вскрытая скважинами в Рязано-Саратовском прогибе, как принадлежащие нижнему циклу осадконакопления, являются по возрасту более близкими к сердобскому комплексу, чем к валдайскому, состоящему из гдовского и ляминаритового горизонтов. Тем более это вероятно потому, что в Пачелмском районе над «нижним комплексом переслаивания» лежат пестроцветные кварцево-полевошпатовые песчаники, мощностью до 300 м, а в сердобском разрезе — до 30 м.

В Пачелмском разрезе над этими песчаниками появляется «верхняя толща переслаивания» мощностью около 200 м, которая, вероятно, и соответствует верхней части толщи гдовских слоев, тогда как подстилающая ее красноцветная толща при таком сопоставлении должна соответствовать нижней части гдовских слоев Прибалтики в их обычном разрезе. Следует также указать, что на северо-западе Русской платформы наблюдаются отклонения от обычного разреза красных, преимущественно кварцевых песков или слабых песчаников, лежащих непосредственно на кристаллических породах фундамента.

Наиболее резко это выражено на Карельском перешейке, где хотя вскрывается и не вся мощность гдовских слоев (всего около 200 м), но их разрез гораздо полнее, чем в других местах Прибалтики. Здесь к северу от р. Вуоксы в восточной части ее течения, под четвертичными отложениями вскрыт следующий разрез: 1) песчаники красно-бурые с галькой кварца, графита и малиновых кварцито-песчаников — 74,75 м; 2) конгломераты с крупной и мелкой плохо окатанной галькой доломита и малиновых кварцито-песчаников 0,3 м; 3) белый доломит, хлоритизированный по трещинам и с зеркалами скольжения — 2,35 м; 4) тонкое переслаивание аргиллитов с алевролитами и песчаниками серого, желтоватого и сиреневого цветов — 31,20 м; 5) песчаники бурые и светло-серые в основании с обломками гнейса — 86,85 м, лежащие на выветрелых ожелезненных красно-бурых гнейсах с жилами каолинизированного пегматита, которые были вскрыты на глубину 15,75 м.

В этом разрезе резко выделяются два комплекса — нижний с доломитами, небольшой толщей переслаивания и базальными песчаниками, лежащими на кристаллических породах; верхний, в котором, начиная с конгломератов, лежащих в основании, встречаются гальки пород нижнего комплекса, подвергшегося размыву. Наличие карбонатов вблизи основания осадочной палеозойской толщи так же, как и в сердобском комплексе, позволяет считать их синхроничными и характеризующими фацию прибрежных рифовых образований, судя по тому, что в районе Сердобска рифы развиты на склоне Воронежского массива, а на Карельском перешейке — на склоне Балтийского щита.

К этому же сердобскому комплексу надо относить и слои песчаников, содержащих проластники и пачки кварцито-песчаников красного, малинового и сиреневого цветов, метаморфизм которых связан или с деятель-

ностью гидротерм или с влиянием жильных гранитных интрузий, встреченных в виде секущих гдовские песчаники жил в двух скважинах на южном берегу р. Вуоксы. Аналогичные кварцито-песчаники в виде пропластков и начек среди слабосцементированных красных песчаников, наблюдались также в разрезах скважин Городка и Орши. В последней скважине был поднят даже керн—жилы гранита 10—15 см мощности в той части разреза, где развиты кварцито-песчаники.

На основании приведенного материала можно считать, что к сердобскому комплексу следует относить и те нижние горизонты гдовского разреза, где появляется метаморфизация до кварцито-песчаников и имеются жилы гранитов и породы, встречающиеся в гальках среди вышележащих гдовских слоев. В других скважинах Прибалтики с относительно высоким положением фундамента к сердобскому комплексу должны быть отнесены очень плотные сланцевые, слюдистые, красные глины и песчаники, встреченные в основании разреза осадочной толщи в Плявинясе, Выхме и Локно.

В местах глубокого залегания фундамента в Прибалтике, в районе г. Крестцы на стыке Московской синеклизы с Балтийской антеклизой, к сердобскому комплексу должна быть отнесена толща туффитов, приуроченная к нижней части гдовских слоев. Туффиты представлены брекчиевидной породой лилово-коричневого цвета, содержащей мелкие хлоритизированные обломки темно- и светло-зеленого пористого вулканического стекла. Кроме последнего, в основной массе туффитов встречаются гальки глинистой породы красно-коричневого цвета и кварцевый песок, сцементированные железистым цементом. Зеленое хлоритизированное стекло в туффитах указывает на их связь с основной магмой, и поэтому диабазы, залегающие среди туффитов в виде прослоев до 0,75 м мощности, можно считать им сингенетичными.

Структура диабазов в Крестецких скважинах офитовая или мелкокристаллическая при отсутствии среди них покровов лав. Это обстоятельство позволяет предположить возможность более позднего образования диабазов в виде внедренных тел—силлов или даек, приуроченных уже к тому периоду, когда на Русской платформе повсеместно были проявления основной магмы, связанные с живецким и франским веками девона.

Таким образом, к настоящему времени уже накопился геологический материал, указывающий на необходимость выделения нижней части гдовских слоев в некоторых местах их развития в сердобский комплекс. Сопоставление его отложений на Русской платформе будет зависеть не только от таких признаков, как влияние вулканизма и присутствие доломитов, но также от сравнительного материала по спорам, комплексы которых беднее в нижних слоях, чем в залегающих выше гдовских слоях.

Валдайский комплекс

К собственно гдовским слоям на северо-западе Русской платформы относится толща преимущественно кварцевых песков и песчаников и переслаивающихся аргиллитов с алевролитами, варьирующих в мощности от нескольких десятков до 256 м в опорных скважинах (фиг. 7).

Состав и строение гдовских слоев на рассматриваемой территории до последнего времени были известны только по немногим обнажениям на Карельском перешейке и неглубоким скважинам, расположенным в северо-западной части Русской платформы. В связи с этим создалось неправильное впечатление о закономерной постепенной смене грубозернистых песков

и конгломератов, залегающих на кристаллическом фундаменте, тонкозернистыми песками и алевролитами в верхней половине разреза.

Однако когда были пробурены глубокие скважины в центральных и южных частях Прибалтики и на склонах Польско-Литовской и Московской синеклиз, оказалось, что смесь грубозернистых малоотсортированных осадков алевролитовым или даже глинистым материалом происходит многократно. При этом для района наибольшего погружения кристаллического фундамента в сторону Московской синеклизы (Валдай, Крестцы, Зубцов) число подобных повторяющихся ритмов достигает нескольких десятков, что одновременно находится в тесной связи с общим увеличением мощности гдовских слоев. Наоборот, к западу в пределах Балтийской антеклизы и Латвийского прогиба мощность гдовских слоев значительно уменьшается, а, судя по разрезу Советской скважины, в Польско-Литовской синеклизе они отсутствуют.

Верхняя глинистая часть валдайского комплекса — лямминаритовые глины — в пограничных нижних слоях переслаивается с песками. Поэтому ее обычно выделяют по первому проявлению в глинах пленок сапропелевого вещества, принятого первоначально за остатки водоросли «ляминаритес». Обычно наблюдается сокращение прослоев песка вверх по разрезу, а также тенденция возрастания общей песчаности разреза валдайского комплекса по направлению к глубокой части Московской синеклизы.

Изучение глинистых разностей этой части разреза показывает, что их отличительной особенностью является обилие биотита на поверхностях наложения и наличие обрывков лямминаритовых органических пленок, часто замещенных гидроокислами железа и пиритизированных.

Мощность пород валдайского комплекса возрастает с запада на восток. В пределах Польско-Литовской синеклизы эти отложения отсутствуют. На западном крыле Московской синеклизы они достигают 1000 м (Валдай).

КЕМБРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Балтийский комплекс

Вышезалегающие отложения балтийского комплекса начинаются пачкой серых песчаников, носящих название «надляминаритовых», мелко- и среднезернистых с тонкими прослоями темно-серых плотных глин. Несмотря на значительные колебания в мощности, от 3 м в Ленинградской области до 50 м на западном крыле Московской синеклизы, надляминаритовые песчаники являются надежным маркирующим горизонтом, встречены почти во всех глубоких скважинах, где они развиты. Надляминаритовые песчаники обогащаются вверх по разрезу глинистыми прослоями и покрываются мощной толщей так называемых «синих глин», которые по своему минералогическому составу очень близки лямминаритовым слоям (см. фиг. 7).

Отличительным признаком этих глин является более яркая зеленая окраска, часто с фиолетовыми и красными пятнами, а также наличие более обильного комплекса спор, чем в эокембрии, и фауны — червей, трилобитов и других остатков. В основной массе толщи синих глин встречаются прослойки кварцевого песка и песчаника, нередко грубозернистых, содержащих зерна глаукопита и полевого шпата.

В отличие от лямминаритовых «синие» глины не содержат пленок сапропелевого вещества и имеют толстоплитчатое строение. На ровных плоско-

стях напластования часты остатки хитиновых и известковых оболочек червей, следы их ползания, заполненные пиритом, а также отдельные зерна пирита и кристаллы гипса. На поверхности напластования наблюдаются волноприбойные знаки и часто встречаются скопления грубоокатанных зерен кварца и глауконита и мелкие фосфориты. Пачка «синих глин» во многих местах Прибалтики венчается пластом каолиновых глин белого и желтого цвета, который является характерным маркирующим горизонтом.

Появление каолиновых глин указывает на их принос в нижнекембрийский морской бассейн Прибалтики с ближайшего континента, которым является Балтийский щит. Поскольку таких пропластков каолиновых глин в нижележащих слоях не было обнаружено, то их, по-видимому, приходится связывать с резким изменением физико-географических условий, вызванных поднятием Балтийского щита, когда с него стал возможным снос каолиновой коры выветривания. Но есть и другая точка зрения, согласно которой пласт каолиновых глин образовался в результате континентального выветривания верхнего слоя синих глин после регрессии нижнекембрийского моря, чему, однако, противоречит наблюдающаяся слоистость в каолиновых глинах.

Балтийский комплекс пород венчается толщей песчаников, тесно связанных по простиранию с синими глинами и, возможно, являющихся их западной фацией в Прибалтике, так как между ними отсутствует перерыв в осадконакоплении. Они называются эофитоновыми по аналогии с одновозрастными отложениями Швеции. Мощность этих песчаников крайне непостоянна вследствие последующего их размыва перед отложением вышележащих средне- и верхнекембрийских осадков. Максимальная их мощность наблюдается на западе. В восточной части рассматриваемой территории к востоку от меридиана нижнего течения р. Луги они отсутствуют.

Эофитоновые песчаники — светло-серого и розоватого цвета: обычно они полностью состоят из кварцевых зерен и содержат тонкие прослои зеленоватых глин. В тех случаях, когда эофитоновые песчаники имеют значительную мощность, в них выделяется два горизонта: нижний — сложен серым и зеленоватым плотным плитчатым песчаником, переслаивающимся с прослоями глауконитового песка и серой глины; верхний — содержит тонкоплитчатые плотные песчаники пестрой — голубой, желтой и розовой окраски, переслаивающиеся с крупнозернистыми рыхлыми кварцевыми песками.

В Эстонской ССР, где указанные горизонты развиты наиболее полно и в них встречается фауна, они известны под названием нижней зоны с *Volborthella* и верхней — со *Scenella*. Мощность отложений балтийского комплекса колеблется в опорных скважинах в пределах от 40 до 218 м, причем наблюдается тенденция ее сокращения в сторону Московской и Польско-Литовской синеклиз. В последней балтийский комплекс, так же как и валдайский, исчезает. Результаты бурения глубоких скважин, проведенных на локальных тектонических структурах, показывают, что в своде поднятий (Локно) мощность пород эокембрия и нижнего кембрия резко сокращается, а в их составе количество песчаных прослоев увеличивается.

Это обстоятельство указывает на рост структур в процессе образования перечисленных пород.

Верхне- и среднекембрийские отложения

Вышезалегающие ижорские слои (фукоидные слои), несогласно перекрывающие размытую поверхность пород нижнего кембрия, представлены песчаниками с прослоями зеленых глин. Мощность этих отложений достигает 137 м. Верхняя граница их имеет неровную поверхность вследствие размыва, имевшего место перед отложением верхнего кембрия.

Ижорские и оболочные пески и песчаники, состоящие преимущественно из кварцевых зерен, содержащие фауну оболоч, несмотря на разделяющий их перерыв в осадконакоплении, довольно близки между собой по фауне, литологии, фациям и области распространения. В связи с этим, а также из-за отсутствия фаунистических данных, указывающих на принадлежность нижних — ижорских — слоев к среднему, а верхних — оболочных — к верхнему кембрию, мы рассматриваем те и другие отложения, как принадлежащие нерасчлененному среднему и верхнему кембрию.

Как известно, Ф. Б. Шмидт, давая стратиграфию отложений кембрия и ордовика Прибалтики, отнес оболочные и их покрывающие без перерыва диктионемовые сланцы к нижнему тремадоку, причисляя их к верхнему кембрию. Затем В. В. Маманский эти слои отнес, как и полагается быть тремадоку, к ордовику. В настоящее время вновь возрождается точка зрения Ф. Б. Шмидта о верхнекембрийском возрасте оболочо-диктионемовой толщи, что, как показано ниже, имеет основание только для оболочных песчаников.

Новые данные по Пестовской опорной скважине показали, что диктионемовые слои сильно увеличиваются в мощности и без смены литологии и перерыва покрываются глауконитовой толщей. Содержащиеся в этих слоях грантолиты указывают на верхнетремадоковский их возраст. Наличие непрерывного осадконакопления от нижнего тремадока (диктионемовые сланцы) до аренигского яруса ордовика (глауконитовые слои) в северной части Прибалтики указывает на то, что наиболее правильно проводить границу кембрия с ордовиком между оболочными песками и диктионемовыми слоями. В местах отсутствия последних эта граница пройдет по перерыву между верхним кембрием и аренигом, т. е. между оболочными и глауконитовыми песчаниками.

ОРДОВИКСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

В северной части Ленинградской области максимальная мощность диктионемовых слоев достигает 10 м, обычно же она не превышает 4—2 м. В Пестово, где развит не только нижний, но и верхний тремадок, их мощность доходит до 22 м. Следует отметить, что диктионемовый сланец не распространен на юге Балтийской антеклизы и захватывает на нем только узкую зону, прилегающую к южному склону Балтийского щита.

Наоборот, мощность оболочных и ижорских песчаников среднего и верхнего кембрия в южном направлении сильно увеличивается (Валдай, Ст. Русса, Порхов, Плявицияс). Следует особо подчеркнуть, что в пределах центральной части Польско-Литовской синеклизы в Советской опорной скважине на кристаллическом фундаменте лежит толща песков среднего и верхнего кембрия, непосредственно покрываемая известняками аренига, имеющими в основании глауконитовый песчаник мощностью в несколько десятков сантиметров.

Залегающие выше карбонатные отложения ордовика повсеместно развиты на рассматриваемой территории, исключая ее юго-восточную часть, где девон непосредственно ложится на кембрий (Невель, Зубцов, Поварово).

Начинается разрез ордовика с отложений ареннигского яруса, куда входят слои: глауконитовые или волховские и ортоцератитовые или кунда. Эти слои хорошо выдерживаются по литологии и фауне на всей территории и легко выделяются в обнажениях и в скважинах.

Глауконитовый песчаник внизу состоит из разнозернистых, преимущественно кварцевых зерен с примесью глауконита, придающего ему зеленую окраску. Цемент песчаников известковистый или глинистый. Вдоль северного склона Балтийского щита мощность глауконитовых песчаников обычно не превышает 5 м. Они сокращаются до нескольких десятков сантиметров в пределах Ленинградской области и достигают максимума в районе Палдиски в Эстонской ССР.

В центральной части рассматриваемой площади мощность глауконитовых песчаников несколько возрастает, достигая 10 м в Валдае и Старой Руссе. Увеличение в этих местах мощности глауконитовых песчаников связано, главным образом, с появлением в них прослоев серо-зеленых глин и мергелей.

В пределах Балтийской антеклизы и Латвийского прогиба мощность глауконитового песчаника вновь сокращается до 2 м, как, например, в Плявинясе, Локно и Выхме, причем они приобретают фиолетово-коричневую окраску. Южнее Плявиняса, в Вильнюсе глауконитовые песчаники имеют мощность менее 1 м и представлены мергелевидной слабо карбонатной глиной с линзочками кварцевого песка с зернами глауконита. В других скважинах на юго-западном склоне Белорусско-Литовского выступа они имеют мощность до 2 м (Дрисса, Даугавпилс) и представлены отложениями, близкими вильнюсскому разрезу.

Глауконитовые известняки залегают над глауконитовыми песчаниками. Сложены они обогащенными глауконитом глинистыми известняками. В Прибалтике мощность глауконитовых известняков колеблется в пределах от 1 м, в районе Пакерорта, до 7 м в Чудово.

К югу от Ленинграда в Сиверской скважине они имеют мощность 4,5 м. В Валдайской скважине глауконитовые известняки представлены толсто-плитчатыми разностями пестрой окраски в верхней части и серыми мергелями и глинами в нижней. Общая мощность их достигает 20 м (фиг. 7).

В Старо-Русской скважине глауконитовые известняки имеют мощность в 10 м. Они сложены доломитизированными органогенными разностями, содержащими крупные зерна глауконита. В Порхове и Черской мощности глауконитовых известняков около 8 м. Далее на запад, в Плявинясе, их мощность уменьшается до 5 м. В Вильнюсе этот горизонт имеет мощность, не превышающую 2 м, и сложен доломитами и кавернозными известняками, в которых наблюдается скопление железистых чечевичек, сближающих его с вышележающими ортоцератитовыми слоями. В других скважинах южной части территории также фиксируется наличие глауконитовых известняков, отличительной особенностью которых является заметная примесь кварца и глинистого материала. Мощность этих слоев здесь не превышает 2—3 м.

В пределах Польско-Литовской синеклизы мощность этих отложений примерно достигает 2 м, при мощности всего ордовика в Советской опорной скважине в 68 м.

Ортоцератитовые слои или слои кунда разделяются на три толщи.

1. Светло-серые глинистые известняки с *Asaphus expansus* Eichw. и *As. lamanskii* Schm.

2. Серые глинистые известняки с бурыми пятнами и разводами

с *Asaphus raniceps* D a l m. В нижней части этих слоев почти повсеместно фиксируются прослойки серого мергеля с чечевичками бурой окиси железа. Это так называемый «нижний чечевичный слой». Кроме чечевичек, в пределах Эстонской ССР в этих слоях встречаются желваки фосфорита.

3. Верхняя толща представлена обычно плотными толстослоистыми известняками с *Asaphus pachyophthalmus* S c h m.

В пределах Эстонской ССР, в районе Таллина, верхняя толща литологически представлена иначе. Здесь на размытой поверхности второй толщи залегают серо-желтые известковистые песчаники, в которых встречаются конкреции пирита и стяжения фосфорита, остроугольные обломки подстилающих известняков и галька кристаллических пород. С этим песчаником связаны также прослойки кукурерита. Мощность ортоцератитовых слоев по глинту вдоль северного склона Балтийского щита колеблется в пределах 5—14 м. В Сиверской скважине она составляет 4,5 м. В Валдае их мощность достигает 30 м. Здесь они так же, как и подстилающие их слои, отличаются от северных и западных разрезов Прибалтики повышенной глинистостью. В Старой Руссе, Порхове, Черской и Плявиняе мощность ортоцератитовых слоев 10 м, и фациально они не отличаются от типичных разрезов северной Прибалтики.

В Выхме ортоцератитовые слои имеют мощность 7,5 м и представлены доломитизированными известняками серого цвета с красными и фиолетовыми пятнами с редкими зернами глауконита и оолитами бурого железняка.

В Вильнюсе мощность ортоцератитовых известняков 3,4 м. Они сложены зеленовато-серыми кристаллическими доломитизированными известняками в различной степени глинистыми. В других скважинах на Белорусско-Литовском выступе фундамента в Литовской ССР ортоцератитовые слои установлены в мощности и литологии такие же, как и в Вильнюсе. Следует отметить, что свойственная ортоцератитовым слоям пестрая окраска становится здесь красной, одновременно с чем появляется песчанность и уменьшается их мощность в скважинах на Локновском поднятии. Это ясно указывает на приподнятое положение последнего и его подъем в аренинском веке ордовика, так как это явление начало проявляться здесь со времени образования глауконитовых слоев. С эхиносферитовых слоев начинается лландейльский ярус ордовика.

Эхиносферитовые слои (таллинские) разделяются на две пачки. В их основании залегают мергель или глинистый известняк бурого цвета с многочисленными скоплениями мелких оолитов бурой окиси железа. Эта часть разреза называется верхним чечевичным слоем, типичной фауной для которого являются: *Asaphus cornutus* P a n d., *As. kowalewskii* L a w k., *As. platyurus* A n g., *As. lacvissimus* S c h m.

В описываемой части разреза иногда фиксируется только один оолитовый слой, но обычно мелкие железистые оолиты рассеяны по разрезу так, что их насчитывается в нем несколько, разделенных мергелем без оолитов. Мощность содержащих оолиты известняков — от 0,4 до 3 м в северной части рассматриваемой территории, южнее и юго-восточнее она увеличивается до 5 м.

Вторая пачка начинается слоями, в которых появляются первые *Echinospaerites aurantium* G u l l. Она обычно сложена тонкослоистыми доломитизированными и глинистыми известняками серыми с розовыми и буро-лиловыми пятнами.

Среди обильной фауны основными являются: *Cristiania oblonga* P a n d., *Asaphus devexus* E i c h w., *Iliaenus tauricornis* K u t., *Ill. sinuatus* H o l m.

В пределах Эстонской ССР, в собственно эхиносферитовых слоях, выделены три пачки: 1) азери — толстослоистые мергели; 2) ляснамяе — серые известняки и доломиты и 3) ухаку — серые известняки, которые имеют не только характерные литологические особенности, но и специфическую фауну.

Вторая пачка эхиносферитовых слоев имеет мощность в Прибалтике от 7 до 12 м.

На северо-западном крыле московской синеклизы, в Валдае, эхиносферитовые слои имеют мощность 17 м при неточно установленной их верхней границе. В Старой Руссе, где их верхняя граница также точно не установлена, мощность их не превышает 20 м, так как еще западнее, в Порхове, они имеют мощность 24 м, в Черской — 20,8 м и в Плявинысе — 21 м. Севернее Плявиныса, в Выхме, эти слои имеют мощность в 8 м, юго-восточнее, в Даугавпилсе — 20 м, а южнее, в Вильюсе — только 3 м. Таким образом, устанавливается некоторое увеличение мощности их на севере Московской синеклизы и на погружении слоев к югу на Балтийской антиклизе и в Латвийском прогибе, что существенно не отразилось на литологическом составе отложений, если не считать здесь более мощного оолитового горизонта и появления большей глинистости карбонатных пород.

Кукерские слои, или слои кукрузе, представлены известняками серыми и серовато-зелеными и мергелями с прослойками известково-глинистого светло-коричневого горючего сланца — кукерсита.

В Ленинградской области, в Чудово, эти слои достигают мощности 18 м с характерным обилием тонких прослоек кукерсита. Руководящая фауна: *Chasmops odini* Eichw. и *Sowerbyella lilipora* Ор.

В пределах Эстонской ССР их мощность сокращается до 12 м. Здесь они обычно вместе с вышележащим итферским горизонтом, имеющим сходный литологический состав, объединяются в кукерский ярус.

Итферские слои (слои идавере) представлены серыми глинистыми известняками также с прослойками горючих сланцев (кукерсита). Мощность этих слоев в Ленинградской области порядка 16—18 м. Характерная фауна: *Chasmops wrangeli* Wim., *Ch. marginata* Schm., *Asaphus lepidus* Törnq., *Clitambonites schmidti* Pahl., *Echinosphaerites pogrebowi* Несск.

В Валдае кукерские и итферские слои имеют мощность 87 м. Отличительной особенностью Валдайского разреза является присутствие мергелей, которых нет в разрезе на силурийских плато в Прибалтике. В Порхове кукерские слои имеют мощность 20 м, а итферские 57 м, будучи представлены глинистыми известняками с прослоями кукерсита. В Черской скважине мощность этих слоев всего 29 м, что по-видимому, связано с региональным сокращением их мощности в западном направлении.

В Выхме мощность этих слоев не превышает 30 м. В Вильюсе кукерские и итферские слои имеют значительно сокращенную мощность — до 10 м.

Губковские слои представлены доломитами и доломитизированными известняками зеленовато-серого цвета. Отличительной особенностью этого горизонта является наличие кремневых конкреций и губок. Фауна губок чрезвычайно разнообразна. Наиболее характерными формами являются: *Carpospongia globosa* Rauff., *C. castanea* Rauff., *C. pogrebowi* Assatkin, *Caryospongia juglans* (Quenst.) Rauff., *C. diadema* (Kloden) Rauff., *Aulocopium aurantium* Osw., а также *Chasmops* aff. *wrangeli* Schm., *Iliaenus sphaericus* Holm.

Мощность губковских слоев составляет в Валдае 35 м (эта цифра, по-видимому, преувеличена, что связано с неточностью установления границ); в Порхове их мощность порядка 13 м, в Черской — 19 м, в Плявинясе, Выхме и Вильносе они выделены не были, что указывает на их отсутствие на западе Прибалтики, как это имеет место, например, для верхней части кегельских слоев с *Lepeditia*.

Таким образом, на западе Прибалтики нижняя часть лландейльского яруса заканчивается итферскими слоями. Восточнее меридиана Чудского озера над ними еще развиты губковые слои, венчающие нижний подъярус лландейльского яруса. Следовательно, на восточном силурийском плато и по падению пластов на восток и юг губковые слои, как выделенные в разрезе над итферскими слоями, не могут рассматриваться в виде фации их подстилающих слоев только потому, что они отсутствуют на западе Прибалтики. Это подчеркивает липний раз, что западное и восточное крылья Балтийской антисклизы в середине века лландейло были изолированы друг от друга, и опущенным было восточное крыло с существовавшим на нем морским губковым бассейном.

Иевские и кегельские слои (слои йыхви и кейла) рассматриваются вместе, так как их расчленение в скважинах представляет обычно большие трудности.

Иевские слои представлены доломитами и известняками, реже мергелями с фауной: *Chasmops maxima* Sch m., *Ch. wenzukowi* Sch m., *Ch. buculenta* Sjög., *Ch. marginata* Sch m., *Asaphus jevensis* Sch m. Мощность этих слоев достигает 25 м. Наибольшей она является в Ленинградской области, наименьшей в Эстонской ССР (до 11 м).

Кегельские слои представлены желтыми и светло-серыми доломитами с прослоями плотных, иногда нестроцветных от примеси кукурерита мергелей.

Типичными для них являются также *Chasmops maxima* Sch m. и характеризующими только эти слои *Conolichas schmidtii* Sjög., *Homolichas deflexus* Sjög., *Asaphus kegelensis* Sch m.

Мощность иевских и кегельских слоев достигает 50 м на востоке, в Эстонской ССР она не превышает 11—15 м. В Валдае мощность их составляет всего 19 м, что связано с размывом верхней части, так как выше слоев с иевской и кегельской фауной залегает галько-песчаный базальный слой среднего девона.

В Старо-Русской скважине иевские и кегельские слои имеют мощность 46 м. По-видимому, здесь, кроме упомянутых горизонтов, в разрез входят частично и везенбергские слои.

Имеются основания предполагать присутствие в Порхове везенбергских слоев, так как в расположенной на 70 км восточнее Черской скважине мощность иевских и везенбергских слоев более 23 м.

В Плявинясе, где по фауне выделяются иевские, кегельские и везенбергские слои, установить их границы не удается. Суммарная мощность этой толщи, сложенной брекчиевидными светло-серыми известняками, — 10 м. В Вильносе эти слои выделены не были. Поэтому можно считать, что на Белорусско-Литовском выступе фундамента, в период отложения этих слоев, существовала суша. Такие явления не единичны в Прибалтике, примером чего является развитие на западе только вазалемских слоев, а на востоке — верхов кегельских тонкослоистых первичных доломитов, выделяемых в зону с *Lepeditia*.

Такие явления выпадения из разреза пачек отложений указывают на дифференцированность движений отдельных блоков фундамента, отра-

жившихся на палеогеографических условиях распределения суши и моря в ордовике на территории северо-западных областей Русской платформы.

Везенбергскими слоями (или слоями раквере) начинается карадокский ярус. Эти слои развиты в Ленинградской области южнее восточного силурийского плато среди поля среднего девона в виде узкой полосы, доходящей на востоке до р. Луги. К северу везенбергские известняки обрываются абразионным уступом девонского времени, а к югу, падая в этом направлении, перекрываются девоном. Только в районе северо-восточного берега Чудского озера у истоков р. Наровы над ними залегают ликгольмские известняки с пропластками зеленой глины. Южнее везенбергские слои встречены в скважинах Старой Руссы, Порхова, Черской и на всем западном крыле Балтийской антеклизы, в Латвийском прогибе, на Бело-русско-Литовском выступе фундамента и очень небольшой мощностью представлены в Польско-Литовской синеклизе. Их отсутствие в Московской синеклизе связано с подъемом последней в конце ордовика и отступанием моря на запад за меридиан Чудского озера, лежащий на оси Балтийской антеклизы.

Везенбергские слои сложены светло-серыми известняками, иногда желтоватыми, с розоватыми разводами или окраской по слоистости. В верхней части на контакте с девоном известняки более кавернозные с кремнистой корой выветривания, окрашенной в красновато-серые цвета. Характерная фауна: *Chasmops wesenbergensis* Sch m., *Homolichas eichwaldi* Neiszk., *Encrinurus seebachi* Sch m., *Isotelus remigium* Sch m. Мощность слоев колеблется в пределах 15—18 м.

Ликгольмские слои (слои саареммыза) имеют распространение, главным образом, на западном крыле Балтийской антеклизы в Эстонской ССР, где они делятся более подробно снизу вверх на пачки — саунья, ворпси и ширгу, — имеющие специфическую литологическую и фаунистическую характеристики. Представлены ликгольмские слои известняками, часто доломитизированными, содержащими прослой зеленой глины. Полная мощность этих слоев точно не установлена, но она не превышает 100 м. В верхней части, особенно на восточной площади их распространения у Чудского озера, они размыты. Типичными для этих слоев являются: *Isotelus platyrhachis* St., *Is. robustus* Romer, *Vellamo verneuli* Eichw.

До последнего времени ликгольмские и боркгольмские или поркунские слои относились к ордовика. Однако А. Г. Луха в 1947 г. отнес боркгольмские слои к силуру на основании довольно резкой смены фауны, связанной с появлением новых групп, свойственных силуру, начиная с боркгольмских слоев. Дальнейшее изучение разных групп фаун подтвердило это наблюдение и основанное на нем стратиграфическое расчленение. В частности, изучение табулят Б. С. Соколовым, а строматопороидей В. Н. Рябиным подтвердило правильность такого расчленения ордовика и силура по границе слоев ширгу и поркун (или ликгольмских и боркгольмских).

Кроме того, в разрезе опорной Вильнюсской скважины было установлено, что на размытой поверхности ликгольмских слоев лежат нижнеландоверские отложения. Этот перерыв в осадконакоплении охватывал, по-видимому, значительную часть площади на юге Прибалтики, так как выпадение из разреза значительной части отложений ордовика имеет место и в Советской опорной скважине. Таким образом, с временем регрессии моря в конце ордовика связано не только его отступление на западное крыло Балтийской антеклизы, но и сокращение его распространения в юго-западном направлении.

СИЛУРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Выходы на поверхность отложений силура известны только в пределах Эстонской ССР на западном крыле Балтийской антеклизы. В южном направлении, где силур погружается под девон, его отложения вскрываются рядом скважин. В Латвийской ССР они установлены скважинами в Плявинясе, Бауске и Даугавпилсе, а в Литовской ССР в Вильнюсе, Арегале, Пренае, Жежмаряе, Ковенской Ваке и Швенченисе и еще далее на юго-запад в Советской и Южно-Калининградской скважинах.

Детальное расчленение этих слоев было осуществлено геологами Эстонской ССР (А. Луха, К. Орвику и др.) на основании изучения многочисленных обнажений и разрезов скважин, а наиболее полные разрезы были получены в Выхменской, Плявиняской и Советской скважинах. Нет основания останавливаться на подробном разрезе этих отложений, известном по многим работам эстонских геологов и дополненном работниками ВНИГРИ и ВСЕГЕИ по материалам бурения глубоких скважин.

Наиболее полный разрез дают скважины, пробуренные в центральной части Польско-Литовской синеклизы, где максимальная известная нам мощность осадков силура превышает 800 м в Советской опорной скважине (Стонишкяй).

Отложения силура залегают на размытой поверхности кристаллических светло-серых известняков, принадлежащих верхнему ордовику. Силурийские отложения представлены фаунистически охарактеризованными породами лландоверского, венлокского и лудловского ярусов.

Отложения лландоверского яруса наиболее полно представлены в разрезе Плявиняской скважины, где они имеют 66-метровую мощность и расчленяются на слои поркупи, юуру, тамсалу, райккюла и адавере. В основании разреза силура здесь лежат бурые глины, содержащие хорошо окатанную (до 3 см в диаметре) гальку диабазы, кварца, полевого шпата, выше которых залегают сильно глинистые известняки. Эта толща имеет мощность 12 м и относится к слоям поркупи или боркгольмским.

Залегающие выше слои юуру и тамсалу представлены пелитоморфными, криноидными известняками в верхней части перекристаллизованными, содержащими обильную фауну граптолитов, а также брахиопод и трилобитов, главным образом, в нижней части разреза. Мощность этих слоев 44 м.

Слои райккюла в Плявиняской скважине имеют мощность около 6 м. Они сложены алевроитами некарбонатными, зелеными с желтыми пятнами, которые переслаиваются с известняками светло-серыми, мергелями темно-серыми и сланцеватыми и глинами серыми и тонкослоистыми.

В этих слоях находится обильная фауна, указывающая на принадлежность их к лландоверскому ярусу и возможность сопоставления с выходящими на поверхность слоями райккюла.

В верхней части лландоверского яруса залегают сланцы глинистые, темно-серые, битуминозные с граптолитами, а также известняки серые массивные с прослоями мергелей темно-серых слоистых, битуминозных. Они содержат разнообразную фауну граптолитов — *Tyrsograptus turriculatus* (Barraud), *Monograptus discus* Tornquist, *M. marri* Perner, — которая указывает на верхние слои лландоверского яруса (зона с *Tyrsograptus turriculatus*), по определению А. М. Обуя, что позволяет относить содержащие ее пласты к слоям адавере. Мощность их 5 м.

В Советской опорной скважине лландоверский ярус имеет мощность всего 14 м и сложен черными глинистыми сланцами и мергелями зелено-вато-серыми с прослоями серого глинистого известняка и мергеля. В этих породах содержится фауна граптолитов, указывающая на нижние и верхние слои лландоверского яруса.

Породы лландоверского яруса в значительно меньших мощностях вскрыты также в Жежмаряе, Пренае и Вильнюсе на Белорусско-Литовском выступе фундамента и на Балтийской антеклизе. В связи с небольшой мощностью в них не удается произвести так же, как в Плявинясе, расчленение разреза. Они обычно представлены известняками и мергелями с прослоями глин.

Венлокский ярус в Прибалтике разделяется на слои яани и яагараху.

В Плявиняской скважине слои яани представлены 70-метровой толщей мергелей и карбонатных глин, обладающих сланцеватостью. В нижней части разреза мергели чередуются с глинистыми доломитизированными известняками с обильной фауной граптолитов, брахиопод и остракод. В разрезе Советской скважины слои яани имеют близкий литологический состав с Плявиняским их разрезом, но характеризуются большим содержанием глинистых известняков. Мощность их достигает 42 м.

Выше залегающие слои яагараху в Плявиняской скважине имеют мощность 77 м. Они сложены карбонатными глинами и мергелями битуминозными, тонкослоистыми, содержащими обильную фауну граптолитов и трилобитов. В районе Советска эта толща по сравнению с Плявиняским разрезом отличается большим развитием известняков.

Мощности пород венлокского яруса в Плявинясе и Советске достаточно близки: 147 м в Плявинясе и 131 м в Советске. Следует указать, что по отложениям венлокского яруса до последнего времени имелись только ограниченные материалы по о-ву Сарема, и лишь бурение Плявиняской и Советской скважин расширили наши представления об этих отложениях. Как показывают результаты бурения ряда скважин (Плявиняе, Советск, Выхма, Жежмаряй, Швенченис, Вильнюс, Ковенская Вака и Пренай), контуры венлокского бассейна были значительно меньше границ лландоверского бассейна. Еще меньшую площадь занимал бассейн лудловского века. Как и в предшествующие века силура, лудловское море имело тенденцию смещения к западу при относительной стабилизации северной и южной его границ.

Лудловский ярус в пределах северо-запада Русской платформы венчает отложения силура. Он развит в неполном объеме и разделяется на подъярусы: нижний — слои каарма и средний — слои паадла, каугатума и охсааре. Наиболее полный разрез отложений лудловского яруса фиксирует Советская опорная скважина, в то время как в обнажениях и мелких скважинах северной Прибалтики мы встречаем осадки только нижнего и среднего лудлова.

Из перечисленного становится ясным значение 566-метровой толщи лудловских пород, вскрытых Советской опорной скважиной и ставших достоянием исследователей в последние годы.

В Советске, в основании лудловской толщи, залегают темно-серые, иногда полосчатые карбонатные глины с тонкими прослоями пиритизированного мелкозернистого серого известняка, мощностью около 70 м. Вверх по разрезу количество прослоев известняка резко возрастает и заканчивается разрез известняков 40-метровой пачкой мелкозернистого серого известняка.

Толща нижнелудловских пород венчается мергелями серыми полосчатыми с прослоями серо-зеленых глин, преобладающих в верхней части разреза. Суммарная мощность нижнелудловских пород составляет в Советске 382 м. Они содержат характерную фауну грантолитов и брахиопод *Dajia navicula* (S o w.), *Sactograptus* sp.

Породы верхнего лудлова начинаются 80-метровой пачкой глин с прослоями мергелей и известняков, сходных с нижележащими.

10-метровые толстослоистые крупнодетритовые известняки серо-зеленого цвета отделяют описанные породы от 85 м толщи глин и серо-зеленых мергелей с прослоями крупнодетритового известняка, которым и заканчивается разрез силура Советской скважины.

Обильная фауна брахиопод — *Chonetes striatella* (D a l m.), *Delthyris magnus* K e z l. и др. — характеризует верхнелудловский возраст вскрытых скважиной отложений.

Выше, над фаунистически охарактеризованными слоями лудловского яруса, с явным перерывом залегают 207-метровая пестроцветная песчано-глинистая толща девона, прежде неизвестная в Прибалтике.

Сопоставление приведенного разреза силура с разрезами, пробуренными на восточном крыле Польско-Литовской синеклизы, указывает, что по направлению к этому склону мощность силурийских отложений резко сокращается, причем это связано не столько с выпадением верхних горизонтов разреза, сколько с сокращением мощности отдельных пачек слоев.

Одновременно изменяется и фациальный состав силурийских отложений, увеличивается количество мергелей и известняков за счет сокращения мощности глин. Так, в скважинах Пренай и Жежмаряй мощность силура 231 и 248 м, и он представлен чередующимися слоями мергелей и известняков, охарактеризованных фауной от слоев поркуни (низы лландоверского яруса) до слоев яагараху, венчающих разрез венлока.

В скважинах Ковенская Вака, Вильнюс и Швенченис мощность силура не превышает 60 м, причем сложен он преимущественно доломитизированными мергелями, иногда доломитами окремнелыми и кавернозными.

Еще дальше на запад в пределах западной части Локновского поднятия породы силура имеют мощность всего 50 м и представлены слоями только лландоверского яруса. На северном склоне Локновского поднятия силур выражен в прибрежной терригенной фации. Обнаружение прибрежных фаций в зоне выклинивания слоев силура у краев Польско-Литовской синеклизы является дальнейшей задачей опорного бурения.

Таким образом, регрессия моря ордовика с востока на запад повторилась в том же направлении и в силуре. Поэтому полные мощности разреза силура развиты в месте наибольшего погружения западного крыла Балтийской синеклизы на меридиане о-ва Сарема и к югу от него в Польско-Литовской синеклизе.

ДЕВОНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Отложения девонской системы широко развиты на территории северо-запада Русской платформы, где площадь, занятая ими, называется Главным девонским полем. Область распространения девонских отложений на севере ограничивается выходами на поверхность силура и ордовика, а на северо-востоке — кембрия. На юго-западе в пределах Польско-Литовской синеклизы осадки девона погружаются под трансгрессивно напелегающие казахские отложения. В пределах Московской синеклизы

они перекрыты несогласно залегающими породами нижнего карбона. На юге отложения девона продолжают в пределы Белорусской ССР, где имеют неполный разрез, который представлен только живетским ярусом. Все глубокие скважины, проведенные на рассматриваемой территории, вскрыли полную мощность девонских отложений, что вместе с изучением многочисленных обнажений по долинам рек, под четвертичным покровом — позволило дать детальную стратиграфию почти всей этой площади, хотя и данную с местным названием подразделений.

В пределах Прибалтики до последнего времени были известны только два верхних отдела девонской системы, начиная с живетского яруса.

Отложения нижнего отдела и эйфельского яруса не были установлены до последнего времени. Только в результате бурения Советской опорной скважины в пределах Польско-Литовской синеклизы между фаунистически охарактеризованными слоями лудловского яруса и пярнускими слоями живетского яруса было вскрыто 207 м пестроцветных песчано-глинистых пород, которые на основании фауны и растительных остатков отнесены к нижнему девону.

Следует указать, что нижнедевонский возраст этих отложений требует еще дополнительных доказательств, поскольку встреченная в них фауна *Pteraspis* sp. и *Eurypterus* sp. ближе не определима, так же как и растительные остатки, поэтому не исключена возможность их принадлежности также к эйфельскому ярусу. Нижний девон (?) залегают с перерывом и размывом на силурийских отложениях и начинается конгломератом, состоящим из обломков серо-зеленого мергеля, цементированного известковым цементом, что нами наблюдалось непосредственно во время бурения скважины в Стонишкяе.

Выше залегают чередующиеся прослой глины, алевролитов, мергелей и известняков. Последние преобладают в нижней части толщи. Развитые в этой толще глины слюдястые и песчанистые; имеют темно-коричневую, красноватую окраску и содержат отдельные прослой зеленого цвета. Ту же окраску имеют обычно алевролиты и песчаники, но среди них изредка наблюдаются светло-серые разности.

Мергели и известняки, занимающие подчиненное положение, окрашены в различные тона коричневого цвета и обычно содержат плохо сохранившиеся обломки *Eurypteridae*, чешуйки и обломки рыб *Acanthodes* sp., и *Pteraspis* sp., и обугленные остатки растений. Вскрытая мощность ранее неизвестных отложений девона в Прибалтике достигает 207 м в Советской опорной скважине. В Южно-Калининградской опорной скважине между казанскими отложениями, кончающимися на глубине 1302 м, и слоями силура, начинающимися с глубины 1320 м, лежат пестроцветные пески и глины в основании с конгломератом из галек плотного кварцевого песчаника. Эти 18 м, по-видимому, принадлежат тем же слоям нижнего или среднего девона, что и вскрытые Советской скважиной.

Живетский ярус

Залегающие выше отложения вскрыты рядом скважин и известны в обнажениях Эстонской ССР, где они и были впервые установлены. Эти отложения по фауне рыб относятся к живетскому ярусу среднего девона и в них выделяются пярнуские, наровские и тартуские (или лужские) слои.

Пярнуские слои представлены песчаниками и песками мелко- и тонкозернистыми, светло-серыми и зеленовато-серыми. Подчиненное положение

среди них занимают прослой мергелей и глин с трохилисками и огипсованные породы, встречающиеся в верхней части их разреза.

Наибольшую мощность пярнуские песчаники имеют в погруженных частях Польско-Литовской синеклизы и на склоне Балтийской антеклизы к Латвийскому прогибу, где достигают 120 м (Плявиняс). По направлению к склонам синеклизы и прогиба мощность их значительно сокращается, а на приподнятых участках они совершенно отсутствуют (Силурийское плато, Локпо, Вильносе) и не распространяются восточнее меридиана Чудского озера.

Наровские слои имеют более широкое распространение и прослеживаются по всей площади развития девона, что установлено вскрытыми их скважинами. Они представлены мергелями и доломитами, переслаивающимися с песчаниками и глинами: преобладает среди них серая окраска карбонатных и зеленые и красно-бурые цвета песчано-глинистых пород. Отложения наровских слоев обычно огипсованы, часто содержат прослой гипса и реже соли, что указывает на существование лагунных условий во время их образования. Наименьшую мощность наровские слои имеют в приподнятых участках, на его выклинивании к северу и возрастают до 100—150 м в пределах погруженных частей Латвийского прогиба и Польско-Литовской синеклизы. На восток, в сторону Московской синеклизы, также наблюдается возрастание мощностей наровских пород, достигающих 200 м (судя по разрезу Вологды, где их мощность установлена в 174 м).

Лужские или тартуские слои распространены на несколько меньшей площади, чем подстилающие их наровские отложения. В основании их залегает толща песков с мало мощными прослоями алевроитовых глин и алевролитов. Пески мелкозернистые, хорошо отсортированные, имеют желтовато-серую и красно-бурю окраску. Алевролиты и глины обычно пестроцветные, красно-бурые с пятнами фиолетового и зеленовато-голубого цветов.

Выше залегает пачка глин, переслаивающихся с песками и алевролитами. Окраска пород серая с пестроокрашенными прослоями. Граница лужских слоев с вышележающими слоями в ряде скважин условна, так как установить разделяющий их перерыв затруднительно в однообразной толще пестроцветов. Обычно граница проводится по появлению мощных пачек белых песков. Наибольшая мощность лужских слоев зафиксирована в пределах Латвийского прогиба, где достигает 125 м (Плявиняс). Здесь они выделены под названием салапской свиты и отделяются также перерывом от вышележащей гауйской свиты. Такой же мощности и состава отложения выделены под названием ушникайских слоев в Литовской ССР, где они имеют мощные пропластки карбонатных пород.

Верхний девон

Верхнедевонские отложения занимают меньшую площадь, чем подстилающие их среднедевонские, сокращаясь на севере и юге. На площади Главного девонского поля они залегают непосредственно под четвертичными образованиями. Состав верхнедевонских отложений необычно пестр и включает как морские и лагунные, так и прибрежно-морские и континентальные отложения.

По довольно обильной, но однообразной фауне беспозвоночных, а также по остаткам ихтиофауны установлен точный возраст этих отложений и произведено их детальное стратиграфическое расчленение. В разрезе верхнего девона выделяются отложения франского и фаменского ярусов.

Франские отложения, начинающиеся с песчаных и прибрежных фаций, подразделяются на три подъяруса, причем в нижнефранском подъярусе выделяются слои: подснетогорские, куда входят и оредержские слои, прежде относившиеся к среднему девону, снетогорские, псковские, чудовские и нижнешелонские слои. К среднему подъярусу относятся: верхнешелонские, ильменские и бурегские слои. Верхнефранский подъярус расчленяется на снежские, надснежские, смотинско-ловатские и надсмотинско-ловатские слои.

Фаменский ярус подразделяется на два подъяруса; в нижнем выделяются чимаевские и надчимаевские слои, а в верхнем — билевские, надбилевские и озерскохованские слои.

Франский ярус

Франский ярус кончается так же, как и начался, — фациями прибрежно морских и континентальных отложений. Последние имеют в Прибалтике две изолированные друг от друга области развития — восточную, на северо-западном крыле Московской синеклизы, и западную, в Латвийском прогибе и прилегающей к нему части Польско-Литовской синеклизы.

Нижнефранский подъярус. Этот подъярус складывается в Прибалтике преимущественно морскими отложениями, кроме слоев, лежащих в основании и венчающих его, образовавшихся отчасти в континентальных или прибрежных условиях. В нем, как выше указывалось, выделяются подснетогорские слои. В принятом теперь объеме они соединены с оредержскими слоями и имеют мощность от 70 до 125 м. Это песчано-глинистые отложения, сложенные в нижней части белыми и серыми разномерными кварцевыми песками с прослоями красных и бурых песчаников и алевролитов. Вверх по разрезу увеличивается количество тонких пропластков красных и бурых глин и появляются голубовато-серые слюдяные алевролиты.

В верхней части разреза опять преобладают пески, имеющие светлую окраску. Следует отметить, что в этих слоях, вблизи г. Изборска были найдены мелкие галечки закированных песков, образование которых надо связывать с перерывом между живетским и франским ярусами, когда происходило высачивание нефти из более древних пластов на площади, близко расположенной к району этих находок. Им соответствуют отложения аматской свиты или горизонт a_4 Латвии и верхи швентойских слоев Литвы.

Снетогорские слои представлены преимущественно доломитизированными известняками, доломитами и мергелями с прослоями пестрых глин. В связи с легким распознаванием их в разрезе по литологическим признакам, эти слои обычно являются маркирующими при увязке разрезов скважин. Мощность их от 3 до 10—12 м. На западе Прибалтики, в Эстонии им соответствуют городищенские слои, в Латвии горизонт b_1 плявинской свиты и перские слои Литвы.

Псковские слои сложены доломитами и доломитизированными известняками серого цвета, обычно с сиренево-розовыми пятнами. Они монолитны и толстослоисты и имеют тонко и мелкокристаллическую структуру. Их мощность колеблется в пределах 20—25 м. В Эстонии им соответствуют нижнеизборские слои, в Латвии горизонты b_2 плявинской свиты, а в Литве — суозские слои.

Чудовские слои по составу близки к их подстилающим псковским слоям, но четко отделяются от последних по смене фауны. Руководящей формой для псковских слоев является *Ladogia meyndorfi* Verh., а для чудовских *Anatrypa heckeri* Nal.

Следует указать, что по богатству фауной известняки псковских и чудовских слоев выделяются во всем разрезе франского яруса. Породы чудовских слоев имеют широкое развитие на площади, характеризую максимум нижнефранской трансгрессии моря. Мощность их от 6 до 20 м. В Эстонии чудовским слоям соответствуют верхнеизборские, в Латвии — горизонт b_3 плявинской свиты, а в Литве — слои купишкисские.

Нижнешелонские слои характеризуют регрессию Чудовского моря. Они сложены доломитами, мергелями и глинами часто с прослоями и гнездами гипса. Следует указать, что шелонские слои, при их установлении Р. Ф. Геккером для пачки лагунных отложений, объединили регрессивную часть чудовского цикла осадкообразований и трансгрессивную часть последующего свинордского цикла, что было выявлено впоследствии. Это привело к необходимости расчленения шелонских слоев на нижне- и верхнешелонские слои, которые имеют свою палеонтологическую характеристику. В восточной части северо-западных областей в нижнешелонских слоях преобладают глинистые разности. Мощность нижнешелонских слоев достигает 20 м и увеличивается в юго-западном направлении.

В Эстонии им соответствуют нижнедубниковские слои, в Латвии — саласпилская свита, а в Литве — нижняя часть татульских слоев, что указывает на повторение той же ошибки, которая была сделана и при выделении шелонских слоев. При сопоставлении с Центральным девонским полем и девоном, вскрытым скважинами в Московской синеклизе, вся толща осадков нижнефранского подъяруса сопоставляется с щигровскими слоями.

Среднефранский подъярус. Верхнешелонские слои представлены известняками и доломитизированными известняками, содержащими фауну, которая близка фауне, характеризующей залегающие выше свинордские слои. Мощность их достигает 20 м. Как и для нижнешелонских слоев, здесь характерно увеличение содержания глини в восточном направлении. В Эстонии им соответствуют верхнедубниковские слои, в Латвии — горизонт d_1 даугавской свиты, а в Литве — верхняя часть татульских слоев.

Свинордские слои сложены известняками с прослоями мергелей, которые преобладают в верхней части разреза. Мощность свинордских слоев изменяется в пределах 15—17 м. Им соответствует развитый в Латвийском прогибе горизонт d_1 даугавской свиты и верхняя часть татульских слоев Литвы.

Залегающие выше ильменские слои представлены преимущественно глинами с прослоями песчаников общей мощностью до 20 м. Площадь их распространения на северо-востоке территории меньше, чем в свинордское время.

В Латвии им соответствует горизонт d_2 даугавской свиты и нижняя часть истренских слоев.

Бурегские слои сложены пестроцветными маломощными известняками и доломитизированными известняками с обильной фауной. Мощность их максимальная в бассейне р. Великой (до 10 м) сокращается в северо-восточном направлении, куда слои выклиниваются, а в пределы Ленинградской области бурегская трансгрессия моря не доходила. Мощность бурегских (и свинордских слоев) сокращается к юго-западу от меридиана р. Великой в несколько раз и достигает 2—3 м. В Латвии им соответствует горизонт d_3 даугавской свиты, а в Литве — верхняя часть истренских слоев. На востоке в Московской синеклизе отложения среднефранского подъяруса

сопоставляются с семилукскими слоями. Море этого времени трансгрессировало в Прибалтику с юго-востока из центральных областей Русской платформы.

Верхнефранский подъярус. Красноцветные породы верхнефранского подъяруса, как и залегающего выше фаменского яруса широко развиты на северо-западном крыле Московской синеклизы. В пределах Латвийского прогиба между Польско-Литовской и Московской синеклизами эти отложения не отлагались, в связи с поднятием этой территории выше уровня моря, так что накопление отложений в обеих синеклизах происходило изолированно.

Снежские слои залегают на размытой поверхности бурегских известняков. Они представлены глинами и песками красно-бурого цвета. Мощность их в восточной части Главного поля колеблется в пределах 20—25 м и возрастает в сторону Московской синеклизы до 72—90 м (Валдай). В кровле снежских слоев залегают известковый песчаник с многочисленными включениями мелкой гальки, к северу замещающийся глиной с остроугольными обломками карбонатных пород. Число карбонатных пропластков в красноцветных песчаниках увеличивается к востоку, откуда началась трансгрессия моря в западные части Русской платформы; это установлено бурением Валдайской и Пестовской скважин на северо-западном крыле Московской синеклизы.

При сопоставлении их разрезов с разрезами Вологодской и Любимской скважин получается явное указание на наступление моря на юго-восточный склон Балтийского щита, во время образования верхней красноцветной толщи девона в более западных частях, т. е. в верхнефранское время и в фаменском веке.

Снежские слои вместе с покрывающими их надснежскими слоями на западе сопоставляются с огрской свитой или горизонтом е Латвии и памушскими слоями Литвы, т. е. с основанием пестроцветной толщи, если допускать одновременность ее образования как в восточном, так и в западном бассейнах.

Надснежские слои сложены песчанистыми глинами с редкими прослоями мергелей. Они содержат богатую фауну рыб. Мощность их колеблется в пределах 10—80 м и также возрастает в восточном направлении за счет обогащения толщи прослоями мергеля.

Смотинско-ловатские слои в восточной части Главного девонского поля представлены доломитизированными известняками с прослоями глин. В северной части площади они слагаются мергелями, среди которых появляются песчанистые прослои. Мощность от 3 до 8 м. В Латвии они сопоставляются с бауской свитой или горизонтом f_1 , а в Литве — со стипинайскими слоями.

Надмотино-ловатские слои представлены песчанистыми глинами и мергелями красно-бурого цвета. Как и в описанных выше слоях с запада на восток и с севера на юг мощность их возрастает с 45 до 85 м за счет обогащения разреза карбонатными пропластками пород. На северо-западном крыле Московской синеклизы, на границе их распространения поверхность этих слоев несет следы размыва, наблюдаются промоины, заполненные песчаными отложениями, что указывает на тектоническую подвижность краевой зоны их распространения на северо-западе. В Латвии им соответствует нижняя часть амурской свиты или горизонта f_2 , или пакруойские слои Литвы. Этими слоями заканчивается верхнефранский подъярус, который соответствует воронежским, евлановским и ливенским слоям Централь-

ного девонского поля, откуда и шла трансгрессия моря на запад, достигая северо-западного крыла Московской синеклизы и юго-восточного склона Балтийского щита.

Фаменский ярус

Нижнефаменский подъярус. Чимаевскими слоями начинаются отложения фаменского яруса. Они в основном сложены карбонатными породами. Преобладают доломиты и детритусовые органогенные известняки с прослоями глин, мощность которых не превышает 10—15 м. На юго-западе, в Прибалтике, считающиеся им одновозрастными, верхняя часть амумьской свиты или горизонта f_2 Латвии и круойские слои Литвы превышают их по мощности в два-три раза.

Надчимаевские слои сложены пестроцветными глинами и песками, в верхней части которых появляются прослои известняков с обильной, но однообразной фауной. Мощность их сильно варьирует от 15 до 50 м, увеличиваясь в юго-восточном направлении, в связи с увеличением числа карбонатных пропластков в их разрезе. С этими слоями сопоставляют в Латвии нижнекурсаскую подсвиту или горизонт g_1 , а в Литве — ионишские слои.

Мощность нижнефаменского подъяруса является наибольшей на востоке, в Валдае, где она достигает 75 м. В пределах северной части Польско-Литовской синеклизы она достигает 80 м (Лиеная). Сопоставляются слои нижнефаменского подъяруса Главного девонского поля с задонскими и елецкими слоями центральных областей платформы.

Верхнефаменский подъярус. Биловские слои представлены карбонатными породами, в составе которых присутствуют песчанистые доломиты и доломитовые мергели с прослоями глин. Мощность биловских слоев достигает 12 м. По составу фауны они сопоставляются с данково-лебединскими слоями Центрального девонского поля, которым также соответствуют вышелегающие песчано-глинистые надбилловские слои, имеющие мощность 50 м. В Прибалтике, в Латвии билловским слоям соответствует горизонт g_2 верхнекурсаской подсвиты, а в Литве — куршенские слои или по новому расчленению окменская свита. Что касается надбилловских слоев и их покрывающих озерско-хованских слоев, венчающих разрез верхнефаменского подъяруса на северо-западном крыле Московской синеклизы, то ему в Латвии соответствуют горизонты от h_1 до h_9 включительно вентской серии, имеющей соответственно девять местных наименований, совпадающих с Литовскими.

Первая из них мурская и последовательно: шветеская, жагарская, теснавская и кликолайская, объединяющая горизонты от h_5 до h_9 . Нельзя сказать, чтобы это сопоставление было точно, так как его не может быть в разобщенно существовавших бассейнах с чередующимся фациально разнообразным осадконакоплением. Озерско-хованские слои, венчающие разрез верхнефаменского подъяруса, достигают 20 м мощности в Пестово и увеличиваются до 73 м в Вологде. Таким образом, на северо-западном крыле Московской синеклизы фаменский ярус развит в неполной мощности, в связи с отступлением моря на восток вглубь центральных областей Русской платформы.

КАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Каменноугольные отложения имеют широкое распространение в восточной части территории, где они слагают западное крыло Московской синеклизы и полого падают к ее средней части, расположенной западнее Окско-Цнинского вала и локальных поднятий у гг. Любима и Вологды.

Западная граница развития карбона, носящая преимущественно эрозионный характер, проходит по полосе выходов на поверхность угленосных отложений нижнего карбона.

Она также осложнена тектоническими поднятиями, имеющими место и восточнее на крыле синеклизы, в области развития карбонатных пород среднего и верхнего карбона.

Породы каменноугольной системы представлены верхним и нижним отделами и вскрыты многочисленными скважинами, главным образом, на западном крыле Московской синеклизы, где они изучены наиболее подробно. Однако они неизвестны в полной мощности ни в одной из скважин, что связано с размывом верхней части их разреза. Только в районе Вологды и Коноши, расположенных восточнее и северо-восточнее, вскрыт полный разрез каменноугольных отложений под лежащими без перерыва на них отложениями сакмарского яруса нижней перми. В г. Вологде мощность всего карбона, без отсутствующего здесь турнейского яруса, достигает 312 м; в Коноше она еще меньше, всего 198 м (все три отдела карбона). В Пестово, где отсутствует верхний карбон, а нижние два отдела также представлены не полностью, вскрытая мощность карбона равна 200 м.

Нижнекаменноугольные отложения

В нижнем отделе каменноугольной системы на территории северо-западного крыла Московской синеклизы выделяются турнейский, визейский и намюрский ярусы, представленные здесь неполной мощностью (от 90 до 200 м), причем наблюдается закономерное уменьшение мощности с юга на север.

Турнейский ярус

В пределах западного крыла Московской синеклизы, к югу от широты Валдая и Боровичей, на озерско-хованских слоях верхнего девона залегают породы, представленные пестрыми, зелеными, розовыми, бурыми и серыми песчанистыми и восковидными глинами с прослоями и линзами глинистого доломита и доломитового мергеля, которые рассматриваются в настоящее время как лихвинский подъярус и, в свою очередь, делятся на горизонты — малевский и упинский в южной части Московской синеклизы.

В разрезе лихвинского подъяруса по литологическим признакам выделяются пачки слоев: нижняя — поддоломитовая глинисто-мергельная, средняя — доломитовая и верхняя — наддоломитовая, состоящая из глин с тонкими редкими прослоями мергелей, песков и доломитов.

В южном направлении, начиная с широты Нелидова песчанность лихвинской свиты значительно сокращается за счет карбонатных пород известковистых глин и известняков, мощность и число прослоев которых резко увеличивается.

В настоящее время установлено (В. М. Познер и др.), что лихвинские отложения западного крыла соответствуют малевскому и упинскому горизонтам южного крыла Московской синеклизы. Мощность лихвинских отложений колеблется в пределах от 0 до 50 м.

В северной части территории, в районе Валдая и Боровичей мощность их сокращается до 2—15 м, а еще севернее по простиранию они выклиниваются южнее Пестово.

В районе Нелидова их мощность сильно колеблется (от 0 до 30 м), и они несут на себе следы континентального перерыва, бывшего здесь до отложения

угленосной свиты визейского яруса. В южной части западного крыла Московской синеклизы в Дорогобужско-Вяземском районе мощность лихвинской свиты увеличивается и достигает 40—50 м. Здесь встречается характерная фауна, соответствующая малевским и упинским слоям.

Залегающий на южном крыле Московской синеклизы над лихвинскими отложениями черпышинский подъярус неразвит на территории северо-западных областей Русской платформы, где непосредственно на лихвинской свите залегает угленосный горизонт яснополянского подъяруса визе.

Визейский ярус

Яснополянский подъярус. На размытой поверхности лихвинских отложений, а в северной части Московской синеклизы на пестроцветной толще фаменского яруса, залегают отложения угленосного (сталиногорского) горизонта яснополянского подъяруса. Состав и мощность этих отложений находятся в прямой зависимости от рельефа подстилающих их отложений. Эрозионные впадины в подстилающих отложениях выполнены терригенными породами угленосного горизонта, мощность которого резко сокращается в местах, где эрозией затронута только небольшая часть отложений лихвинской свиты. Мощность угленосного горизонта колеблется в пределах от 10 м на севере — в Тихвинском районе, до 100 м на юге. Сокращение мощности в северном направлении указывает на постепенное выклинивание отдельных слоев морских отложений, развитых на юге, при появлении не замещающих их, а им синхроничных континентальных отложений на севере.

В яснополянском подъярусе выделяются две части: нижняя, сложенная песками, глинами и углями, соответствующая угленосному горизонту, и верхняя, известняковая, с прослоями песчано-глинистых пород, выделяемая как тульский горизонт.

Для песчано-глинистых отложений угленосного горизонта характерно непостоянство разреза в вертикальном направлении и по простирацию слоев.

Угленосный горизонт сложен песками и непластичными песчаными глинами серовато-белого и серого цветов. К этой толще приурочен промышленно-угленосный горизонт, наибольшая мощность которого до 12 м зафиксирована в Нелидово. В южной части западного крыла Московской синеклизы наблюдается фациальное изменение разреза угленосного горизонта, выражающееся в постепенном появлении и увеличении на юге числа прослоев известняков с фауной брахиопод, кораллов, мшанок, остракод и фораминифер.

Мощность угленосного горизонта достигает 65 м в районе г. Вязьмы. К северу она сокращается сначала до 12 м в Валдае, а затем горизонт выклинивается и уже в разрезе Пестово отсутствует.

Тульский горизонт залегает над угленосным горизонтом и имеет близкий к последнему литологический состав, так как содержит угли, выделяемые как средняя угольная пачка, но с менее мощными и менее распространенными на площади пластами угля, чем в подстилающем горизонте (нижняя угольная пачка слоев).

В Вяземском районе тульский горизонт имеет наибольшую мощность (30 м) и содержит прослой известняка с морской фауной. К северу мощность тульского горизонта сокращается, и севернее Тихвина он выклинивается.

Окский подъярус. Алексинский горизонт, залегающий над тульским, сложен песчанистыми отложениями с маломощными прослоями угля, угли-

стых глин и с пропластками известняка. Мощность этого горизонта колеблется в пределах 10—22 м. В южных районах западного крыла Московской синеклизы в разрезе преобладают прослой известняка и подчиненное значение имеют терригенные отложения. Наибольшее распространение на площади развития алексинского горизонта имеет нижний слой известняка, который протягивается севернее Валдая к Пестову, в виде нескольких тонких пропластков, сближающихся и сливающихся в южном направлении в пласт до 5—8 м мощности, являющийся хорошим маркирующим горизонтом.

Вышележащий михайловский горизонт имеет границу с алексинским горизонтом, часто с размывом. Представлен горизонт пластами известняков с прослоями песков и глин. Отличительными признаками пород этого горизонта является наличие стигмарий.

В южной части площади распространения он сложен двумя мощными пластами известняков. В северном направлении число песчано-глинистых прослоев возрастает, и на широте Валдая в нем имеется 4 пласта известняков общей мощностью до 4 м. В Боровичском районе мощность и число песчано-глинистых прослоев еще более возрастает. Песчанистые глины с линзами песков, разделяющие пласты известняков, окрашены в яркие охристые тона. Мощность всего горизонта колеблется в пределах 15—20 м.

Веневский горизонт сложен органогенно-обломочными кристаллическими и землистыми известняками.

В основании горизонта залегают прослой пестрых глин с линзами песка, а в верхней части разреза обычно встречаются желваки кремня и прослой окремнелого известняка. Мощность горизонта в северном (Тихвинском) районе составляет 8—10 м, а в центральных и южных районах западного крыла Московской синеклизы она достигает 25 м. Следует указать, что некоторые геологи относят веневский горизонт к серпуховскому подъярсу (В. А. Котлуков), основываясь на литологическом сходстве пород с вышележащим тарусским горизонтом. Однако, согласно проведенным в последнее время исследованиям, в том числе по изучению фауны (В. М. Познер) из скважин, в южных районах синеклизы, и в частности в Зубдове и Старице, устанавливается принадлежность веневского горизонта к верхней части окского подъяруса.

Серпуховский подъярус. Серпуховский подъярус разделяется на два горизонта: тарусский и степевский.

Тарусский горизонт без перерыва ложится на веневский. Он сложен органогенно-обломочными тонкозернистыми серыми известняками, часто окремненными и доломитизированными. Мощность горизонта составляет 6 м на севере и увеличивается до 10 м в южных частях западного крыла Московской синеклизы.

Степевский горизонт представлен чередованием окремнелых серых и желтовато-серых доломитизированных известняков, разделенных прослоями карбонатных глин и глинистых доломитов. Мощность этих отложений более или менее постоянна и достигает 10—15 м.

Намюрский ярус

Нижнюю часть намюрского яруса составляет протвинский горизонт, венчающий отложения нижнего карбона в Московской синеклизе. Сложен горизонт светлыми сахаровидными известняками, чередующимися с пестроцветными глинами и песчаниками. Известняки доломитизированы в нижней части

разреза. Мощность горизонта достигает 20—25 м. Протвинские известняки сильно размыты в контакте с вышележащими верейскими, а также башкирскими отложениями, потому что между ними имеется крупный региональный перерыв в осадконакоплении, соответствующий верхнеамурской и нижнебашкирской эпохам, когда на Русской платформе существовали континентальные условия, сопровождавшиеся только эрозией.

Среднекаменноугольные отложения

В разрезе среднего карбона выделяются два яруса — башкирский и московский. Башкирский ярус в его верхней части развит только в районе Пестово, где он и установлен. В московском ярусе выделяются верейский, каширский, подольский и мячковский горизонты. Общая мощность среднекаменноугольных отложений, по данным скважин, пробуренных вдоль западного склона Московской синеклизы, колеблется в пределах 130 м (на севере) до 110 м в южной ее части на площади развития этих отложений.

Башкирский ярус, установленный на северо-западном крыле Московской синеклизы в районе Пестово, представлен здесь только верхней частью. Площадь его распространения еще не установлена, но можно предполагать, что он развит восточнее Пестово по всей территории северной части Московской синеклизы. Отложения этого возраста представлены белыми, серыми и розоватыми плотными окремнелыми кавернозными известняками с глинистыми карбонатными пропластками.

Характерными видами, послужившими для отнесения этих отложений к башкирскому ярусу, являются: *Pseudostaffella antiqua* (D u t.) и *Eostaffella acuta* G r o z d. et L e b.

Мощность верхней части башкирского яруса только в районе г. Пестово колеблется в пределах от 5 до 25 м. Это объясняется тем, что его отложения ложатся с перерывом на нижнекаменноугольные отложения и также с перерывом покрываются верейским горизонтом; поэтому вскрытая скважинами его мощность не может считаться полной, так как отложения его подвергались размыву перед наступлением времени верейского осадконакопления.

Верейский горизонт сложен в нижней части песками с прослоями глин, которые на большей площади их развития залегают на размытой и закарстованной поверхности нижнекаменноугольных известняков. На меньшей площади северо-западного крыла синеклизы они лежат в районе Пестово также с перерывом на верхнебашкирских отложениях. В вышележающих красноцветных глинах часто фиксируются выдерживающиеся на большом протяжении прослой доломитизированных известняков, являющихся хорошими маркирующими реперами при картировочных работах. Общая мощность верейского горизонта достигает 40 м. На севере она сокращается до 3—20 м.

Каширский горизонт представлен светло-серыми, желтоватыми и розоватыми известняками и мергелями, часто доломитовыми и окремнелыми, суммарная мощность которых на юге превышает 40 м и сокращается на севере до 20 м (Максатиха и Тешемля). В южных разрезах (Зубцов и Ржев) граница между верейским и каширским горизонтами проводится по появлению в разрезе конгломератовидного глинистого доломита. Четкая граница раздела этих горизонтов является надежной маркирующей поверхностью.

По литологическому составу и фауне в каширском горизонте (В. М. Познер) выделяют нижнюю пачку слоев — ржевские и верхнюю — холохольнинские.

Подольский горизонт сложен преимущественно органогенными криноидными водорослевыми и фораминиферовыми известняками белого и светло-желтого цвета. В нижней части толщи встречаются мергели и глины.

Верхняя и нижняя границы этой свиты ввиду их нечеткости проводятся условно. Обычно нижние слои горизонта выделяются наличием тонкослойных доломитизированных известняков, выше которых лежит характерный прослой красно-розовых глин с известняковой галькой.

В северной части территории, в Максатихе и Тешемле, мощность подольских слоев достигает 40 м. В южном направлении она незначительно сокращается, но не достигает величин меньше 30 м в Ржевско-Старицком Поволжье.

Мячковский горизонт представлен известняками с обильной фауной. В северной части территории (Максатиха) среди известняков встречаются прослой карбонатных глин и доломитизированных известняков. Мощность горизонта 40 м. В южном направлении его мощность сокращается до 20 м, главным образом, за счет выпадения из разреза глин и доломитовых разностей.

Верхнекаменноугольные отложения

Верхнекаменноугольные отложения распространены только в крайней восточной части рассматриваемой нами территории. Западная граница их распространения окаймляет Пестово-Максатихское поднятие с юга и с севера, где они заходят далее на запад и отступают восточнее в районе Мологи.

От нижележащих слоев эти отложения отделяются прослоем пестрых карбонатных глин среди известняков. Их разрез делится на касимовский и гжельский ярусы, соответствующие: первый — тегулифериновому горизонту, а второй — омфалотроховому. Каждый из них делится еще на три зоны по фораминиферам. Венчаются отложения верхнего карбона псевдофузулиновым горизонтом. По данным бурения в районе гг. Калинина и Лихославля, тегулифериновый горизонт, или касимовский ярус, достигает мощности в 40 м и сложен известняками с прослоями глин, иногда слабопестроцветных. Полная мощность верхнего карбона установлена по скважинам, расположенным восточнее рассматриваемой нами площади. Так, в Вологде она имеет 68 м, а в Коноше — 64 м.

Увеличение мощности верхнекаменноугольных отложений имеет место в более глубоких восточных частях Московской синеклизы. На ее северо-западном крыле, где отложения выклиниваются вблизи границы их распространения, тектоническая подвижность сказалась более сильно и ближе к осложненному рельефу склона Балтийского щита, вместе со сменой фаций уменьшается и мощность верхнего карбона.

ПЕРМСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Пермские отложения развиты на северо-западе Русской платформы в двух изолированных друг от друга областях, на западе в Польско-Литовской и на востоке в Московской синеклизах, которые разделены между собой приподнятой частью Русской платформы, на ее западном крае. Этот барьер, изолировавший пермские морские бассейны запада и востока, протягивался от Балтийской антеклизы к Белорусско-Литовскому выступу фундамента, занимая и Латвийский прогиб. В течение всех периодов, начиная с карбона и до четвертичного, он оставался сушей. В каменноугольном пе-

риоде с северо-запада к этому барьеру причленялась площадь Балтийского щита, в связи с чем Польско-Литовская синеклиза также входила в этот континент.

В Московской синеклизе, на ее северо-западном крыле без перерыва на верхнекаменноугольных отложениях, залегают известняки сакмарского яруса нижней перми или швагеринового горизонта, появляющиеся восточнее полосы развития на поверхности отложений верхнего карбона по падению слоев к востоку. В северной части Московской синеклизы от г. Череповца и до г. Кириллова и Белозерска появляются артинские отложения, также без перерыва лежащие на швагериновом горизонте. В южной части синеклизы они не развиты и только на ее восточном крыле — на Окско-Цнинском вале артинские отложения в небольшой мощности, до 20 м, выделены под названием пусто-девятинских слоев. Точные мощности сакмарского и артинского ярусов в Московской синеклизе не установлены, ввиду недостаточности имеющегося материала.

Судя по скважинам в г. Вологде и Кононе на северо-западе синеклизы, мощность швагеринового горизонта порядка 30—40 м, а артинского яруса — около 100 м в северной ее части и до 20 м в южной. Несмотря на огипсованность карбонатных пород сакмарского и артинского ярусов на площади Московской синеклизы, нет основания в ней выделять слои, соответствующие гипсово-доломитовым фациям кунгура, развитым на меньшей площади севера Русской платформы, чем их подстилающие артинские отложения.

К кунгурскому ярусу в Московской синеклизе относятся только континентальные отложения, преимущественно красноцветов уфимской свиты,¹ которые прослеживаются на юг по простиранию их выходов на поверхность с севера платформы. В районе г. Белозерска уфимские красноцветы установлены лежащими на верхнем карбоне в виде останцов, сохранившихся от размыва. В районе г. Кириллова уфимские красноцветы лежат на швагериновом горизонте, причём имеют мощность порядка нескольких метров. Также южнее, в Пестовском районе, уфимские отложения незначительной мощности залегают на среднем карбоне. В районе Максатихи мощность их увеличивается до 30—40 м, а затем южнее уменьшается до нескольких метров.

Следует также указать, что на восточном краю Московской синеклизы, на Окско-Цнинском вале уфимские отложения отсутствуют, их нет также в Любиме и в Вологде, но они появляются севернее Вологды в д. Семенково, где достигают 5 м. Южнее широтного участка течения р. Шексны у г. Череповца или в северной части Рыбинского водохранилища уфимские отложения перекрываются непосредственно породами татарского яруса, так как здесь отложения казанского яруса выклиниваются. Еще южнее на уфимские отложения ложатся пестроцветы ветлужского яруса нижнего триаса, появляющиеся у с. Мякса на восточном берегу Рыбинского водохранилища и распространяющиеся далеко на юг до г. Кашина на Волге.

Верхнепермские отложения, начинающиеся на Русской платформе с трансгрессивно залегающих морских отложений казанского яруса и покрывающие их татарские отложения, описаны в предыдущем очерке, посвященном территории севера платформы, где и даны последние данные, полученные при бурении скважин в Вологодском районе.

В Польско-Литовской синеклизе развиты только морские и лагунные отложения, синхроничные, главным образом, казанскому ярусу, но образо-

¹ По решению пермской конференции (1950 г.) уфимская свита условно отнесена к верхней перми.

вавшиеся вне связи с трансгрессией казанского моря на Русскую платформу, происходившей с севера. Образование морских, а затем лагунных отложений верхней перми в Прибалтике связано с трансгрессией пехштейнового морского бассейна в Западной Европе, проникшей на западный край Русской платформы в Польско-Литовскую синеклизу. Анализ фауны верхнепермских отложений из кернов буровых скважин показал [Е. М. Люткевич, Д. Л. Степанов, В. П. Трizza, 1953], что, возможно, трансгрессия моря на территорию Советской Прибалтики началась с конца кунгурского века, и существование здесь моря продолжалось, по-видимому, весь казанский век.

Залегание верхнепермских отложений, в основном часто с конгломератами, на разновозрастных слоях девона, а в южной части Калининградской области, вероятно, и на силуре, указывает на трансгрессию моря, происходившую с запада и занимавшую площадь сильно эродированную с расчлененным рельефом. Распространение пермских отложений в Польско-Литовской синеклизе ограничивается их отсутствием на востоке и юге синеклизы, в скважинах гг. Друскининкая и Пиша, где на кристаллических породах в первой лежат континентальные отложения ветлужского яруса нижнего триаса, а во второй — все три отдела триаса в морских фациях.

На востоке, по склону Белорусско-Литовского выступа фундамента, пермские отложения были вскрыты в гг. Пренае, Жежмаряе и Арёгале. При этом над карбонатной пачкой нижних слоев в г. Пренае были встречены ангидриты. Последние совершенно неизвестны в северной части Польско-Литовской синеклизы на площади выходов на поверхность известняков и доломитов верхней перми, т. е. в краевой зоне ее распространения. Нахождение толщи ангидритов в Таураге, в Советске, а в Калининграде среди них и каменной соли указывает на постепенное сокращение морского бассейна и его распад на ряд лагун, из которых в южной происходило и соле-накопление.

Мощность известняков и доломитов, выходящих на поверхность в северной части Польско-Литовской синеклизы, достигает 20—30 м и увеличивается по падению слоев до 40 м в районе г. Папиле. На востоке разрез отложений и их мощность меняется. В г. Арёгале они имеют 60 м, а в г. Жежмаряе — 50 м.

В основании этих разрезов лежат черные песчанистые глины с мелкими гальками из черного кремня и с серным колчеданом, покрываемые органическими известняками, часто мпанковыми. Интересно отметить, что аналогичные породы в нижней части разреза, но в меньших мощностях встречены в г. Пренае, где толщина известняков с темноцветными песчаниками в основании имеет 11,5 м, а вышележащие ангидриты — 65,5 м. В г. Советске мощность ангидритов составляет 40 м, их подстилающих известняков 4 м, а лежащих в основании песчано-глинистых пород — 1 м. В г. Таураге толщина ангидритов достигает 70 м, а их подстилающих мпанковых известняков 6—7 м, в основании которых лежит небольшой слой мелкогалечного конгломерата из черного кремня.

В Калининградской опорной скважине отложения перми встречены почти на 500 м глубже, чем в г. Советске и на 600 м глубже, чем в г. Таураге, что связано с послепермскими дифференцированными тектоническими движениями в Польско-Литовской синеклизе. На движения опускания, имевшие место в казанском веке на юге впадины, указывает наличие 170 м толщи каменной соли, вскрытой под 60-метровой пачкой ангидритов в Южнокалининградской скважине. Соль подстилают снова ангидриты мощностью около 65 м, ниже которых карбонатные отложения казанского яруса мощ-

ностью 15—20 м лежат на 18-метровой пачке пестроцветов девона, покрывающих отложения силура.

Таким образом, на основании пробуренных глубоких скважин в Польско-Литовской синеклизе выяснилось, что пермские отложения, развитые в ней, принадлежат казанскому ярусу. Только залегающие в основании разреза небольшой мощности слои могут быть сопоставлены с кунгуром, по данным изучения брахиопод. Это указывает на одновременность начала трансгрессии казанского моря на Русскую платформу и ингрессии пермского моря в Польско-Литовскую синеклизу. После максимального распространения казанского моря в Прибалтике, оно сократилось по площади и отступило к юго-западу, когда начала отлагаться толща ангидритов. В южной части впадины образование последних в одной из лагун сопровождалось накоплением мощной соли, что, вероятно, надо связывать с отдельными локальными опусканиями на общем фоне подъема всей Польско-Литовской синеклизы.

Так как карбонатные отложения на севере синеклизы, а в ее глубоких частях ангидриты, покрываются толщей красных глин и песков ветлужского яруса нижнего триаса, несущих в основании конгломераты из галек известняков и доломитов, то нет основания предполагать развитие здесь более молодых отложений верхнего отдела перми, чем казанский ярус. Регрессия казанского моря из Прибалтики, вероятно, закончилась к началу татарского века, когда на ее территории наступил континентальный режим, не сопровождавшийся осадконакоплением.

ТРИАСОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Отложения, относимые к ветлужскому ярусу нижнего триаса, залегающие между фаунистически охарактеризованными пермскими и юрскими породами так же, как и пермские, развиты только в Польско-Литовской и Московской синеклизах. В последней ветлужские отложения распространены южнее г. Череповца и Вологды и у с. Мякса, на восточном берегу Рыбинского водохранилища, где они были впервые установлены и фаунистически доказаны. Южнее Вологды они по падению слоев быстро увеличиваются в мощности, достигая в районе г. Пошехонье-Володарск более 100 м. У г. Вельегонска ветлужские отложения констатированы в ряде мелких скважин, откуда распространяются на юг к г. Кашину, подстилая всюду здесь юрские отложения, простирающиеся далее на восток в Волго-Костромской прогиб.

Ветлужский ярус сложен глинами и алевролитами красными и кирпично-красными с прослоями и линзами серых и зеленых известковистых песков и песчаников. Изредка в этой толще наблюдаются пропластки розовых мергелей, переходящих в рассеянный среди глин конкреционный известняк.

В Московской синеклизе отложения ветлужского яруса трансгрессивно залегают на разновозрастных подстилающих породах. Так, на западе площади распространения они лежат на уфимских красноцветах нижней перми, контакт с которыми устанавливается по ясно выраженному размыву с карманами. В районе восточного берега Рыбинского водохранилища они залегают на нижнеустынской и сухонской свитах татарского яруса, а восточнее в связи с погружением верхнепермских слоев — на северодвинской.

Мощность отложений ветлужского яруса в Московской синеклизе сильно варьирует в пределах десятков метров и достигает 100 м и более в районе г. Шербакова. Таким образом, нивелирующее значение отложений ветлуж-

ского яруса наиболее ярко выражено в Московской синеклизе и в ее крайних зонах, где нижнетриасовые отложения выклиниваются или совсем отсутствуют, как, например, на поднятиях, сформировавшихся в конце пермского периода. Их нет на Окско-Цнинском вале, на Любимском и Солигаличском поднятиях, так же как и в Московской синеклизе, севернее широты г. Череповца, приподнятой по сравнению с южнее расположенной в ней области развития ветлужских отложений.

Триасовые отложения в северной части Польско-Литовской синеклизы распространены на меньшей площади, чем подстилающие их пермские осадки. На юго-востоке и юге, судя по залеганию триаса, на кристаллических породах в Друскининкае и в Пише они перекрывают площадь развития пермских отложений. Триасовые отложения залегают в синеклизе на эродированной поверхности различных слоев перми. Только в северо-западной части впадины в районе г. Клайпеды и у северо-восточной границы их распространения (Ибуганяй) триасовые слои подстилаются верхнедевонскими отложениями. Залегающая на триасовых отложениях верхняя юра в северной части неполностью перекрывает красноцветы триаса. Значительная часть скважин (Паланга, Мажейкяй, Ибуганяй) вскрывает эти отложения непосредственно под четвертичным покровом; только южнее широты Пурмален — Пованденис уже все скважины фиксируют в кровле триаса юрские породы. Нижнетриасовые отложения ветлужского яруса здесь представлены пестроцветными глинами с прослоями мергелей, песчаников и песков. В этой толще спорадически встречаются *Estheria aequale* Lutk., *Darwinula* sp. чешуи ганоидных рыб и остатки харовых водорослей, что и послужило основанием для отнесения их к ветлужскому ярусу нижнего триаса по аналогичной фауне и флоре из одновозрастных отложений Русской платформы. Бурением у г. Мажейкяй установлено, что пестроцветы, принимавшиеся за каменноугольные, являются нижнетриасовыми, так как лежат на казанских известняках. Мощность триасовых отложений возрастает к югу и юго-западу по направлению к области наибольшего погружения Польско-Литовской синеклизы. В районе г. Папиле на севере площади распространения триаса его мощность достигает 60 м, в Шалтишках она около 70 м, в Пованденисе 90 м; в Пурмалене 130 м и в Советске 216 м.

Еще более увеличивается триас в Южнокаалининградской скважине, где его общая мощность достигает 422 м. Здесь наблюдаются три цикла осадконакопления с различной литологией. Так, в интервале глубин 734—756 м под красноцветными породами скважиной вскрыты сероцветные мергели, глины и алевролиты, местами окрашенные в блеклые розоватые, сиреневые и желтоватые цвета. Среди этих пород встречаются пропластки железистых оолитов, которые наблюдаются и глубже 876 м в толще подстилающих красноцветных пород. Такие же железистые оолиты были встречены в основании нижнего триаса в скважине Друскининкай. Среди сероцветных пород находятся мелкие чешуи ганоидных рыб и экземпляры *Estheria* n. sp., обладающие точечной или шагреневой скульптурой на раковине и резко отличающиеся по очертаниям раковины от характерных для ветлужского яруса нижнего триаса *Estheria gutta* Lutk. и *E. aequale* Lutk. Последняя встречена глубже, в интервале глубин 918—924 м среди красных глин, несомненно, принадлежащих ветлужскому ярусу нижнего триаса.

В связи с этими данными об изменении состава красноцветных пород, имеющих мощность 422 м, и появлением в их разрезе пропластков серых пород (22 м) возникает вопрос о разновозрастности этих отложений. Если нижняя толща красноцветов, несомненно, может относиться к нижнему триасу

и сопоставляться как с ветлужским ярусом, так и с пестрым песчаником, то средняя серая толща, возможно, соответствует раковинному известняку среднего триаса, а верхняя — кейперу. Такое предположение вполне вероятно, если допускать, что Польско-Литовская синеклиза также подверглась большому, хотя и кратковременному опусканию в среднем триасе, когда в ней отлагались сероцветные породы с пресноводной фауной филлопод и мелких рыб типа палеописцид. Этот вопрос, постановка которого уместна в связи с появившимися новыми данными, может быть разрешен только при дальнейшем изучении палеонтологического материала.

Из изложенного видно, что в триасовом периоде в Польско-Литовской синеклизе происходило, наряду с нивелированием созданного в пермском периоде рельефа, также и осложнение тектонического строения, что видно на примере большего опускания юго-западной части синеклизы.

ЮРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Юрские отложения имеют значительное развитие в пределах Польско-Литовской синеклизы. Они представлены, главным образом, только верхним отделом, причем средний отдел был более или менее достоверно зафиксирован только в южной части синеклизы в скважинах у г. Полесска.

В северной и восточной частях синеклизы считается, что распространен только верхний отдел юры. Следует отметить, что И. А. Далинкевичус [1937] относит к байосу и бату черные глины, лежащие в основании разреза юры в Папиле и подстилающие угленосные отложения келловея. Основанием к этому служит фауна аммонитов, пелеципод и гастропод, но определенная только до родовых названий, характеризующая предшествующую нижнему келловею трансгрессию юрского моря на север Польско-Литовской синеклизы.

Выходы на дневную поверхность верхнеюрских пород протягиваются узкой полосой от побережья Балтийского моря (район Пурмален) через Паванденис, Пакале и Шедува, откуда они поворачивают на юго-восток в сторону Каупаса, севернее и восточнее которого они скрываются под меловыми осадками. Отдельные обособленные выходы верхнеюрских пород известны и значительно севернее этой полосы по р. Венте и ее притокам, главным образом, в районах между Прекуле и Нигранда и между Папиле и Шаулай. Так как крайняя северная граница этих выходов не переходит широту Прекуле — Папиле, может быть сделан вывод о том, что осадки юры на севере не распространялись за пределы развития пермских отложений.

Восточная граница распространения юры значительно перекрывает площадь развития перми. Она проходит восточнее 24° в. д. и здесь изолированные участки юрских пород залегают на девонских слоях.

В юго-западном направлении юрские породы погружаются под меловые отложения и вскрываются скважинами на значительных глубинах.

Как указывалось выше, породы средней юры вскрыты скважинами Полесска на 20,5 м и представлены глинистыми сланцами, местами переслаивающимися с лигнитом. В них имеются прослои песка зеленовато-серого, тошкзернистого, глауконитового с конкрециями фосфоритов. В Советске средняя юра залегает над красноцветами нижнего триаса и имеет мощность 28 м. Она представлена черными, черно-бурыми слюдистыми глинами с прослоями зеленовато-серых алевролитов, которые, вероятно, сопоставляются с глинами, содержащими морскую фауну байоса и бата, и ме-

стами сохранились в краевой зоне распространения юры в Польско-Литовской синеклизе. Верхняя юра имеет сплошное распространение на площади синеклизы и, хотя изучена она более подробно, чем подстилающие ее слои юры, но вопрос о наличии в ее разрезе нижнего келловея и кимериджа не решен окончательно.

Наиболее полно изученный разрез отложений верхней юры находится на р. Венте у г. Папиле, где в обрыве правого берега р. Венты обнажаются породы нижнего, среднего и верхнего келловея и нижнего оксфорда.

Нижним членом разреза являются перемежающиеся прослой серых и черных глин с серыми, желтыми и белыми песками. В этой толще имеются небольшие линзообразные залежи бурого угля и стяжения марказита. Возраст этих нижних слоев определяется как нижнекелловейский.

В Латвийской ССР в районе Нигранде мощность юры достигает 30 м, в Вадаксте она уменьшается до 18 м, а в Папиле имеет 10 м.

Определенно на существование нижнего келловея в морской фации, а не континентально-прибрежной указывает находка в валуне в районе Советска *Macrocephalites* sp. На основании ее можно считать, что распространение отложений этого времени захватывало площадь, лежащую севернее г. Советска, и только плохая обнаженность юры в синеклизе до настоящего времени не позволила точно установить существование в ней нижнего келловея. В разрезе скважины Советска вышележащие отложения мощностью 35 м соответствуют келловею. В средней их части лежат глины с пропластками мергелей, содержащих железистые (шамозитовые) оолиты. Этот оолит настолько характерен для среднего келловея по содержащейся в нем фауне, встреченной в других местах его развития, в частности в разрезе г. Папиле, что такое сопоставление наиболее вероятно.

Ориентировочно к среднему келловею в разрезе Советской скважины могут быть отнесены глины с пропластками оолитового мергеля 8,5 м мощности. Встреченные в этом интервале фораминиферы, по которым эта пачка отнесена к верхнему келловею, происходят только из ее верхних слоев, лежащих над оолитовыми, как это имеет место в других разрезах синеклизы.

Отложения среднего келловея в типичном местонахождении у г. Папиле сложены песками и песчаниками серыми и желтыми, содержащими известково-глинистые конкреции с мелкими железистыми оолитами. В верхней части этой пачки появляются песчанистые известняки. Мощность их здесь 7 м. Типичной фауной являются: *Cosmoceras jason* (Rein.) и *C. castor* (Rein.)

Вышезалегающие черные слюдястые местами мергелистые глины, с конкрециями и линзами серого оолитового известковистого песчаника содержат фауну верхнего келловея: *Quenstedticeras lamberti* (Sow.) и *Q. mariaae* Orb.. Их мощность до 5 м.

Залегающие выше в разрезе у г. Папиле черные глины, а также темно-серые и коричневые песчаники с железистыми оолитами содержат нижнеоксфордскую фауну с *Cardioceras cordatum* (Sow.) и другими характерными видами.

В скважине Советска нижнеоксфордские отложения представлены алевролитами темно-серого цвета мощностью 40 м с обильной микро- и макрофауной. Верхнеоксфордские отложения, мощностью 30 м, представлены темно-серыми алевролитами с прослоями черных глин с обильной фауной, среди которой встречены характерные для верхнего оксфорда *Cardioceras alternans* Bush.

В южных районах Польско-Литовской синеклизы развиты верхнеоксфордские слои, вскрытые в разрезе скважины Советска. Однако в северной части синеклизы они, как и слои кимериджа, отсутствуют, что связано с постепенным отступлением юрского моря к юго-западу.

В южных районах Польско-Литовской синеклизы встречены валуны глаукоцитового песчаника с кимериджской фауной, что указывает на развитие отложений этого яруса под четвертичными отложениями в пока еще не установленных районах. Вероятно, они прилегают к соседней с юга Польше, где в скважине г. Лидзбарк над карбонатными породами оксфорда вскрыты песчаники кимериджа, достигающие 61 м мощности.

Максимальное распространение в синеклизе имеют отложения нижнего келловоя, заходящие наиболее далеко на север и северо-восток.

МЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Меловые образования широко развиты в юго-западной части рассматриваемой нами территории, где они занимают всю внутреннюю часть Польско-Литовской синеклизы и ее восточный борт, откуда они распространяются в пределы Белорусско-Литовского подземного выступа кристаллического фундамента. Северная граница их распространения проходит севернее устья р. Немана — в районе г. Шилуте по направлению на Каунас — Вильнюс и Минск, восточнее которого она поворачивает на юг.

Кроме того, граница распространения меловых пород находится также внутри и южнее поля развития юрских отложений в синеклизе, занимая меньшее пространство. Меловые отложения залегают здесь на размытой поверхности верхней юры. В восточной части площади развития меловых отложений они далеко уходят на восток, перекрывая подстилающие их отложения юры, триаса и перми и залегают в контакте с девоном.

Меловая система в Польско-Литовской синеклизе представлена верхним и нижним отделами. Нижний отдел меловой системы известен только в отложениях его верхней части, принадлежащей альбскому ярусу.

В Советской скважине альбские отложения представлены зеленовато-серыми песчаниками с пропластками глин черного цвета. Среди них встречен один прослой песчаника с фосфоритным цементом. Для Литвы установлено, что, кроме второго фосфоритного слоя, имеется еще один базальный конгломератовый фосфоритный горизонт. Мощность альба в Советске достигает 18 м.

Возраст этих пород доказывается редкими фораминиферами альбского возраста и отсутствием органических остатков, указывающих на сеноманский возраст. Верхний отдел меловой системы на рассматриваемой нами площади представлен всеми ярусами, исключая датский.

Сеноман лежит без перерыва на альбском ярусе и представлен глаукоцитовыми песками и песчаниками с пропластками песчаных темно-серых глин. Мощность их в Советске 16 м. К этим отложениям приурочен фосфоритный горизонт, установленный в Литве. Возраст этой пачки слоев в разрезе Советской скважины устанавливается по ее стратиграфическому положению под туро-коньякскими фаунистически охарактеризованными отложениями и по сопоставлению с сеноманскими отложениями Литвы, содержащими преимущественно фауну пелеципод.

Благодаря обработке материала, полученного из Советской опорной скважины, устанавливается следующее стратиграфическое расчленение вышележащих меловых отложений.

Турон и коньяк выделены, как нерасчлененные ярусы мощностью 29 м. Сложен этот интервал разреза глинами темно-серого и зеленовато-серого цветов с пропластками песчаников и алевролитов. Наблюдаются в разрезе песчаники с фосфоритным цементом, что позволяет их сопоставлять с туронскими фосфоритными горизонтами Литвы. На основании определения фауны фораминифер В. П. Василенко, устанавливается принадлежность нижней части выделенного в турон-коньяк разреза к турону, а верхней его части — к турон-коньяку из-за содержания в ней фауны фораминифер смешанного характера этих возрастов.

Сантонские отложения общей мощностью в 22 м расчленены на нижний сантон мощностью в 15 м и верхний сантон мощностью 6 м.

Разрез нижнего сантона сложен глауконитовыми песчаниками с прослоем белых глинисто-меловых мергелей. Фауна фораминифер в этих породах указывает на их принадлежность нижнему сантону. Верхний сантон сложен также глауконитовыми песчаниками, но с прослоями серых глин. В его толще содержится обильная фауна фораминифер, позволившая В. П. Василенко уверенно отнести эти отложения к верхнему сантону.

Кампанские отложения представлены чередованием слоев глауконитовых песчаников с меловыми мергелями, содержащими обильную фауну фораминифер, определяющих их возраст. Мощность кампанского яруса в разрезе Советска 35 м.

Отложения маастрихта в Советске отсутствуют так же, как и датского яруса. Маастрихт установлен к северу от Гродно и в районе Каунаса, т. е. в краевой восточной области распространения верхнего мела, куда в этой части западного края Русской платформы переместилась трансгрессия моря в конце верхнемеловой эпохи. Здесь они представлены песчаником мелом и мергелями глауконитовыми с фосфоритами, содержащими *Belemnitella lanceolata* Schlot h. и другую характерную фауну маастрихта: мощность этого яруса достигает 20 м.

Так как на большей части территории мел подвергся размыву и был частично уничтожен ледником, то вскрытые в скважинах мощности его не отражают действительного развития отложений на площади впадины. Несмотря на это, распределение мощностей позволяет все-таки дать приближенную картину более интенсивно опускавшихся участков синеклизы. Так, вскрытые большие толщи мела в Лидзбарке — 347 м, в Калининграде — 205 м, в Полесске — 313 м и в Друскининкае — 201 м, приурочены к южной части Польско-Литовской синеклизы, где общее погружение только по мезозою достигает 450 м (при сопоставлении глубин залегания кровли перми в Советской — 537 м и Южнокалининградской — 989 м скважинах).

Также почти полная мощность мела, но значительно меньшая установлена в Советске — 120 м; в Вилькишкяе — 112 м; в Пильвиншкяе — 104 м; в Сейряе — 141 м и в Купишкисе — 103 м. Эти мощности в два раза меньше мощностей мела на юге синеклизы, так как они все приурочены к расположенной северной территории Литвы. Таким образом, начавшееся в перми опускание южной части синеклизы, хотя и с перерывами, но всякий раз при общем опускании было интенсивнее, чем на прилегающей с севера территории, что не только продолжалось весь мезозой, но также проявлялось на самом юге синеклизы и в олигоцене в пограничных районах с Польшей, где широко развиты отложения этого яруса.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Приведенный выше стратиграфический обзор дает возможность выяснить главные моменты геологической истории развития территории северо-западных областей Русской платформы. Наиболее существенным и представляющим практический интерес является изменение распространения на площади и во времени отложений палеозоя.

Самые древние осадочные отложения сохранились на южном склоне Балтийского щита — на Карельском перешейке, на северо-западном крыле Московской синеклизы и в районе г. Орши. Здесь развиты отложения эокембрия, выделенные как аналоги сердобского комплекса, установленного в Рязано-Саратовском прогибе. С временем начала палеозоя, но до образования гдовских слоев связаны проявления вулканизма в виде жил гранита, пронизывающих отложения сердобского комплекса, наблюдавшихся в Оршанской скважине и в скважинах на р. Вуоксе.

К этому же времени проявления вулканизма относится и образование толщ туффилов, обнаруженных в Крестецких скважинах. К этим же отложениям и рвущим их жилам гранита приурочены пропластки и пакки кварцито-песчаников малинового цвета, типа шокшинских и овручских. Обе зоны своим происхождением обязаны метаморфизму. Сохранение отложений сердобского комплекса эокембрия, судя по скважинам в Крестцах и в Орше, стало возможным благодаря их залеганию в существовавших в то время впадинах рельефа кристаллических пород. Также следует допустить и глубокое залегание их в то время на южном склоне Балтийского щита, в связи с чем и проявилась деятельность кислой магмы в виде жил гранита.

О более древнем возрасте сердобского комплекса, чем валдайского на территории Прибалтики свидетельствует нахождение конгломератов в основании последнего в скважине, севернее р. Вуоксы. Их гальки состоят не только из малиновых кварцито-песчаников, но и из доломитов, характеризующих разрез сердобского комплекса на Карельском перешейке, так же как и в Рязано-Саратовском прогибе.

Эти данные позволяют относить к сердобскому комплексу эокембрия так называемые образования русского ютпия, в том числе шокшинские кварцито-песчаники.

На всей остальной территории, кроме указанных впадин, эти отложения отсутствуют или еще не установлены, так что образование перекрывающих их гдовских и ляминаритовых слоев осуществлялось на значительно большей площади платформы. Интересной деталью их распространения является то, что они так же, как и им синхроничные и аналогичные образования спаргамитовой формации Скандинавии, занимают изолированные друг от друга области. Так, на западе Прибалтики на юго-восточном склоне Польско-Литовской синеклизы они встречены в Вильнюсе и Плявинясе, но отсутствуют в Советске. Отсутствуют они и на Токмовском своде и на Котельничском выступе, которые отделяют восточную Приуральскую область их распространения от Центральной и Прибалтийской.

Самым интересным является то, что эокембрийские отложения установлены теперь вдоль восточного склона Балтийского щита, от Коноши до Архангельска включительно, откуда они продолжают уже в выходах на поверхность вдоль Зимнего берега Белого моря. Таким образом, так же как и в Скандинавии, на Русской платформе устанавливается переход эокембрийских образований к северу в геосинклинальные. На Балтийском щите

спарагмит переходит в геосинклинальные гиперборейские образования Варангер-фиорда, а на Русской платформе валдайский комплекс переходит по простиранию в геосинклинальные образования метаморфических сланцев Канино-Тиманского сооружения. То же имеет место и для нижнекембрийских отложений, переходящих, как и зокембрийские, из маломощных платформенных образований в геосинклинальные Канино-Тиманского древнего каледонского сооружения. Такое положение должно быть и на севере Русской платформы, так как между зокембрием и кембрием нет перерыва в геосинклинальных образованиях в Варангер-фиорде, на Медвежьем острове, на Шпицбергене и в Гренландии в формациях этого возраста.

В краевых зонах распространения зокембрия и нижнего кембрия на Русской платформе последний имеет то трансгрессивное, то регрессивное залегание. Так, юг, юго-восток и восток Балтийского щита окаймляют отложения зокембрия, за которыми на том или ином расстоянии следует нижний кембрий, их не перекрывая и характеризуя этим регрессию моря и подъем щита. Но на западе Прибалтики нижний кембрий заходит за западную границу распространения гдовских слоев, покрывая всю Эстонию, Латвию и восточный склон Белорусско-Литовского выступа, но не распространяется в центральную часть Польско-Литовской синеклизы, продолжавшую оставаться областью поднятия и сноса также и в нижнем кембрии, как и в зокембрии.

Совсем иное распределение имеют средне- и верхнекембрийские отложения на северо-западе Русской платформы. Прежде всего, они не распространяются значительно севернее Вологды, отсутствуя уже в Коноше. В Прибалтике их современное распространение к северу ограничивается линией глинта, севернее которого вряд ли они заходили далеко. На юге Прибалтики, на Белорусско-Литовском выступе средне- и верхнекембрийские отложения, так же как и нижнекембрийские, занимают регрессивное положение; присутствуя в Невеле и Городке, эти отложения отсутствуют южнее, в Орше, а находясь в Вильнюсе, они исчезают в направлении к Минску. Но на запад они распространяются далеко, занимая всю Польско-Литовскую синеклизу (фиг. 4 и 5).

Тенденция поднятия Балтийского щита и Белорусско-Литовского выступа, наметившаяся в нижнем кембрии совместно с начавшимся опусканием на западе Прибалтики, продолжалась более интенсивно в среднем и верхнем кембрии, когда почти повсеместно на этой территории образовывались пески и редко глины, свидетельствующие о большом процессе смыва и переотложения осадков, слагавших берега морского бассейна этих эпох. Эта перестройка тектонического плана Русской платформы, связанная с поднятием всей ее северной части, не могла не быть во взаимосвязи с проявлением салаирской фазы каледонского тектогенеза, смявшей в складки отложения зокембрия и нижнего кембрия и создавшей горное Канино-Тиманское сооружение, обрамлявшее на северо-востоке Русскую платформу.

Нам известно, что в среднем и верхнем кембрии, к северу от Вологды и Пестово, существовало препятствие распространению моря этих эпох к северу из Московской синеклизы на восточный склон Балтийского щита и север платформы. Это, по-видимому, была гряда Карелид, продолжающаяся к юго-востоку с северного берега Онежского озера.

Существовала ли она, как выраженное в рельефе сооружение в зокембрии или нижнем кембрии — пока сказать трудно, так как для этого еще мало фактов. Но следует обратить внимание на два обстоятельства, подтверждаю-

щие ее существование. Отложения покшпинских кварцито-песчаников развиты только на западном берегу Онежского озера и возможно принадлежат сердобскому комплексу эокембрия, судя по приведенному выше материалу о вулканизме и метаморфизме, связанных с сердобским комплексом. На восточной стороне полосы Карелид отложения этого комплекса или «иотния» нигде не зафиксированы, ни в Коноше, ни на склоне Ветреного пояса, ни далее к северу. Следовательно, эта область, простирающаяся от Онежского озера к северо-востоку, была приподнятой по отношению к Прибалтике в начале эокембрия.

Косвенно на существование полосы Карелид, как возвышающегося берегового сооружения в нижнем кембрии, указывает нахождение в синих глинах асфальтитов, хотя только в двух случаях: в порту Кунда и в Таллине (первая находка сделана в 1892 г. и описана В. Доссом, вторая — в 1905 г. Н. Ф. Погребовым). Этот асфальтит как окисленный битум мог быть принесен только из шунгитовых сланцев, бывших в кембрийском периоде обычными битуминозными породами, не метаморфизованными до современного их состояния. В ордовике, в слоях аренига, таких галек находится очень много и их принос в виде окисленных битумов наиболее вероятен из пород, впоследствии ставших шунгитами.

Полоса Карелид препятствовала распространению моря ордовика из Московской синеклизы на север, так как его отложения, установленные в Пестово, Вологде и Любиме, отсутствуют в Коноше и Солигаличе. Интересен факт установления тремадокеких отложений в Пестовской опорной скважине, без перерыва покрываемых глауконитовыми слоями аренига. Это указывает на то, что тремадокекий бассейн, непрерывно следовавший за верхнекембрийским образованием оболочных песков, существовал только в узкой зоне по южному склону Балтийского щита и на севере Московской синеклизы, но соединялся со Скандинавским тремадокеким морским бассейном, так как имел с ним одинаковые фациальные условия и фауну граптолитов, судя по сохранившимся отложениям диктионемовых сланцев, развитых вдоль глинта, граптолитовых глин Пестово и граптолитовых сланцев Скандинавии.

Как далеко к югу в Московской синеклизе распространяются отложения ордовика, в настоящее время сказать трудно из-за небольшого количества точек, вскрывших полный разрез нижнего палеозоя. Поскольку ордовик отсутствует в Редкино, есть основание предполагать его выклинивание где-то южнее Вышнего Волочка. На восточном склоне Белорусско-Литовского выступа ордовик отсутствует в Невеле, севернее, которого проходит граница его распространения, тогда как весь северный склон этого выступа, так же как и склон к Польско-Литовской синеклизе, покрывался морем ордовика. Только в последней его мощность значительно сокращается, всего до нескольких десятков метров и, видимо, ордовик в южной части синеклизы выклинивается.

Таким образом, по сравнению с верхним кембрием, морской бассейн тремадока сократился до узкой зоны, проходившей вдоль южного склона Балтийского щита и захватывающей север Московской синеклизы у простиравшейся к юго-востоку полосы Карелид. Наоборот, в аренигский и лландейльский века море занимало площадь в наиболее широких своих границах, на юге, востоке и западе, куда оно начинает отступать уже с середины лландейльского века, после отложения кукерских слоев. В карадоке это отступление моря происходит и от северной границы его развития, судя по распространению везенбергских известняков.

В последующее локновское время море уходит на запад за меридиан Чудского озера. На общем фоне постепенного сокращения морского бассейна ордовика и его отступления на запад, все пульсации земной коры на территории северо-запада Русской платформы наиболее ярко отразились на Локновском поднятии. Оно существовало как поднятие и остров, то уменьшавшееся, то увеличивавшееся по размерам, начиная с эокембрия до конца кембрийского периода. Отсутствие в центральной части Локновского выступа обычной для Прибалтики 300-метровой мощности отложений ордовика указывает не на смыв их с этой небольшой площади, как это допускалось некоторыми, а наоборот, дает основание рассматривать Локновское поднятие как остров в ордовикском море, на берегах которого должны быть прибрежные фации и выклинивание слоев (фиг. 2).

Это и подтвердили буровые скважины, установившие уменьшение мощностей отложений по направлению от склонов к своду поднятия и наличие песчаных, детритусовых и красноцветных глинистых фаций, которые переходят вниз по падению в карбонатные отложения. В силуре Локновский выступ продолжал существовать, как вдающийся на запад полуостров после регрессии ордовикского моря.

В силуре отложения наибольшей мощности развиты в Польско-Литовской синеклизе; они распространяются к югу и юго-западу дальше, чем осадки ордовика. Наоборот, в северной Прибалтике силурийские отложения распространены на меньшей площади, чем ордовик, что характеризует дальнейшее поднятие Балтийского щита и прилегающей к нему с юга площади Балтийской антеклизы. Метаморфизованные битумы, встречающиеся по трещинам или в виде включений среди известняков силура, распространены только севернее Латвийского прогиба. Эта их приуроченность может быть связана с тем, что только здесь, в породах силура, известно оруденение, типичного гидротермального типа, представленное пиритом, халькопиритом, сфалеритом и галенитом.

Таким образом, метаморфизм битумов силура, возможно, связан с влиянием на них высокой температуры гидротермальных растворов, в свою очередь, вызванных глубинной интрузией кислой магмы, внедрившейся до контакта с осадочными породами после или в конце силурийского периода. Такое явление метаморфизма и гидротермальной деятельности отсутствует южнее, в Латвийском прогибе, на северных склонах Белорусско-Литовского выступа и в Польско-Литовской синеклизе. Здесь встречены полужидкие битумы в виде включений в пустотах и слабой пропитки пористых пород. Особенно сильно битуминозны нижние слои лландоверского яруса, содержащие пропластки черного граптолитового горячего сланца.

Перерыв в осадконакоплении от конца силура до жарветского века на всей почти площади Русской платформы был более длинным, чем на ее западном крае. Здесь нижнедевонские отложения известны на западном склоне Подольского щита, а после бурения Советской опорной скважины установлены и в центральной части Польско-Литовской синеклизы, но пока в одной точке (фиг. 3). Полное отсутствие девона на юге этой синеклизы в Южно-Калининградской скважине показывает, что отложения нижнего девона имеют локальный характер распространения. Кроме того, они являются континентальными и поэтому образовались благодаря сносу терригенного материала во впадины рельефа синеклизы.

Развитие пярнуских слоев только на территории Прибалтики, лежащей к западу от меридиана Чудского озера, при наибольшей их мощности в Польско-Литовской синеклизе, указывает на то, что процесс опускания

территории в среднем девоне был близок к тому, который происходил в силуре, так как именно та же территория, занятая морем силура, оказалась, в первую очередь под уровнем моря в начале осадконакопления в живетский век.

В наровское время Прибалтика была под водами бассейна, занимавшего значительную часть Русской платформы, но максимум опускания последней приходится на конец живетского и начало франского веков, когда произошли излияния основных эффузивов и внедрения габбро и диабазов, главным образом, в красных сооружениях платформы. К ним относятся, по-видимому, диабазы, рвущие шокшинские кварцито-песчаники. Неверно считать эти кварцито-песчаники «иотийскими», как это делают несмотря на то, что они рвут «иотий». Диабазы, вскрытые крестецкими скважинами, рвущие эокембрийские отложения, так же, вероятнее всего, являются девонскими, как и покров базальтов и sillы диабазов, встреченные в Солигаличе и как приуроченные к этому времени интрузии диабазов и покровы базальтов на Тимане и п-ове Канин.

С временем проявления вулканических извержений девонского периода в Прибалтике связан континентальный перерыв в осадконакоплении, охватывающий площадь Балтийской антеклизы и других положительных структур на западном крае Русской платформы. К нему приурочены находки крупных кремневых остатков флоры, следы пустынного выветривания и размыв нижележащих слоев. Здесь, по сути дела, и должна проводиться граница лужских и ордежских слоев или живетского и франского ярусов, так как осадконакопление ордежских и поденетогорских слоев уже характеризует новое опускание территории Прибалтики. Но следует отметить, что этот перерыв не установлен в Московской синеклизе и, может быть, его не было в Латвийском прогибе и Польско-Литовской синеклизе, которые продолжали опускаться, что вызвало разломы по северо-западному крылу Московской синеклизы и сделало возможным внедрение по ним основной магмы в виде даек диабазов, обнаруженных Крестецкими скважинами.

Интересно отметить, что находки мелких кусочков закированных песков в поденетогорских слоях, в районе Изборска, связаны с размывом неизвестных песчаных битуминозных отложений, возможно, силура на территории Прибалтики, которые выходили на поверхность при поднятии западного края Русской платформы в конце живетского и в начале франского веков.

После семилукского времени и отложения в Прибалтике бурегских слоев, наступило вновь разобщение западного и восточного бассейнов девонского моря. Снежские и надснежские слои на востоке, на западе в Латвии огрская свита и в Литве памушские слои отлагались изолированно друг от друга, когда в конце франского века начала образовываться верхняя красноватая толща. Площади ее распространения оказались изолированными друг от друга поднятием Балтийской антеклизы, Латвийского прогиба и Белорусско-Литовского выступа, откуда происходил свое терригенного материала на запад и восток. Нахождение более чем 300-метровой толщи красноватых на северо-западном крыле Московской синеклизы связано с этим смывом терригенного материала с западного края Русской платформы, и с Балтийского щита в прибрежную и мобильную зону, продолжавшую опускаться весь фамский век, куда с юго-востока изредка проникали более глубоководные фации накопления карбонатных пород, наблюдаемые в разрезе в виде выклинивающихся к западу пропластков известняков с морской фауной.

Локновское поднятие, играющее крупную роль в тектонических движениях нижнего палеозоя и силура и в изменении фаций и мощностей вокруг него, в девоне погрузилось и было перекрыто уже во время живетской трансгрессии моря отложениями наровских слоев. Пярнуские слои на них с западной стороны выклиниваются так же, как и вдоль оси Балтийской антеклизы. Слабая выраженность в верхнедевонских отложениях Локновского поднятия, вероятно, должна связываться с последевонскими герцинскими движениями на платформе, преимущественно вызванными блоковыми передвижками фундамента.

Пологие структуры на западном крыле Московской синеклизы, наблюдающиеся в каменноугольных отложениях, и их осложненное залегание в виде неправильных полос распространения пород их отделов, протягивающихся вдоль крыла синеклизы, указывает как на постепенное поднятие крыла и отступление морского бассейна в глубь Московской синеклизы, так и на осложнение северо-западного ее крыла локальными тектоническими поднятиями. Таковы Пестовский структурный нос на Пестово-Максатихском поднятии; Старицкая и Зубцовская структуры, Молодо-Тудская и Вяземская структуры, намеченные картировочным бурением и геологической съемкой и другие структуры, осложняющие общее моноклинальное залегание северо-западного крыла Московской синеклизы. Время их образования неизвестно.

Осталось невыясненным, соответствуют ли им локальные структуры, осложняющие залегание отложений девона, силура и нижнего палеозоя на территории, расположенной западнее крыла Московской синеклизы и бывшей в карбоне сушей.

Несомненно, что дальнейшее усложнение тектонического строения всей территории северо-западных областей Русской платформы должно было происходить в фазы герцинского тектогенеза, наиболее сильно сказавшиеся на платформе в образовании локальных структур. Наличие таких структур по пермским отложениям намечено в Польско-Литовской синеклизе у г. Мажейкяй и Таураге. На интенсивность тектонических движений в этой синеклизе указывает накопление большой мощности ангидритов и каменной соли в зонах наибольшего опускания синеклизы, особенно в районе г. Калининграда.

Разновременность опускания в перми, на западе в Польско-Литовской синеклизе, а на востоке — в Московской синеклизе, устанавливается разновозрастностью отложений этого периода. Так, в первой — они только казанского яруса. Он развит в Московской синеклизе на севере ее площади, до широты г. Череповца и вдоль восточного крыла, от Вологодского поднятия до Окско-Цнинского вала, но не заходит на западное крыло. Примерно, на такой же площади в Московской синеклизе развит и татарский ярус, распространяющийся здесь несколько более широко, чем казанский в районе северной части Рыбинского водохранилища. В Польско-Литовской синеклизе отложений татарского яруса нет, и поэтому с этим веком здесь надо связывать подъем всей синеклизы, так же как и в нижней перми. Московская синеклиза, как известно, непрерывно после карбона в сакмарский и часть артинского века была занята морем, а затем в конце нижнепермской эпохи здесь накапливались маломощные континентальные красноцветы уфимской свиты. Отчасти повторение движений земной коры, аналогичных пермским, произошло в нижнем триасе в южной части Московской синеклизы.

В Польско-Литовской синеклизе опускание южной части было наиболее интенсивным, на что указывает мощность в 422 м ветлужского яруса

нижнего триаса, развитого здесь. Это, вероятно, вызвало в скифскую эпоху соединение озерных бассейнов Польско-Литовской синеклизы с западно-европейскими образованиями пестрого песчаника, что было нарушено уже в среднем триасе, когда произошла морская трансгрессия времени отложения раковинного известняка, вскрытого скважиной южнее синеклизы в Пеше.

Отсутствие отложений среднего и верхнего триаса в Польско-Литовской синеклизе указывает на ее подъем вместе с большей частью территории Русской платформы. Так же как и территория последней, ее северо-западные области вновь подверглись опусканию в верхней юре. Морями этой эпохи захвачены Польско-Литовская и южная часть Московской синеклиз с максимумом морской трансгрессии в среднем келловее на западе в нижнем келловее на востоке рассматриваемой нами территории.

Опускание Московской синеклизы падает на юрский и меловой периоды, так как разрез этих систем почти непрерывен, начиная с келловоя и до коньякского яруса верхнего мела. Наоборот, между кимериджем и альбом в Польско-Литовской синеклизе устанавливается перерыв в осадконакоплении, который продолжался до маастрихта включительно. Постепенное отступление моря к югу в Польско-Литовской синеклизе связано было с более интенсивным прогибанием ее в южной части, что хорошо иллюстрируется приведенными выше мощностями мела, вскрытого в синеклизе скважинами. Вновь сюда, на юг впадины, пришло море в олигоцене, в силу большего опускания этой территории на западе Русской платформы.

О существовании локальных небольших по площади опусканий в мезозое на оставшейся сушей территории говорит нахождение в районе г. Акнисте, на южном крае Латвийского прогиба, глубокой депрессии [Е. М. Люткевич и М. И. Пейсик, 1953]. Ее происхождение связано с опусканием по разломам, типа грабена, который выполнен мощной толщей моренных и флювиогляциальных образований, что указывает на его возникновение во время мощных альпийских движений на платформе.

В настоящее время, на современной стадии изученности территории северо-западных областей, внимание геологов должно быть привлечено к наименее изученным областям, т. е. к Польско-Литовской синеклизе и к северной части Московской синеклизы, где в первой следует обратить внимание на терригенные фации силура на локальных структурах, а во второй — ордовика.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев Ф. А. К схеме тектоники северо-западной части СССР. ДАН СССР, т. 56, № 7, 1947.
- Алексеев Ф. А. О природе выходов кембрия и силура в области Главного девонского поля и мелкой складчатости в силуре и девоне Ленинградской области. БМОИП, т. XXII (3), 1947.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Изд. 4-е, т. 1, 1947, т. II, 1948.
- Асаткин Б. П. Геологический очерк Лужского округа. Л., 1930.
- Асаткин Б. П. Гдовские дислокации Ленинградской области. Труды Лен. геол. треста, вып. 14, 1938.
- Асаткин Б. П. Геологическая карта СССР, м. 1 : 1 000 000. Объяснительная записка к листам 0—34 вост. пол. и 0—35 (Рига—Таллин). Ком. по делам геологии при СНК СССР. Госгеолгиздат, М.—Л., 1944.
- Асаткин Б. П. и Котлюков В. А. Геологическая карта СССР, м. 1 : 1 000 000. Объяснительная записка к листам 0—36 (Ленинград). Лен. геол. Управление, Госгеолгиздат, М.—Л., 1941.
- Бакиров А. А. Современные представления о геологическом строении кристаллического фундамента Русской платформы. Труды Академии нефтяной промышленности, вып. 1, 1954.

- Белюсов В. В. Фашии и мощность осадочных толщ Европейской части СССР. Труды ин-та геол. наук АН СССР, вып. 7, 6, геол. сер., № 23, 1949.
- Брод И. О. и Круглякова Г. И. К проблеме поисков природного газа и нефти между Москвой и Ленинградом. Вестник МГУ, М., № 2, 1947.
- Бубнов С. Геология Европы, т. II. ч. 1, Каледониды и Вариссиды, 1935.
- Геккер Р. Ф. К палеогеографии девона Русской платформы. Изв. географич. общ-ва, № 16, 1934.
- Геккер Р. Ф. Сопоставление разрезов восточной и западной половин Главного девонского поля и основные черты экологии его фауны и флоры. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1954.
- Dalinkevičius I. A. Keletas nakju domena apic Lietuvos jura, Gamta 11, № 2, 1937.
- Далинкевичус И. А. Мел Литвы. По вопросу юры района Папиле и его тектоники. Lietuvos kreida. Papiles juros profilio ir tectonikas klausimu Kosmos XV, Kaunas, 1934.
- Dalinkevičius I. A. Devono stratigrafija ir apatinio karbono transgresijos Zymes Lietuvoje. Стратиграфия девонских отложений и нижнекаменноугольная трансгрессия в Литве. V. D. U. geologijos kabineto spondiniai, t. XIII, N. S. 14 и 15, Kaunas, 1939.
- Даниловский И. В. Геологическое строение бассейна р. Ловати в пределах 27-го листа 10-верстной карты. Труды Всесоюз. геол. разв. объедин., вып. 125, 1931.
- Дикенштейн Г. X. Основные черты структуры западной части Русской платформы в нижнем палеозое. Резюме доклада. БМОИП, вып. 4, т. XXVI, 1951.
- Дикенштейн Г. И. и Козлов В. П. Новые данные о кембрийских отложениях Старицкого района. ДАН СССР, т. LXXXIII, № 1, 1952.
- Иностранцев А. А. Угол падения нижнесилурийских и кембрийских слоев окрестностей Петербурга. Труды СПб. Общ. естеств., отд. геологии и минералогии, вып. 5, 1912.
- Карпинский А. П. К тектонике Европейской России. Изв. АН СССР, 1919/1920.
- Келлер Б. М. Рифейские отложения краевых прогибов Русской платформы. Труды ин-та геол. наук АН СССР, вып. 109, 1952.
- Козлов В. П. О доживетских отложениях, вскрытых Старицкой скважиной. Труды МФ ВНИГРИ. Стратиграфия и тектоника Русской платформы, вып. 3, 1953.
- Копелиович А. В. Нижнекембрийские и силурийские (?) отложения в центральной части Московской синеклизы. ДАН СССР, т. XXI, № 6, 1950.
- Копелиович А. В. К характеристике палеозойских отложений северо-западного Подмосковья по данным бурения в районе ст. Редкино. Сборник статей «К геологии центральных областей Русской платформы». Госгеолиадаз, 1951.
- Копелиович А. В. Некоторые вопросы стратиграфии нижнего кембрия центральных областей Русской платформы. ДАН СССР, т. XXVIII, № 5, 1951.
- Копелиович А. В. Древнейшие отложения осадочного покрова Подмосковья. Труды ВНИИгаза. Вопросы геологии и геохимии нефти и газа (Европейская часть СССР), 1953.
- Кузнецов С. С. Геология СССР, ч. 1, Плиты. Изд. ЛГУ, ч. 1, 1940.
- Кудрявцев Н. А. О тектонике и возможной нефтеносности северо-западной части Русской платформы (Прибалтийской впадины). Из сборника статей «Геология и нефтеносность Русской платформы и Эмбы», ВНИГРИ. Гостехиздат, М.—Л., 1946.
- Ламанский В. Древнейшие слои силурийских отложений России. Труды Геол. ком., нов. сер., т. 20, 1905.
- Luh A. Über Ergebnisse stratigraphischer Untersuchungen in Gebiete der Saaremaa (Osel) — Schichten in Eesti (Unterösel) und Eurypterusschichten. Acta et Commentationes Universitatis Tartuensis (Dorpatensis) A—XVIII, 6, 1930.
- Лиепиш П. П. Фаменский ярус Прибалтики. Автореферат диссертации на соискание уч. ст. канд. геол.-мин. наук. Ленинград, Горный Институт, 1951.
- Люткевич Е. М. Силур и девон северо-западной части Гдовского уезда Ленинградской области. Изв. Геол. ком., т. 47, № 5, 1928.
- Люткевич Е. М. Иевский ярус силурийского плато Прибалтики. БМОИП, отд. геол., т. XVII, № 4—5, 1939.
- Люткевич Е. М. Тектоника севера Русской платформы. БМОИП, отд. геол., т. XVIII (5—6), 1940.
- Люткевич Е. М. К вопросу о развитии древнейших палеозойских отложений на Русской платформе. Изв. АН СССР, сер. геол. № 5, 1952.
- Люткевич Е. М. и Пейсик М. И. О последевонских тектонических движениях в области Латвийского прогиба ДАН СССР, т. 88, № 5, 1953.

Люткевич Е. М., Степанов Д. В. и Тризна В. Б. Пермские отложения Советской Прибалтики. БМОИИ, отд. геол., т. XXVIII, вып. 6, 1953.

Люткевич Е. М. и Станкевич Л. И. Пестово—Максатихское поднятие на сев.-зап. крыле Московской синеклизы. Геол. сборник № 3 (6), изд. ВНИГРИ, 1955.

Мазарович А. Н. Об основных единицах геохронологии. ДАН СССР, т. 58, № 3, 1947.

Маймин З. Л. О необходимости бурения в Ленинградской области в связи с возможной ее нефтеносностью. Разведка недр, № 7, 1940.

Митгарц Б. Б. и Толстихина М. М. Основные этапы развития в палеозое докембрийского фундамента в западной части Русской платформы. Материалы по геологии Европейской части СССР. Труды ВСЕГЕИ, Госгеолиздат, 1952.

Некрасов Б. А. Эфитоновый, ижорский («фукоидный») оболочный песчаник Ленинградской области. БМОИИ, т. XVI (2), 1938.

Or'viku K. Lithologie der Tallinoserie (Ordovizium, Estland). Acta et Comm. Univ. Tartuensis, A. XXXVI, 1. 1940.

Пистрак Р. М. и Сытова В. А. О девонских и нижнепалеозойских отложениях западной части Московской синеклизы. Сборник статей «К геологии центральных областей Русской платформы». Госгеолиздат, 1951.

Полканов А. А. Структурно-геологический метод стратиграфического расчленения древнейших формаций и нижняя граница палеозойской эры. Труды лаборатории геологии докембрия. Изд. АН СССР, вып. 2, 1953.

Постникова И. Е. Нижнепалеозойские отложения района Сердобска. Труды ВНИИгаза. Вопросы геологии и геохимии нефти и газа (Европейская часть СССР), 1953.

Потулова Н. В. Оболочные песчаники и диатомовый сланец Ленинградской губернии. Материалы по общей и прикладной геологии, вып. 68, изд. Труды Геол. ком. Л., 1927.

Рухин Л. Б. Кембро-силурийская песчаная толща Ленинградской области. Уч. зап. ЛГУ, сер. геол. наук, вып. 24, 1939.

Рухин Л. Б. Стратиграфия и литология кембрийской песчаной толщи Ленинградской области и Прибалтики. Научн. бюлл. ЛГУ, № 9, 1946.

Селиванов Ф. Д. Некоторые материалы к определению угла падения нижне-силурийских известняков и диатомового сланца окрестностей станции Саблино — Октябрьской ж.-д. Уч. зап. ЛГУ, № 25, сер. географ. № 1, 1939.

Сенюков В. М., Кноблок В. Г. и Масыкин П. Ф. Нефтеносность палеозойских отложений северо-западной области СССР, МГРТ МНПВР СССР, М., 1947.

Соколов Б. С. О возрасте древнейшего осадочного покрова Русской платформы. Известия АН СССР, сер. геол. № 5, 1952.

Соколов Б. С. К истории стратиграфических исследований в Прибалтике. Сборник статей «Стратиграфия и фауна ордовика и силура запада Русской платформы», Труды ВНИГРИ, нов. сер., вып. 78, 1953.

Соколов Б. С. Стратиграфическая схема нижнепалеозойских (додевонских) отложений северо-запада Русской платформы. Сборник «Девон Русской платформы». Гостехиздат, 1953.

Судовиков Н. Г. Докембрий Карельской АССР. Труды XVII МГК, 1937, т. II, изд. 1939.

Тетяев М. М. Форма структуры южной части Ленинградской области в связи с ее вероятной нефтеносностью. Сов. геология, № 1, 1941.

Успенский В. А., Гдрская А. И. и Чернышева А. С. О природе ламинаритов из кембрийских глин Прибалтики. Геохимический сборник № 2—3. Труды ВНИГРИ, нов. сер., вып. 57. Гостехиздат, М.—Л., 1951.

Успенский В. А. и Чернышева А. С. Вещественный состав органического материала из нижнесилурийских известняков в районе г. Чудово. Геохимический сборник № 2—3, Труды ВНИГРИ, нов. сер., вып. 57, Гостехиздат, М.—Л., 1951.

Федоров А. И. Новые данные о тектонике Ленинградской области. ДАН СССР, т. 56, № 6, 1946.

Хазанович К. К. О тектоническом нарушении нижнего палеозоя в окрестностях Ленинграда. Проблемы Сов. геологии, № 12, 1936.

Чихачев С. М. К вопросу о тектонике Ленинградской области. Проблемы Сов. геологии, № 8, 1936.

Чихачев С. М. О природе выходов кембрия и силура в бассейне реки Ловати и окрестностях ст. Серобринки Ленинградско-Псковской ж.-д. Проблемы Сов. геологии, № 4, 1937.

- Чихачев С. М. О дополнении палеозоя рифейской системой. Советская геология, 1949, № 40.
- 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.
- Шмидт Ф. Б. О новейших исследованиях самых древних ярусов силурийской почвы в Швеции, Труды СПб. Общ. естеств., т. III, ч. XXI, 1872.
- Шмидт Ф. Б. О разногласиях разграничения кембрийской и силурийской формации. Труды СПб. Общ. естеств., т. V, вып. 2, 1874.
- Шмидт Ф. Б. О параллелизации русских кембрийских отложений со шведскими. Труды СПб. Общ. естеств., т. XVII, вып. 1, 1886.
- Янишевский М. Э. Геологический очерк окрестностей г. Павловска. Путеводитель экскурсий 1-го Всероссийск. геол. съезда. Петерб. 1922.
- Янишевский М. Э. Кембрийские отложения Ленинградской области. Уч. зап. ЛГУ, № 25, физ. геогр. наук, вып. 1, 1939.
- Янишевский М. Э. Древнейший трилобит из нижнекембрийской синей глины — *Gdovia assatkini* gen. et sp. nov. Вопросы палеонтологии, т. 1, изд. ЛГУ, 1950.

Е. М. Люткевич

БЕЛОРУССКАЯ ССР

ВВЕДЕНИЕ

На территории Белоруссии пробурены Пинская, Минская, Городокская, Кореневская и Мозырская опорные скважины. Кроме этих скважин, бурилось и находится в бурении также довольно значительное количество разведочных и структурно-стратиграфических скважин. Все глубокие скважины расположены в двух тектонически резко различных регионах. Первые три опорные скважины были заложены на Белорусско-Литовском подземном выступе фундамента, так же как и скважины в Орше, Смиловичах и в районе Ковеля и Бреста. Многие из этих скважин достигли кристаллического фундамента.

Последние две опорные скважины пробурены в Полесской депрессии. В разведочном бурении здесь находятся структуры Наровлянская, Ельская и Копаткевичская площадь у г. Старобина. В Полесской депрессии опорными скважинами кристаллический фундамент вскрыт не был. Его достигли скважины в Наровле и Старобине. Вошла в него и Черниговская опорная скважина, расположенная в районе сочленения Днепровско-Донецкой впадины с Полесской депрессией. Данные последней скважины, хотя и не входящей в пределы территории Белоруссии, будут рассмотрены ниже при установлении различий в геологической истории и строении Днепровско-Донецкой впадины и Полесской депрессии.

Белорусская ССР покрыта довольно густой сетью гравиметрических съемок, за исключением юго-западной части Полесской депрессии. Редкие маршруты проведены и электроразведочными партиями.

Главная роль в познании глубинного геологического строения Белоруссии принадлежит сейсмическому методу, которым были установлены глубины залегания фундамента в различных по тектоническому строению регионах. Этим же методом была обнаружена большой мощности соль купола широтного простирания, осложненного соляным диапиризмом, связанного с широтными поднятиями кристаллического ложа в Полесской депрессии. Особенно надо подчеркнуть значение сейсмических работ в установлении куполов и их усложняющих разломов, по которым оказались опущенными северные крылья, что сыграло существенную роль в открытии залежей нефти в подсоловых верхнедевонских отложениях Полесья.

Геофизические работы в Полесской депрессии приобретают ведущее значение, потому что только этим методом можно выяснить структуры палеозойского возраста, скрытые под мощным покровом четвертичных, третичных и мезозойских отложений.

На перспективных площадях Полесья глубинное геологическое строение, выявляемое геофизикой, должно детализироваться глубоким разведочным бурением.

Для территории Белоруссии опорное бурение сыграло крупную роль не прямым открытием нефти, а тем, что сопровождавшие его научно-исследовательские работы, геофизические исследования, картировочное и разведочное бурение установили наличие структур с нефтепроявлениями в отложениях верхнего девона, лежащих над и под толщей соли.

На пологой Кореневской структуре, в дд. Казанка и Давыдовка было задано две глубокие скважины, расположенные севернее опорной, заложеной в с. Домановичи. Из них ближайшая к опорной, пробуренная в д. Казанка, оказалась в самых благоприятных структурных условиях. На глубине 2590—2615 м в толще соли она вскрыла гипсово-доломитовый пропласток, пропитанный нефтью. Ниже соли, с глубины 2910—3000 м, эта скважина шла по подсолевым огипсованным аргиллитам без признаков нефтепроявлений. Кореневская опорная скважина, расположенная в Домановичах, в 12 км южнее д. Казанка, при той же глубине в 3000 м вскрыла только верхнюю часть соляной толщи.

Опорная скважина Мозырь, пробуренная на левом берегу р. Припять в д. Слободка, также не выявила нефтеносности девона. Эта скважина ниже глубины 2500 м вскрыла толщу соли, при проходке которой наблюдались пленки нефти и газирование глинистого раствора. Таким образом, и Мозырская скважина не дала прямых указаний на горизонты девона, в которых находится нефть. Нефтеносные горизонты девона были установлены на Наровлянской брахискладке сложного строения, а затем подтверждены на Ельской аналогичной структуре, где был получен фонтан нефти из отложений, подстилающих толщу соли.

Зависимость между разведочным и опорным бурением в Белоруссии выразилась в том, что последним установлена бесперспективность разведочного бурения на нефть в районе Белорусско-Литовского подземного выступа фундамента и, наоборот, перспективность его в Полесье, что и подтвердилось разведкой.

В связи с открытием промышленной нефти в подсолевых отложениях верхнего девона Полесья становится необходимым исследование краевых зон депрессии на выклинивании слоев к бортовым ее частям, а также разбуривание всех структур, где установлены признаки нефтегазонасности.

СУЩЕСТВОВАВШИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ БЕЛОРУССИИ

Работами 1949 г., проведенными ВСЕГЕИ и ВНИГРИ, установлена принадлежность к среднему девону отложений, лежащих над эокембрийскими гдовскими песками и ляминаритовыми глинами, подстилающими в Прибалтике нижнекембрийские синие глины. Это было установлено по материалам бурения скважин в Минске, Смиловичах и Пинске, а также в Городке, Орше и Костюковичах. Несмотря на эти достижения региональной геологии, на геологической карте масштаба 1 : 7 500 000, вышедшей из печати в 1950 г., к северо-востоку и юго-востоку от Минска снова, так же как и на карте масштаба 1 : 1 000 000 1943 г., показана площадь распространения карбонатной толщи верхнего девона, которая в действительности относится к наровским слоям живецкого яруса.

На этих картах не показан также выступ кристаллических пород фундамента, находящийся восточнее г. Лунинец, у ст. Микашевичи и Сенкевичи, на левом берегу р. Припяти, при впадении в нее р. Случь. Хотя эти данные были известны еще во времена А. П. Карпинского [1907], а в последнее время подтверждены бурением и отражены на карте Н. Делле, составленной в 1942 г. в масштабе 1 : 1 500 000, новейшие геологические карты, так же как и миллионного масштаба, не отражают Лунинецкого поднятия фундамента в Полесской депрессии.

В связи с данными об отсутствии верхнего девона на Белорусско-Литовском выступе фундамента предполагалось, что и в Полесской депрессии нет верхнедевонских отложений и вскрытая в ней толща солей, в том числе и калийных, является среднедевонской. Однако изучение фауны брахиопод, собранной в разведочных скважинах, вскрывших подсолесные отложения в Наровле, Старобиле, и д. Казанке, проведенное А. К. Крыловой для Белорусской Академии Наук, показало, что толща соли в Полесской депрессии относится в основном к фаменскому веку, так как подстилающие соль отложения в скважинах западной части Полесья (Старобино) являются данково-лебедянскими, а в восточной его части (Наровля) — евлановско-ливненскими.

Позднее это было подтверждено и определениями фауны, сделанными А. В. Фурсенко [1953]. То обстоятельство, что в Полесской депрессии развиты верхнедевонские отложения, не учитывалось также и при составлении карты прогноза нефтеносности, изданной ВНИГРИ в 1950 г. На ней эта территория показана бесперспективной с близким к поверхности расположением кристаллических пород фундамента на склоне Подольского щита. Такое представление существовало потому, что ко времени составления этой карты в Полесье не было пробурено ни одной глубокой скважины.

Из других неправильных представлений, имевших широкое распространение среди геологов, надо отметить умозрительное заключение о соединении Воронежского и Белорусско-Литовского выступов фундамента, будто бы существовавших как единый массив в нижнем палеозое, соединившийся с Подольским кристаллическим массивом [Кудрявцев, 1946]. Вероятно, последнее представление и послужило основанием для того, чтобы на месте Полесской депрессии показать на карте прогноза нефтеносности, составленной ВНИГРИ, бесперспективную область. Следует, однако, отметить, что в 1948 г. З. А. Горелик указывал на наличие выступа фундамента у ст. Микашевичи и Сенкевичи и на глубокое его погружение рядом с выступом.

Неглубокое залегание фундамента к северо-западу от г. Слуцка, подтверждаемое старыми данными бурения у дд. Бобовня и Конюхи, также отмечал по данным геофизики М. С. Закопанский [1948]. К югу от этих деревень глубины залегания фундамента, по данным сейсмических работ, определялись им в 3—4 тыс. м. В дальнейшем эти глубины подтвердились бурением как при установлении площади распространения калийных солей, так и при опорном бурении и разведке на соляных куполах.

Таким образом, представления о Полесском вале или Полесском мосте могут быть ограничены только выступом кристаллических пород фундамента у ст. Микашевичи и Сенкевичи, имеющим широтное простираание, а не меридиональное, которое приписывалось Полесскому валу. В свете скудных данных, имевшихся в 1948 г. и более широко развернувшихся в дальнейшем геофизических исследований, оказалась неверной концепция

А. Д. Архангельского [1937] о возможном соединении Полесской депрессии с Польско-Литовской синеклизой.

Еще до настоящего времени продолжают звучать голоса в защиту существования Орловско-Оршанско-Витебского девонского вала [З. А. Горелик, 1948; А. М. Жирмунский, 1930], протягивающегося от Орши на север, через Городок, к Невелю. Возобновление представления об этом вале связано только с незнанием результатов бурения глубоких скважин в Невеле, Городке и Орше. Этими скважинами установлено отсутствие отложенный ордовика в этой части восточного склона Белорусско-Литовского выступа фундамента, при мощном развитии эокембрийских и нижнекембрийских отложений. Различные горизонты последних покрываются средним девоном. В свою очередь средний девон перекрывается отложениями верхнего девона, падающими к северо-востоку, в сторону Московской синеклизы.

Эти данные об отсутствии ордовика показывают, что район так называемого Оршанского вала был приподнят как континент в ордовике, так же как и Белорусско-Литовский выступ фундамента и южная часть Московской синеклизы, где ордовик отсутствует. Наоборот, более мощное развитие эокембрия указывает на погружение фундамента в этом месте в нижнем палеозое. Новое погружение этого района повторилось и в верхнем девоне, что обусловило появление в нем отложений этого возраста, отсутствующих западнее, на Белорусско-Литовском выступе фундамента.

Приведенные данные указывают, что на месте предполагавшегося ранее Оршанского вала меридионального направления имеется погружение восточного края Белорусско-Литовского выступа фундамента.

Таким образом, распространенное до настоящего времени представление о валообразных поднятиях на западе Русской платформы, в Белоруссии не подтвердилось результатами глубокого бурения и геофизических исследований.

СТРАТИГРАФИЯ

НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Наиболее важным достижением бурения глубоких скважин в Белоруссии является установление в основании гдовских слоев красноцветных пород, главным образом, песчаников и сланцеватых песчаных глин, относимых к эокембрию или синию палеозойской группы. На Белорусско-Литовском выступе фундамента эти отложения, ранее принимавшиеся за девонские, были вскрыты рядом скважин. Они представлены кирпично-красными кварцевыми песчаниками с рассеянными в них мелкими включениями каолина. Слоистость в этих песчаниках горизонтальная или они полого косонаслоены. Вскрытая мощность их сильно варьирует. В Смилевичах она равна 587 м, в Пинске — 375 м и в Минске — 335 м. Глубокие скважины в гг. Городке и Орше не вышли из отложений гдовского горизонта (фиг. 1).

Интересно отметить, что в Городокской скважине среди гдовских песков в интервалах 890—901; 1038 — 1053 и 1212 м, были встречены пропластки кварцито-песчаников, типа шокшинских или овручских. В интервале 1251—1261 м встречены песчаные глины, лежащие в трещинах среди песчаников. Пласты с этими трещинами покрываются красным кварцито-песчаником.

Последний факт указывает на существование тектонических движений, вызвавших трещины в отложениях гдовских слоев до их диагенеза, когда трещины легко заполнялись вышележащими рыхлыми нецементированными

песками и глинами. Спорадическая метаморфизация отдельных пачек толщи гдовских слоев может быть легко понята, если еще привести аналогичные данные по разрезу скважины Орша. Она остановлена на глубине 1094 м в гдовских песчаниках, вскрытых на 450 м под ламинаритовыми слоями. В интервале 792—793 м был поднят керн каолинизированного гранита, длиной до 15 см, который был принят за валун. Валунов же вообще не было обнаружено в гдовской толще не только в Орше, но и в других местах ее развития как в выходах на поверхность, так и в скважинах.

Так как петуническое происхождение гранита, поднятого в керне, не выдерживает критики, то, естественно, возникает необходимость выяснить, какие аргументы обосновывают плутолическое происхождение поднятого в скважине гранита. Главным аргументом, доказывающим интрузивную жильную природу гранита, является его мощность, до 15 см, которая не могла быть получена в керне из валуна (тот обязательно отошел бы в сторону при его диаметре до 15—25 см под тяжестью штанг длиной в 790 м). Поднять керн такой небольшой мощности без следов его отклонения на забое скважины можно только из жильного тела. Кроме того, керн гранита был получен при проходке кварцито-песчаников, лежащих в интервале 769—793 м, ниже которых скважина проходила по неметаморфизованным песчаникам. Только с глубины 973 м до забоя (1010 м) вновь были вскрыты кварцито-песчаники.

Данные о метаморфизме некоторых пачек разреза гдовской толщи указывают на существование на западе Русской платформы интрузивной деятельности гранитной магмы. Такой же материал по метаморфизму гдовской толщи был получен и на Карельском перешейке, где в районе р. Вуоксы две скважины вскрыли жилы гранитов в гдовских песчаниках, которые в контакте с этими жилами метаморфизованы. Вблизи жил здесь также наблюдаются пропластки кварцито-песчаников, типа покшпинских. Следует отметить, что метаморфизованные породы в скважинах Орши и Городка приурочены к восточному склону Белорусско-Литовского выступа фундамента, где он значительно погружен по сравнению с его центральной частью, на которой таких явлений метаморфизма не отмечалось и где нижняя красноватая толща гдовских слоев представлена обычными не сильно сцементированными песчаниками.

Возникает вопрос: присутствуют ли в Полесской депрессии гдовские слои, что вполне вероятно, так как они вскрыты скважинами на западе и на севере от пес. Несомненно, гдовские слои, метаморфизованные до кварцито-песчаников и называемые здесь овручскими, развиты на северном склоне Подольского щита.

Эти малинового цвета породы были обнаружены в гальках среди пропластков конгломератов, вскрытых скважинами в д. Словечно на глубине 172 м, под юрой, а в д. Новая Рудня — в целом ряде пропластков конгломерата, лежащего в основании юры, в нижнетриасовой и каменноугольной толщах, на глубине от 220 до 538 м. Непосредственное залегание на гранито-гнейсах этих малинового цвета кварцито-песчаников обнаружено пока только в Черниговской опорной скважине под девонскими основными эффузивами, в интервале 2747—2753 м.

В Наровлянской скважине, вскрывшей кристаллические породы фундамента на глубине 2339 м, ниже 2212 м найдены трохилиски и виды эстерий, указывающие на наровские слои, которые характеризуются более или менее постоянной литологией до самого фундамента. Таким образом, имеющийся скудный материал по низам разреза палеозоя в Полесье указывает все же

на то, что в южной части Полесской депрессии развиты малинового цвета кварцито-песчаники, лежащие в основании разреза гдовских слоев. Возможно, что гдовские слои небольшой мощности присутствуют на склонах Лунинецкого выступа фундамента и в северной части Полесской депрессии, но несомненным является отсутствие здесь ляминаритовых слоев эокембрия и всего кембрия, а также ордовика и силура. Последние появляются только западнее г. Пинска. В районе г. Бреста развит силур, а восточнее, в г. Кобрине, юра ложится уже на кембрийские фукоидные пески, подстилаемые синими глинами.

На основании имеющихся данных о разрезе нижнего палеозоя и силура в Белоруссии можно представить палеогеографические условия, существовавшие в то время на этой части западного края Русской платформы. Области сноса в начале палеозоя в эокембрии были, кроме Подольского щита, Лунинецкий выступ фундамента, занимавший значительно большую площадь Полесской депрессии, чем в настоящее время, а также отрог Белорусско-Литовского выступа фундамента, идущий от г. Друскининя к г. Пишу и покрытый нижним триасом.

Время образования гдовских слоев в начале палеозоя характеризовалось опусканием всего Белорусско-Литовского выступа фундамента, кроме указанных выше областей сноса и Воронежского массива. При этом наибольшее опускание было на востоке, где и образовалась более мощная толща гдовских слоев. В конце эокембрия, во время образования ляминаритовых слоев, вместе с Полесьем поднялась центральная часть Белорусско-Литовского выступа, и только в краевых зонах накапливались песчано-глинистые отложения, на востоке в больших мощностях, а на западе — в меньших. Очень близкое распределение суши и бассейнов осадконакопления было и в нижнем кембрии, отложения которого в Белоруссии развиты там же, где и ляминаритовые глины, т. е. в краевых зонах Белорусско-Литовского выступа фундамента.

В ижорское время среднего или верхнего кембрия начинается сокращение бассейна осадконакопления, фациально одинаково выраженного на западе и востоке. В верхнем кембрии, на основании отсутствия на территории Белоруссии этих отложений, устанавливается континентальный перерыв. Этот перерыв охватывает также ордовик и силур, когда море заходило только на северный и западный края Белорусско-Литовского выступа в пределах его сочленения с Латвийским прогибом, с Польско-Литовской синеклизой и с прогибом, идущим от Варшавы на Львов вдоль западного склона Подольского щита, где развиты в небольших мощностях отложения этих систем.

Таким образом, тектоническое строение Белорусско-Литовского выступа, существовавшее в начале нижнего палеозоя, сохранялось во все время накопления гдовских слоев почти неизменным. Только на восточном крае выступа произошло большее его прогибание, вызванное разломами в фундаменте, по которым внедрились жилы гранитов до образования ляминаритовых глин, когда процесс опускания сменился поднятием большей территории. Стабильное положение Полесья вместе с Белорусско-Литовским выступом характеризует не только кембрий, ордовик и силур, но и девонский период до живетского века.

ДЕВОНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Обнаружение отложений нижнего девона в Польско-Литовской синеклизе Советской опорной скважиной, наряду с прежде известными отложениями этого возраста западнее Подольского щита, указывает на начало ча-

стичных опусканий Русской платформы вдоль ее западного края. Больших масштабов опускание достигло только в среднем девоне. Вначале им были захвачены прилегающие на северо-западе к Белорусско-Литовскому выступу впадины — Латвийский прогиб и Польско-Литовская синеклиза, где отложились пярпуские слои. Вслед за этим последовало общее погружение Полесья и Белорусско-Литовского выступа с Московской синеклизой, Воронежским массивом и площадью, ныне занимаемой Днепровско-Донецкой впадиной. Но Подольский щит, район г. Пиньск и наиболее приподнятые части подземного выступа у г. Слуцка, протягивающиеся к г. Друскининкаю и далее на запад к г. Пицу, не подвергались трансгрессии живетского моря.

Весьма возможно, что эти участки, компенсируя опускание, наоборот, поднимались, являясь областями сноса терригенного материала. Опускание территории Белоруссии в живетский век носило платформенный характер, такой же, как и на прилегающих территориях Русской платформы. Об этом свидетельствуют незначительные мощности наровских слоев, которые колеблются в среднем от 50 до 175 м, увеличиваясь в сторону прогибов, окаймляющих Белорусско-Литовский выступ фундамента. Очень крупные по амплитуде перемещения отдельных участков на западном крае Русской платформы произошли в конце живетского и начале франского веков, когда во многих местах на платформе, и особенно в ее краевых сооружениях, проявилась вулканическая деятельность в виде внедрений и излияний основной магмы.

Эти перемещения могли произойти только в результате разломов кристаллического фундамента платформы. Этим разломам на границе живетского и франского веков и обязана своим происхождением Полесская депрессия. О накоплении огромной толщи вулканического материала в Полесье свидетельствуют данные Черниговской опорной скважины. Ею в интервале 1591—2751 м вскрыты основные эффузивы и туффиты девонского возраста. Эта толща, мощностью в 1160 м, в верхней своей части несет следы континентального выветривания, что выражено в каолинизации верхних ее слоев, имеющих мощность 10—12 м. Покрываются эффузивы визейскими породами нижнего карбона.

Отложения всех трех отделов карбона в этой скважине вскрыты в интервале 1013—1591 м. Выше они покрываются преимущественно красноцветными породами нижней и верхней перми и нижнего триаса. На глубине 591 м четко оббивается граница нижнего триаса и средней юры. Как покрывающие девон отложения палеозоя, так и разрез мезозоя Черниговской скважины довольно близки по мощностям и отчасти по литологии к разрезам глубоких скважин Полесской депрессии, как, например, Мозырской и Кореневской (в Домаповичах). Резкие отличия имеет разрез в Черниговской скважине, состоящий из эффузивов и туффитов, которые не известны в девоне Полесской депрессии, где он представлен, главным образом, отложениями солей.

В связи с этим возникает вопрос о возрасте этих мощных излияний основной магмы, обнаруженных Черниговской скважиной. Как известно, на Русской платформе излияния и внедрения основных пород приурочены к концу живетского и началу франского веков. С этим временем связано не только излияние большого числа покровов лав, как, например, на северном Тимане, но и возникновение крупных разломов, без которых не может происходить излияние магмы. Судя по положению вскрытой толщи эффузивов в районе г. Чернигова, эти излияния произошли благодаря разло-

мам, отделившим Ворожежский кристаллический массив от Подольского и Украинского в живетском и отчасти в франском веках. Этот возраст в настоящее время подтверждает найденная в туффилах Черниговской скважины фауна [Ф. Е. Лапчик, 1954]. Конец живетского и начало франского веков соответствует образованию впадин Донбасса, Днепровско-Донецкой и Полесской, которая замыкается и выполаживается на западе в районе г. Пинска.

Одновременность образования этих впадин, близость простирания и положения среди кристаллических массивов связывает их между собой. Но как Донбасс имеет свою геологическую историю, отличную от истории развития Днепровско-Донецкой впадины, так и последняя не является единым геологическим образованием с Полесской депрессией. Это вытекает хотя бы из того, что Полесская депрессия образовалась в девоне, как часть Белорусско-Литовского выступа фундамента, покрытая отложениями эокембрия, тогда как нет никаких оснований предполагать развитие отложений начала палеозоя на территории Днепровско-Донецкой впадины. Характерно, что простирание всех дизъюнктивных дислокаций Полесья почти широтное, тогда как в Днепровско-Донецкой впадине простирание дизъюнктивов имеет северо-западное направление.

Черниговский гравитационный максимум, появление которого связано с развитием более чем тысячеметровой толщи основных эффузивов, отделяет Днепровско-Донецкую впадину от Полесской. Это различие существовало при их одновременном образовании и сказалось на их дальнейшей истории геологического развития, что мы и постараемся показать ниже.

В связи с отсутствием в Полесье отложений кембрия, ордовика и силура вполне обоснованно можно связывать образование Полесской депрессии с девонским периодом. Переход ее из части континента в область, покрытую морем, произошел в живетском веке, во время нарвской трансгрессии моря. Это море на Белорусско-Литовском выступе и в Полесье имело близкие глубины и фациальные условия.

Последующая эпоха верхнего девона связана с резким изменением тектонического строения западного края Русской платформы на территории Белоруссии. Белорусско-Литовский выступ фундамента во франском веке поднялся, а Полесье не только продолжало опускаться в течение всей верхнедевонской эпохи, но и интенсивность погружения его увеличилась, судя по накоплению в короткий срок огромных масс соли до 1000 м мощности. Соленаконпление в Полесье происходило кратковременно, на что указывает возраст отложений девона, подстилающих и покрывающих соль.

В Наровлянском районе подошва соленосной толщи находится в ливенских слоях франского яруса, а в Старобинском районе — в данково-лебединских фаменского яруса. Это указывает на то, что солеобразование в различных районах Полесья происходило не одновременно, так как возраст соли в районе Наровли ливенско-данково-лебединский, а в Старобино только верхнеданково-лебединский. Основание для заключения о разновременном образовании соли в различных районах Полесья является то, что в скважине № 1 на Наровлянской структуре с глубины 2149 м А. К. Крыловой определена *Theodossia cf. tanaica* N a l., указывающая на воронежский возраст, а на глубине 2123 м была встречена *Theodossia evlanensis* N a l., определяющая евлановский возраст пород. Еще выше в подсоловой толще А. В. Фурсенко [1953] была определена *Theodossia livnensis* N a l.

В Старобинском районе на крайнем западе Полесской депрессии, в интервале 706—628 м скважины № 1 в подсолевой толще, А. К. Крыловой были определены следующие виды: *Cyrtospirifer archiaci* M u r c h., указывающий на задонский возраст, и *Productella herminae* F r e s h., устанавливающая слецкий возраст пород. Выше по разрезу, в интервале 671—676 м, почти непосредственно под толщей соли обнаружен данково-лебединский *Cyrtospirifer lebedianicus* N a l.

Таким образом, указание А. В. Фурсенко [1953] на то, что в Полесье в настоящее время не установлено лишь присутствие фаунистически охарактеризованных аналогов нетинских, слецких и данково-лебединских слоев, не соответствует в своей последней части действительности. Определение А. К. Крыловой фауны, устанавливающей данково-лебединские слои в Старобинском районе Полесья, было сделано задолго до появления статьи А. В. Фурсенко и передано в Белорусскую Академию Наук. На эти определения фауны А. К. Крыловой имеются ссылки в двух статьях А. Я. Стефаненко и А. С. Махнач [1952, 1953].

На статье Е. О. Новик [1954], отстаивающей без основания среднедевонский возраст соли в Полесье, нет необходимости останавливаться, так как ее доводы достаточно аргументированно опровергнуты данными, приведенными в статье четырех авторов [А. С. Махнач и др., 1955].

Возникшее одновременно в различных частях Полесья соленакопленные закончилось всюду в самом верхнем отрезке данково-лебединского времени. Это обосновывается тем, что в Ельске, Наровле, Копаткевичах, Коренях и в Старобино толща соли покрывается карбонатно-глинистой пачкой, сильно варьирующей в мощности, от 50 до 150 м. Только на востоке Полесья, в д. Слободке, Мозырской опорной скважиной над солью вскрыта 150-метровая толща песчаников с растительными остатками, также отнесенная к фаменскому ярусу по данным определения флоры А. Н. Криштофовичем. Изучение Г. И. Кедо растительных остатков, а спор — А. М. Ищенко из песчаных и глинисто-карбонатных отложений, лежащих над солью в Полесье, указывает на их верхнедевонский возраст и вероятную принадлежность к данково-лебединским слоям.

Песчаная надсолевая толща, вскрытая в Мозырской опорной скважине, характеризуется не только обуглившимися растительными остатками, но и тем, что она имеет много зеркал скольжения по мелким сбросам. Что касается глинисто-карбонатной толщи, то она на Ельской, Наровлянской и Копаткевической структурах брекчирована и содержит окисленную нефть. Это связано с односторонним выжиманием соли вверх из опущенных северных блоков этих структур в южные, при захвате во время движения солью нефти, находящейся в подсолевых отложениях. На южных крыльях этих структур брекчированность в глинисто-карбонатных надсоленосных слоях девона исчезает, они имеют меньшую мощность и становятся нормальной пачкой переслаивания серых глин, мергелей и известняков.

Следует отметить, что ни в одной из пробуренных скважин не наблюдалось брекчирования и присутствия окисленной нефти в отложениях нижнего карбона, лежащих выше над глинисто-карбонатной или песчаной толщей. Этот очень существенный факт, регионально устанавливаемый во всей Полесской депрессии, указывает на то, что к моменту начала отложений нижнего карбона брекчирование данково-лебединских надсолевых отложений, в результате образования односторонних или однобоких соляных куполов в девонских отложениях, было уже закончено. Вероятно, эти проявления

интенсивных тектонических движений были приурочены к самому концу девона и к турнейскому веку.

Имеющиеся еще довольно скудные сведения о возрасте отложений, слагающих разрез девона в разных пунктах Полесья, позволяют все же сделать вывод о том, что в наровское время живецкого века Полесье было близко по фаціальным условиям осадконакопления к Центральному девонскому полю. В франском и фаменском веках Полесье и Центральное девонское поле оказались связанными между собой, так как щигровские, семилукские, воронежские, евлановские, задонские, елецкие и данково-лебединские слои установлены в этих регионах по одинаковой фауне, и следовательно, в близких фациях.

Главным же отличием бассейнов, в которых отлагались эти слои, является наличие соленакопления в Полесье и его отсутствие на Центральном девонском поле. Образование соли стало возможным только благодаря непрерывному опусканию Полесья при затрудненном сообщении его морского бассейна с бассейном Центрального девонского поля. О существовании в девонское время связи Полесья с Днепровско-Донецкой впадиной или с впадиной западного склона Подольского щита можно только предполагать. Поэтому, в первую очередь, необходимо организовать исследования в районах сочленения этих впадин, чтобы выяснить вопрос о характере связи этих бассейнов, интересный не только в палеогеографическом, но и в тектоническом отношении.

КАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

К каменноугольным отложениям, при просмотре керна первых глубоких скважин Полесья, нами были отнесены пестроцветные породы блеклых тонов, вскрытые скважинами под менее плотными и менее дислоцированными яркими пестроцветными отложениями перми и триаса. О площади распространения карбона в Полесской депрессии даст некоторое представление перечень известных к настоящему моменту точек его обнаружения в скважинах. Нижний карбон и, по-видимому, не ниже визейского яруса, установлен на севере Полесья только в Корневской опорной скважине (фиг. 1).

Южнее, в Мозыре, возможен более полный разрез карбона, включающий его средний и верхний отделы, так же как это имеет место в Черниговской опорной скважине. Возможно распространение нижнего карбона, в связи с максимумом морской трансгрессии в эту эпоху, на запад северной части Полесья от Копаткевичей в солоносный район Старобина. Но принимавшиеся за нижний карбон до последнего времени сероцветные глинисто-карбонатные отложения около 100 м мощности относятся к данково-лебединским слоям, лежащим над солью, так что пока достоверно нижнекаменноугольные отложения на западе Полесья не установлены.

Аналогичные каменноугольным пестроцветным отложениям Наровлянского и Ельского районов обнаружены пестроцветы блеклых тонов, переслаивающиеся с конгломератами из галек овручских песчаников в скважине Словечно и Рудня на южном краю Полесской депрессии у сочленения ее с Подольским щитом. При изучении керна из скважин Словечно, в Ельске и Костюковичах В. К. Голубцовым (1954) была обнаружена фауна брахиопод, остракод и фораминифер, указывающая на визейский возраст, развитых в Полесье отложений нижнего карбона, среди которых выделяются горизонты, синхроничные угленосному, тульскому, алексинскому и михайловскому. Так как ниже встречена фауна данково-лебединских слоев, то нет никакого основания предполагать развитие в Полесье турнейских отложе-

ний, как это делается белорусскими геологами, почему-то ищущими аналогию Полесья с Днепровско-Донецкой впадиной.

По данным обработки флоры Е. О. Новик, толща сероцветных карбонатных пород в Корневской опорной скважине (с. Домановичи), вскрытая на глубине 1704—1981 м, лежащая над солью и содержащая *Archaeopteris* aff. *archetypus* Schmalh., является верхнедевонской. Флора *Archaeopteris* появляется в верхнем девоне, вытесняя псилофитовую флору, и в нем же исчезает, не переходя в отложения нижнего карбона. Последние в Корневской скважине отнесены к нерасчлененным турнейским и нижневизейским отложениям в интервале 1372—1704 м, а к заведомо визейским — в интервале 1329—1372 м.

Визейский возраст обосновывается находением *Gigantella* и разнообразных фораминифер, из которых, по заключению их определявшей Н. Е. Бражниковой, *Endothyra omphalota* Raus. et Reithl., *End. crassa* Brady, *Lituotubella glomospiroides* Raus., *Cribrostomum eximium* var. *eximiformis* Lip., *Bradyina* cf. *rotula* (Eichw.), *Archaediscus moelleri* var. *gigas* Rüs., *Eostaffella mediocris* Viss. и другие формы дают основание для установления верхне- и средневизейского возраста. Ниже, от 1372 до 1704 м, толща пород такого же состава отнесена к турнейско-нижневизейским отложениям не на основании доказывающей этот возраст фауны, а по составу спор, а также потому, что она подстилается слоями верхнего девона с археоптерисовой флорой. Близким является литологический состав отложений нижнего карбона и верхнего девона, представленных глинисто-карбонатной, преимущественно сероцветной толщей. Ее серая однообразная окраска все же меняется в верхней части, относящейся к нижнему карбону, где наряду с пропластками почти черных глин появляются красноцветные и зеленоцветные глины, содержащие прослои известняков и мергелей.

Однообразие литологического состава верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений позволяет предполагать возможность непрерывного осадконакопления на грани этих периодов в Полесье, если не учитывать имеющихся других данных, а основываться на, так называемом, постепенном переходе лежащих друг на друге отложений. Разнообразие разрезов отложений карбона в Полесье довольно большое. Если в районе Корневской пологой структуры нижний карбон сложен сероцветными глинисто-карбонатными отложениями, так же как и верхи девона, то в Наровле и Ельске, как отмечалось выше, к нижнему карбону отнесены красноцветные блеклых тонов, значительно уплотненные и дислоцированные породы, лежащие над брекчированной верхнедевонской надсоленосной сероцветной толщей.

На южном крыле Ельской структуры, в скважине № 2, мощность нижнего карбона, встреченного в интервале 775—1308 м и представленного глинами и алевролитами с прослоями песчаников и доломитов, составляет 533 м. На своде Наровлянской структуры нижнекарбонные фиолетовые и серые алевролиты и аргиллиты были пройдены скважиной № 1, в интервале 525—601 м и имеют мощность 76 м, увеличивающуюся на крыльях. В Старобинском соленосном районе, на западе Шацкинской впадины, судя по последним данным, нижний карбон вообще отсутствует.

В Мозырской опорной скважине, в д. Слободка, к нижнему карбону отнесены песчаники интервала 1946—2355 м, в 409 м мощности, лежащие на таких же надсолевых песчаниках нижнего девона. Но, кроме того, над ними, в интервале 1019—1946 м, были вскрыты пески, песчаники и глинистые сланцы, отнесенные так же, как и нижнекарбонные, по раститель-

ным остаткам и споровому анализу, к нерасчиленному среднему и верхнему карбону. Таким образом, на востоке Полесской депрессии устанавливается наибольшая мощность каменноугольных отложений, преимущественно в фации песчаных прибрежных отложений с растительными остатками.

В Черниговской скважине под пермскими красноцветами, с глубины 1013—1591 м пройдены отложения карбона в фациях, отличных от ближайшего его разреза в Мозырской опорной скважине, где карбон представлен преимущественно песчаниками. В Черниговской скважине пески и алевролиты имеют подчиненное значение по сравнению с глинами и глинистыми сланцами, преобладающими в разрезе, где также существенное место занимают пласты известняков и доломитов.

В связи с этими резкими изменениями фаций и мощностей карбона и залеганием его на брекчированных отложениях надсолевого комплекса девона на структурах Наровлянской и Ельской, можно с уверенностью утверждать, что между данково-лебедянским временем фаменского века девона и визейским веком нижнего карбона в Полесье был перерыв в осадконакоплении, охватывающий турнейский век, если не полностью, то частично, и непрерывного осадконакопления на грани девона и карбона не существовало.

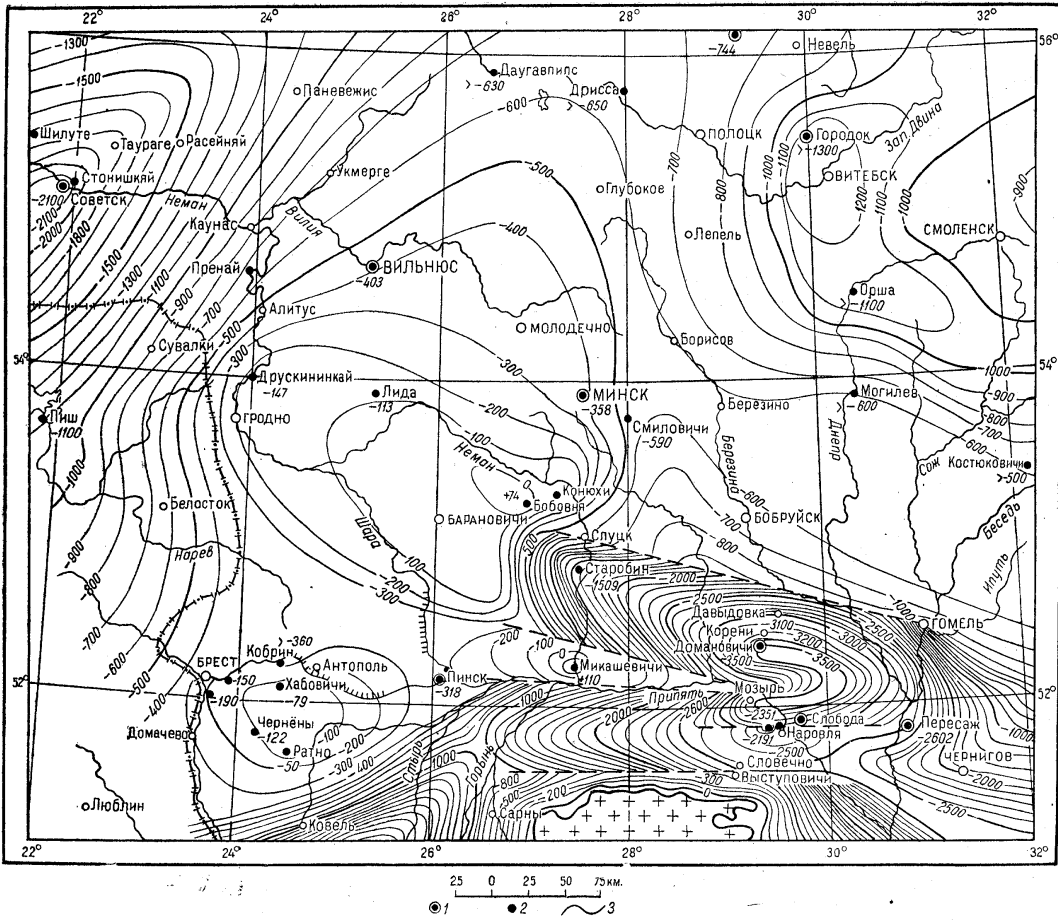
Мало того, на односторонне развитых соляных куполах или осложненных соляным диапиризмом структурах девон над солью был брекчирован до образования отложений карбона. Последние ложатся в самых различных фациях на сильно осложненный тектоникой докарбонный рельеф, выполняя впадины между поднятиями, о чем свидетельствуют увеличивающиеся на крыльях структур мощности.

Эти данные также указывают на рост структур Полесья и в карбоне, но брекчированность девона над солью произошла до образования осадков карбона и потому связана с основной фазой создания структур и одновременного их осложнения движениями соли, происшедшей в турнейский век.

ПЕРМСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Пермские отложения представлены двумя отделами и установлены в Черниговской опорной скважине, где они пройдены в интервале 904—1013 м. К нижнему отделу отнесены 53 м разреза, сложенные, главным образом, песчаниками и алевролитами с пропластками ангидритов, доломитов и доломитизированных известняков, содержащих до 11% целестина. В этих отложениях найдены плохой сохранности брахиоподы, гастроподы, мшанки, криноидеи и фораминиферы. Последние определены Н. Е. Бражниковой, установившей нижнепермский возраст содержащих их пород в интервале 964—973. 979—986 и 986—994 м. При этом были определены следующие виды: *Tuberitina* aff. *maljavkini* Mikh. var. *grandis* Reitl., *T. sp.*, *Ammovertella* sp., *Palaeonubecularia* sp., *Globivalvulina permiana* (Tscherd.), *Hyperammina* sp., *Nodosaria* aff. *schichanica* Lip., *Nodosaria* sp., *Geinitzina* (?) *pseudoovoides* Lip., часть из которых встречается также и в казанском ярусе Русской платформы.

Таким образом, вопрос о возрасте этих слоев не может считаться окончательно установленным, хотя, согласно имеющимся материалам, можно склоняться скорее к установлению нижнепермского возраста для нижней части разреза пермских отложений Черниговской опорной скважины. Есть основание относить эти отложения к артинскому веку, так как с ним связано существенное перемещение береговых линий морского бассейна конца верх-



Фиг. 2. Карта поверхности кристаллического фундамента Белорусской ССР:
 1 — опорные связи, 2 — структурные связи, 3 — изогипсы поверхности кровли фундамента.

Ванов 1097.

него карбона и начала перми на Русской платформе. Поэтому можно предполагать распространение моря из Днепровско-Донецкой впадины в южную часть Полесья именно в артинский, а не кунгурский или сакмарский века.

В Днепровско-Донецкой впадине, так же как и в прилегающей к ней части Полесья, нижнепермские отложения ложатся с несогласием на отложения карбона, имея в основании базальный конгломерат из разрушенных нижележащих пород, что свидетельствует о длительном континентальном перерыве, предшествовавшем распространению морского бассейна нижней перми в Днепровско-Донецкую впадину и прилегающую к ней часть Полесья. По данным о разрезе района Радченкова, к нижней перми предположительно можно отнести песчано-глинистую толщу мощностью в 150 м. Вышележащая песчанистая толща мощностью в 140 м в районе Радченкова [А. О. Билык, Н. Е. Бражникова и др., 1954] скорее соответствует верхнепермским татарским образованиям, так как, судя по данным верхней части разреза перми Полесских скважин, в ней появляется флора и фауна этого яруса.

В Мозырской опорной скважине (д. Слободка) условно к нижней перми отнесены отложения мощностью 189 м, лежащие в интервале 830—1019 м. В них не было обнаружено пропластков, содержащих морскую фауну (фиг. 1). Но наличие доломитовых и ангидритовых пропластков позволяет эту толщу считать аналогичной нижнепермским отложениям, вскрытым в ближайшей к востоку Черниговской опорной скважине.

Верхнепермские отложения в Мозырской скважине выделены в интервале 668—830 м мощностью в 162 м. Они содержат большое количество растительных остатков папоротников и хвощей, чешуи ганойдных рыб и остракоды, которые напеминают такое же изобилие органических остатков, характеризующих обычно верхние горизонты татарского яруса на Русской платформе.

Интересен разрез пермских отложений на северо-востоке Полесской депрессии в районе заложения трех глубоких скважин на Кореневском пологом поднятии. С севера на юг скважины расположены в следующей последовательности: Давыдовка, Кореневская, Домановичи. Последняя из них находится на далеком погружении южного крыла структуры. В ней выделяются нижнепермские отложения общей мощностью в 114 м, залегающие на глубине от 1215 до 1329 м. (При вычерчивании оригинала разреза опорной скважины допущена ошибка, нижнепермские отложения не выделены). С последней глубины, на основании изучения спор Е. О. Новик и фораминифер Н. Е. Бражниковой, установлены отложения среднего и нижнего визе, на которых нижнепермская красноцветная толща лежит несогласно. Сложена она переслаивающимися кирпично-красного цвета песчаниками, алевролитами и глинами, содержащими конкреции гипса и ангидрито-доломитовые пропластки.

По литологическим признакам эта толща аналогична отложениям, лежащим над карбоном в Мозырской и Черниговской опорных скважинах и отнесенным также к нижней перми. Этими тремя пунктами ограничиваются в настоящее время представления о распространении нижней перми в Полесье, которые, как видно из карты рельефа кристаллических пород фундамента, занимают, по-видимому, только наиболее погруженные части на востоке Шацилковской и Ельской депрессий и в месте сочленения Полесья с Днепровско-Донецкой впадиной (фиг. 2).

Очень существенно для понимания тектонических движений, происшедших в карбоне и в перми, отсутствие нижнепермских отложений на поднятиях Полесья. Так, нижнепермские отложения не были установлены на Давыдовско-Кореневском поднятии, на Ельской и Наровлянской, осложнен-

ных солянокупольной тектоникой, структурах, так же как и на западе Шацкинской депрессии в Старобинском районе. Следовательно, в конце нижнего карбона произошло поднятие Полесья и усложнение заложённых в девоне структур. Длительный перерыв в осадконакоплении в среднем и верхнем карбоне и в начале перми, свидетельствующий о приподнятом положении Полесья вместе с прилегающими территориями западного края Русской платформы, был частично нарушен в нижнепермскую эпоху, так как в это время вновь сюда проникло море из Днепровско-Донецкой впадины. Чередование красноцветных терригенных отложений с пропластками сульфатов и карбонатов указывает на непостоянство условий осадконакопления в нижнепермскую эпоху, сменявшихся несколько раз то континентальными, то морскими лагунами.

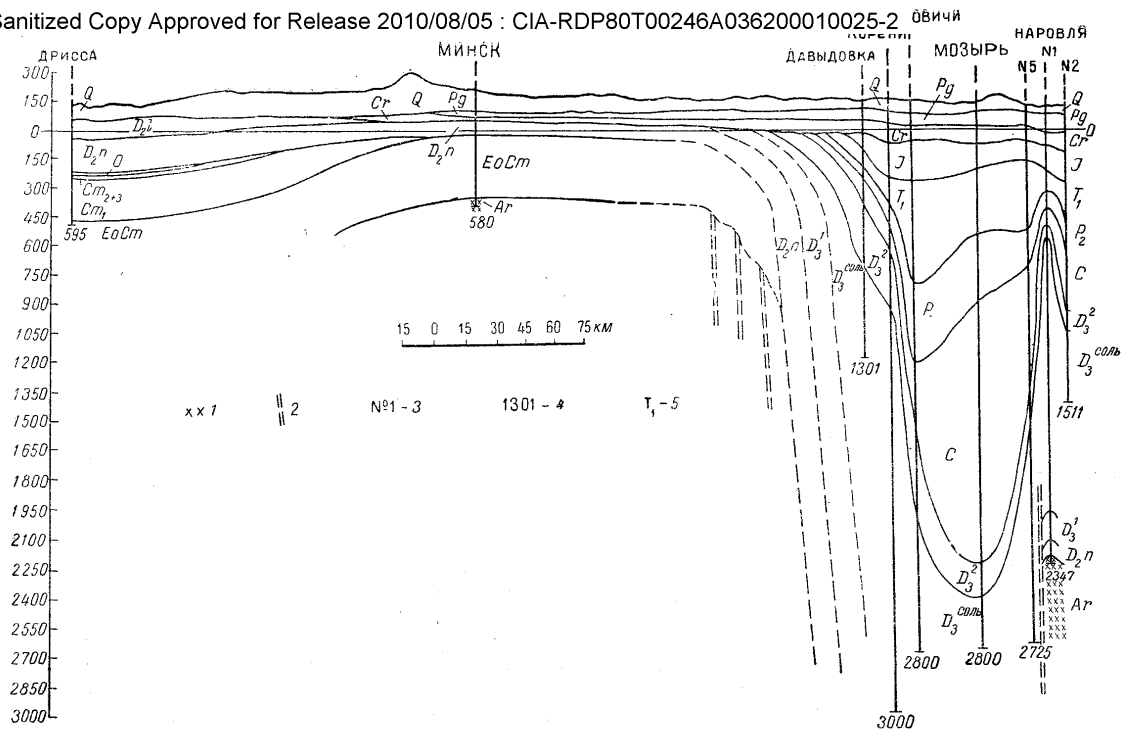
Перерыв между нижнепермскими и верхнепермскими отложениями, устанавливаемый повсеместно на Русской платформе, также охватывал Днепровско-Донецкую впадину и Полесье, когда в этих впадинах, из-за их значительного поднятия, осадконакопления не происходило. Тем более интересно образование значительной мощности континентальных отложений верхней перми татарского яруса, имеющихся в Полесье, а также, по-видимому, и в Днепровско-Донецкой впадине, свидетельствующих о том, что одновременно с поднятиями краевых горных сооружений Русской платформы, таких, как Тиман, Урал, Донецкий кряж, происходили крупные опускания отдельных впадин, где и накапливался терригенный материал.

В Домановичской скважине к верхнепермским отложениям отнесена толща в 291 м мощности, развитая в интервале 924—1215 м. Ее татарский возраст определяется тем, что в ней, Н. И. Новожиловым, наряду с новыми видами, обнаружена *Estheria angulata* L u t k., впервые описанная из верхней северодвинской свиты татарского яруса [Ф. Е. Лапчик, 1954].

В Черниговской опорной скважине к татарскому ярусу отнесена 52-метровая толща, залегающая в интервале 904—960 м, состоящая из пестроцветных песчаных пород, не содержащих карбонатных и сульфатных прослоев.

Визуальное впечатление, полученное нами при просмотре керна скважин: Черниговской, Мозырской, Кореневской, Наровлянских и Ельских указывает на то, что однообразный литологический состав отложений, содержащаяся в них фауна остракод, рыб и отпечатки флоры дают достаточную уверенность не только для их сопоставления между собой, но и для того, чтобы отождествлять их с отложениями верхней половины татарского яруса. Последнее, конечно, нуждается в более убедительной аргументации изучением органических остатков, что несколько не умаляет сделанного заключения, несомненно, более веского, чем существующее до самого последнего времени представление о развитии в Днепровско-Донецкой впадине только нижнепермских отложений в фации красноцветов. Материал Полесья, по-видимому, послужит основанием для пересмотра укоренившихся представлений о развитии только нижней перми в соседней и связанной с ней территории Днепровско-Донецкой впадины.

К северу от Домановичей, в Кореневской скважине, мощность татарского яруса достигает 110 м, при залегании его на нижнем карбоне так же, как и в севернее расположенной Давыдовской скважине, где мощность татарского яруса только 23 м. В последней скважине верхнепермские красноцветы вскрыты на глубине 353 м, а в Кореневской — на глубине 540 м, что при сравнении с глубиной залегания в 924 м верхней перми в опорной скважине Домановичской, расположенной всего в 12 км южнее, дает почти



Фиг. 3. Геологический профиль с севера на юг через Белорусско-Литовский выступ фундамента и Полескую депрессию
 1 — архей, 2 — разломы, 3 — номера связки, 4 — забой связки, 5 — возрастные индексы.

400-метровое погружение к югу, на северном крае Шацилковской депрессии.

Еще более резко это изменение мощностей выражено на Наровлянской и Ельской структурах, что показано на профиле, проведенном через Полескую депрессию по линии Дрисса — Минск — Наровля (фиг. 3). В частности, в своде Наровлянской структуры скважина № 1 вскрыла пермь на глубине 429 м, мощностью в 96 м. В скважине № 2, на южном крыле этой структуры, она была вскрыта на глубине 648 м мощностью в 182 м, а на северном сброшенном крыле, в скважине № 5, ее мощность достигает 205 м при глубине залегания 638 м.

Такие же условия залегания и изменения мощности перми наблюдаются и на Ельской, частично осложненной соляной тектоникой структуре. При этом следует отметить, что во всех трех скважинах, расположенных в меридиональном направлении вкост простирания Ельской структуры, как в триасовых, так и в пермских отложениях отмечены конгломераты из галек малиновых кварцито-песчаников. В связи с близостью последней к северному склону Подольского щита, появляются конгломераты, указывающие на снос их галек отсюда в результате размыва подстилающих отложений. Эти обстоятельства не дают возможности быть достаточно уверенными в проведении границ между пестроцветными отложениями триаса, перми и нижнего карбона на Ельской структуре без изучения в них палеонтологических остатков, так как здесь уже существенно меняется их литология, из-за близости к области сноса с Подольского щита.

Увеличение мощности верхнепермских отложений на крыльях структур, поднятий и куполов указывает на нивелирующее влияние осадконакопления в конце татарского века в восточной части Полесской депрессии. Западная ее часть входила тогда в область сноса, о чем можно судить по отсутствию в ней отложений перми. Наличие перерыва между отложениями татарского и ветлужского ярусов указывает на то, что процесс накопления красноцветных толщ не только прерывался, но и возобновился в нижнем триасе с новой силой, благодаря дифференцированным поднятиям в районах Полесья, происшедшим в пфальцскую фазу герцинского тектогенеза.

ТРИАСОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Накопление осадков нижнего триаса в прогибах Полесья происходило более интенсивно, чем в татарском веке, что и дает основание предполагать усиленное проявление тектонических движений в это время, усложнивших уже имевшиеся структуры и соляные купола. Так, в Давыдовке мощность триасовых отложений 95 м, в Корневской разведочной скважине — 140 м, а в опорной Домановичской скважине — 519 м, т. е. к наиболее глубокой северной части Полесской депрессии она увеличивается в пять раз. В Мозырской опорной скважине нижний триас выделен мощностью в 331 м. Близкой мощности в 314 м он достигает и в Черниговской скважине. На Ельской структуре мощность триаса как в сводовой ее части, так и на опущенном северном крыле колеблется в пределах 300—315 м, что может быть связано с меньшей подвижностью этой структуры в конце перми и начале триаса, по сравнению с Наровлянской. На последней триасовые отложения в своде имеют мощность 107 м, на крыльях она резко увеличивается и составляет на юге структуры в скважине № 2 — 257 м, на севере в скважине № 5 — 348 м и на восточной периклинали в скважине № 4 — 250 м. Таким образом, на Наровлянской структуре ярко выражено нивелирование

отложениями ветлужского яруса рельефа, созданного тектоникой до наступления нижнетриасовой эпохи.

Далеко к западу эти отложения не распространялись так же, как и пермские, но, по-видимому, перекрывали последние, так как в скважине Копаткевичи мощность триаса устанавливается еще в 25 м. Доказательством принадлежности этих отложений к ветлужскому ярусу нижнего триаса является установление его в опорной Мозырской, Прудковской и Слободской скважинах. В Прудковской скважине в интервале глубин 575—579 м Е. М. Люткевичем были определены экземпляры *Estheria gutta* Lutk., характерные для ветлужского яруса. Найденные здесь же остатки чешуй рыб, по определению А. В. Хабакова, также оказались близкими к ранее обнаруженным чешуям из ветлужского яруса Русской платформы.

Постоянство литологического состава этих отложений, начиная с резкого контакта с юрой и до слоев с фауной остракод и флорой в татарском ярусе, послужило основанием для выделения нижнего триаса в Полесье. Затем эти отложения были установлены во всех перечисленных выше скважинах. Палеонтологическим доказательством для этих отложений служили также остатки харовых водорослей, характеризующих ветлужский ярус. Они были найдены в Домановичской и Черниговской скважинах. В Наровлянской скважине № 3, на глубине 302—302,4 м, найдена *Cornia* sp. n., близкая к *C. papilaria* Lutk., описанной из мальцевской свиты нижнего триаса Кузбасса, что также аргументирует ветлужский возраст этих отложений.

На основании имеющихся данных по нижнему триасу Полесья, можно полагать, что накопление отложений ветлужского яруса сыграло значительную роль в пивелировании того тектонического рельефа, который был создан здесь в конце перми, так же как это имело место и в Днепровско-Донецкой впадине.

ЮРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Юрские отложения в Белоруссии развиты только южнее подземного Белорусско-Литовского выступа фундамента, в Полесской депрессии. К западу от нее они протягиваются на северо-западный склон Подольского щита и, возможно, в Польско-Литовскую синеклизу, через прогиб, идущий от Варшавы на Гданьск, свидетельствуя о значительно большем опускании западного края Русской платформы, особенно в келловейский век верхней юры, по сравнению с эпохой континентального осадконакопления в нижнем триасе. Юрские отложения Белоруссии принадлежат преимущественно к верхнему отделу, главным образом, келловей. Они нигде не выходят на поверхность и перекрыты вышележащими отложениями мела. На крайнем западе они вскрыты буровыми скважинами в районе г. Кобрин, где юра представлена угленосно-сланцевыми и песчано-глинистыми фациями, сильно варьируя в мощности, в среднем достигающей здесь 10—15 м.

На южном борту Полесской депрессии, в разрезе скважины Новая Рудня, верхняя юра в основании сложена базальным конгломератом, состоящим из галек овручского кварцита и покрытым розоватым песком, общей мощностью в 8,3 м. Вышележащая толща, в 117 м, сложена преимущественно песками и слабыми песчаниками — кварцевыми, глауконитовыми, — содержащими растительные остатки и серный колчедан, сверху — известковистыми.

В нижней и средней частях песчанистой толщи залегают пачки серых глин, содержащих серный колчедан и прослой песка. Мощность верхней пачки глин 13 м, а нижней — 37 м.

В районе солянокупольных структур, т. е. в центре Полесской депрессии верхняя юра представлена светлыми известняками, мергелями и глинами. Их мощность на своде Ельской структуры (скв. № 1) — 145 м, на ее северном крыле (скв. № 3) — 153 м и на южном крыле (скв. № 2) — 165 м. Тот же литологический состав с преобладанием карбонатов и почти ту же мощность, около 150 м, имеет верхняя юра в разрезах нескольких скважин Наровлянской структуры. Севернее, на Копаткевичской структуре, верхняя юра вскрыта в разрезе, представленном толщей песков до 100 м мощности, содержащей в нижней части 30-метровую пачку глин.

В Шацилковской депрессии у ее северного борта, в Корневской опорной скважине, верхняя юра, представленная келловеем, достигает мощности 205 м. Слагается она толщей переслаивающихся темно-серых глин с серым кварцевым песком, в верхней части которой появляются пропластки известняков и доломитов.

Характерным для распространения юры на площади Полесской депрессии является отсутствие ее отложений на западе Шацилковской депрессии в Старобинском районе, на Луинецком выступе фундамента и у г. Пинска. Если в последних двух районах это связано с близким расположением к поверхности фундамента на западном крае Русской платформы, то в Старобинском районе, входящем в Шацилковскую депрессию, отсутствие юры указывает на дифференцированность движений фундамента Полесья в этом периоде. Так, в районе Старобино, в д. Тычино фундамент достигнут на глубине 1659 м; под толщей солей верхнего девона ниже 1010 м вскрыты отложения верхнего и среднего девона, лежащие на гдовских слоях эокембрия. Здесь надсолевая пачка сероцветных пород верхнего девона начинается с глубины 105—110 м и залегает под верхним мелом.

Таким образом, на юго-западном склоне Белорусско-Литовского выступа, под отложениями мела, юра отсутствует и появляется только южнее и западнее в районе гг. Кобрин и Ковеля. Соединялась ли эта область распространения юры с площадью ее развития в Полесье через Ельскую депрессию между Подольским щитом и Луинецким выступом фундамента, в настоящее время не установлено. Между Новой Рудней и районом Кобрин расположена большая территория, закрытая четвертичными отложениями. На ней можно предполагать существование Подольского склона, соединяющегося с Белорусско-Литовским выступом и разделяющего юрские бассейны или же наоборот, — существование прогиба к западу от Ельской и Житковичской депрессий, соединявших оба юрских бассейна.

На восток от Полесья юра прослеживается в бассейн р. Оки, а к юго-востоку — в Днепровско-Донецкую впадину, где ее мощность увеличивается и наблюдается большая полнота разреза. Так, в Мозырской опорной скважине, в интервале глубин 200—337 м, верхняя юра представлена келловеем и оксфордом, мощностью 137 м. Здесь разрез юры представлен в основании песками, в средней части — глинами с прослоями карбонатных пород, а вверху — карбонатами. Резко увеличивается мощность отложений юры в Черниговской скважине, где они залегают в интервале глубин 357—591 м и достигают мощности в 234 м. Из них к средней юре относится 71 м. На контакте с нижним триасом здесь лежат серые пески, мощностью 18 м, с остатками обуглившихся кусков древесины и серным колчеданом. Выше преобладают серые глины, переслаивающиеся с зеленовато-серыми песками, мощностью 53 м. Вверху разреза юры преобладают глины мощностью 163 м, часто каолиновые, среди которых имеется большое количество пропластков карбонатных пород.

Разрез юры в Черниговской скважине является промежуточным между разрезами юры в Днепровско-Донецкой впадине и в Полесье. В то время как в последней развита только верхняя юра и преимущественно келловей, в мощностях в среднем до 150 м, в центральном грабене Днепровско-Донецкой впадины мощность юры, представленной от кимериджа до лейаса включительно, достигает 400—500 м. Таким образом, Полесская депрессия по истории геологического развития в юрском периоде резко отличается от Днепровско-Донецкой впадины, будучи с ней соединена морским бассейном только в келловейский век, при максимуме трансгрессии юрского моря на Русскую платформу. В остальные века юрского периода Белоруссия, в том числе Полесская депрессия, занимала приподнятое положение и являлась континентом.

МЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

По меловым отложениям, развитым в Полесье и Днепровско-Донецкой впадине, наблюдается аналогичное распределение мощностей разреза, как и по отложениям юры. В Днепровско-Донецкой впадине отложения верхнего мела представлены от маастрихта до турона меловыми мергельными породами, подстилаются глауконитовыми песками сеномана и имеют общую мощность до 800 м. В Черниговской скважине отложения от маастрихта до турона того же литологического состава имеют мощность 140 м, а сеноманские глауконитовые пески достигают только 4 м. Таким образом, в Чернигове мощность верхнего мела в 5 раз меньше мощности тех же отложений Днепровско-Донецкой впадины. В связи с развитием на поверхности нижнего мела, по соседству, на северном склоне Воронежского массива у гг. Брянска и Дмитриева, вероятность присутствия альба или более позднего разреза нижнемеловых отложений не исключена и для Днепровско-Донецкой впадины.

К нижнему мелу в Черниговской скважине отнесена толща песков с прослоями глины мощностью в 38 м, несогласно налегающих на волжские отложения. Выделение альб-сеноманских отложений в скважине г. Минска, где они представлены песками мощностью в 8,5 м, и в скважине г. Пинска, где к ним отнесены пески мощностью в 16 м, лежащие под 14-метровыми туронскими мелоподобными отложениями, носит условный характер, так как фаунистически они не обоснованы. Скорее следует предполагать полное отсутствие нижнемеловых отложений в Полесье. Так, в Старобинском районе в скважинах дд. Пиваши и Тычино песч. мел имеет мощность 15—18 м и залегает между отложениями палеогена и надсолевой фаменской толщей.

В Корневской опорной скважине 60-метровая толща меловых пород с песками в основании отнесена к турону, а в Мозырской скважине 84-метровая толща таких же пород отнесена к сеноман-турону. В трех Ельских скважинах мощности мелоподобных пород варьируют в незначительных пределах — от 63 до 67 м. Наоборот, на Наровлянском куполе мощности меловых пород сильно изменяются. Так, в его своде (скважина № 1) песч. мел с песками в основании достигает 75 м, на южном крыле (скважина № 2) — 95 м, на сильно опущенном северном крыле (скважина № 5) — 5—6 м и на восточной периклинали (скважина № 4) — 83 м.

Такое изменение мощностей верхнемеловых отложений на структуре указывает на ее нивелирование осадками верхнемелового моря в условиях небольших дифференцированных солянокупольных движений. Наличие только 12,5 м песч. мела на своде Копаткевичского купола указывает на его интенсивное поднятие во время накопления осадков в верхнемеловом

бассейне Полесья. В южной красной зоне этого бассейна в скважинах Слобечно и Новая Рудня в разрезе верхнемеловых отложений также присутствует только белый пясчий мел, мощностью соответственно в 10 и 19 м, в котором содержится пирит и фосфориты. Эти данные о развитии верхнемеловых пород в Полесье указывают на то, что в сеномане и туроне Полесская депрессия, занятая морским бассейном, соединялась с бассейном Днепро-Донецкой впадины, тогда как в коньяке это соединение захватывало только районы Чернигова и Лоева [В. С. Акимец, 1953].

Полесская депрессия в сеномане и туроне была соединена с областью накопления меловых пород на западе Белоруссии и в соседних с ней районах Польско-Литовской синеклизы, а также с северо-восточным погружением Подольского щита, где разрез верхнего мела полнее, и, кроме сеномана и турона, развиты отложения маастрихта, кампана, сантона и коньяка, отсутствующие в Полесье. Поэтому есть основание предполагать, что область Полесской депрессии вместе с Подольским щитом, Лунинецким и Белорусско-Литовским выступами фундамента после турона, в сенонский век, разделяли морские бассейны, занимавшие Днепро-Донецкую впадину на востоке и Польско-Литовскую и Варшавскую на западе. Таким образом, западный край Русской платформы в верхнем мелу оказался приподнятым, даже в наиболее погруженной его Полесской части.

Следует также отметить, что в центральном грабене Днепро-Донецкой впадины развиты отложения датского яруса, отсутствующие в Полесской депрессии и в районе Чернигова на стыке этих крупных впадин, что еще лишний раз подчеркивает существующие между ними различия в геологической истории и строении.

ТРЕТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

В Белоруссии третичные отложения развиты только на юго-западе, занимаемая, главным образом, Полесскую депрессию. Отложения неогена отсутствуют на всей этой территории и неизвестны в Полесье, будучи развиты только на юго-западном склоне Подольского щита. В Черниговской опорной скважине вскрыт наиболее полный разрез третичных отложений. Мощность неогеновых глин 19 м. Разрез палеогена представлен следующими отложениями (сверху вниз). Полтавский ярус среднего и верхнего олигоцена сложен серыми песками с пропластками углистых глин мощностью 10 м. Харьковский ярус нижнего олигоцена состоит из 31 м глауконитовых песков с прослоями глин. Киевский ярус верхнего эоцена сложен зеленовато-серой песчанистой глиной мощностью 13 м. Бучакский и каневский ярусы среднего и нижнего эоцена имеют мощность 92 м и представлены кварцевыми серыми песками, книзу зеленоватыми, глинистыми и цементированными в пропластки песчаника. Они лежат на мергелях маастрихта.

Мощности отложений палеогена в Черниговской скважине значительно меньше, чем в Днепро-Донецкой впадине. Так, например, полтавский ярус достигает 80 м, тогда как в районе Чернигова он имеет только 10 м мощности. Большое развитие песков в разрезе палеогена Чернигова, как и его меньшая мощность, указывает на выклинивание слоев и появление более мелководных фаций в направлении от Днепро-Донецкой впадины на северо-запад к Полесью.

Так, в Мозырской скважине отложения палеогена установлены только в составе харьковского и киевского ярусов нижнего олигоцена и верхнего эоцена, представленных песками мощностью 87 м. В Корневской опорной

скважине палеоген не расчленен более дробно; складывается он также песками с пропластками глины и достигает мощности 90 м. На Копаткевичской структуре палеоген, представленный кварцевыми и глауконитовыми песками, имеет мощность 48 м. На Наровлянской структуре те же пески палеогена варьируют в мощности от 75 до 96 м, отчасти в зависимости от их положения на крыле или на своде структуры. Такое явление имеет место и на Ельской структуре, где палеогеновые пески и глины имеют несколько большую мощность — от 110 до 120 м.

На южном борту Полесской впадины мощность палеогена заметно уменьшается, и в скважине Новая Рудня составляет 86 м, а в скважине Словечно, расположенной еще южнее, — 48,5 м. В этих скважинах разрез палеогена складывается в основании песками с глауконитом, а выше — песчанистыми, слюдястыми глинами с пропластками песка и растительными остатками. На Белорусско-Литовском выступе фундамента мощность песков палеогена также сильно уменьшается — в Пинске до 37 м, а в Минске — до 6 м. Предполагается, что в Белоруссии развиты все отложения палеогена, начиная от пестрых глин полтавской свиты до бучакского яруса, лежащего с размывом на меловых породах и состоящего из глауконитовых песков с фосфоритами и темными кремнями. Это устанавливается на основании литологического сходства с разрезом палеогена в Днепровско-Донецкой впадине.

Полученный материал бурения глубоких скважин в Полесье не прибавил палеонтологических данных, обосновывающих отнесение отложений палеогена Полесья к той или иной свите разреза Днепровско-Донецкой впадины. Однако есть основание полагать, что некоторые горизонты палеогена частично или полностью выклиниваются, и в связи с этим значительно сокращаются их мощности в Полесье. Кроме того, палеоген на площади Белоруссии развит очень неравномерно, так как его мощность изменяется в резких пределах — от 5 до 120 м. К тому же значительное преобладание в разрезе палеогена песков затрудняет установление в их толще границ, так как при накоплении неоднократно имели место переотложение и перемыв осадков в связи с изменчивостью конфигурации береговой линии морского бассейна.

Следует отметить, что мощность четвертичных отложений в Полесской депрессии не превышает 50 м, а часто она значительно меньше, тогда как на севере Белоруссии встречаются гораздо более мощные накопления ледниковых и послеледниковых отложений — от 100 до 200 м. Отчасти это объясняется наличием в Полесье бассейна р. Припяти, где в четвертичном периоде преобладал смыв и вынос отложений, а не их аккумуляция.

ТЕКТОНИКА

По тектоническому строению и геологической истории вся территория Белоруссии разделяется на две различные области. На севере ее расположен Белорусско-Литовский подземный выступ фундамента, окруженный впадинами (см. фиг. 2). Этот выступ ограничивается на западе Польско-Литовской синеклизой, на севере — Латвийским прогибом, на востоке — западным крылом Московской синеклизы, а на юге — Полесской депрессией. Юго-западнее, в Друскининкае, где на глубине 292 м граниты вскрыты под ветлужским ярусом нижнего триаса, Белорусско-Литовский выступ фундамента, по-видимому, в виде отрога продолжается к г. Пишу. В последнем габбро вскрыты под морскими отложениями пестрого песчаника нижнего триаса на глубине 1200 м. Этот отрог кристаллических пород, перекрываемый отложениями не древнее триаса, вероятно, на протяжении всего палео-

зоя отделял Польско-Литовскую синеклизу с юга от прогиба, проходящего в Польше от Гданьска на Варшаву.

На юге Белорусско-Литовский выступ, через район с высоким положением фундамента у г. Слуцка, возле дд. Бобовня и Конюхи, соединяется с районом г. Пинска, где кристаллические породы были вскрыты на глубине 458 м (318 м ниже уровня моря) под отложениями эокембрия и нижнего кембрия, покрытыми мелом. Вопрос о соединении района Пинска, имеющего высокое положение фундамента, с северо-западной окраиной Подольского щита еще следует признать нерешенным, так как между ними вероятно прогиб или большее погружение фундамента. Оно, возможно, существовало в девоне, когда морские бассейны Полесья и западного склона Подольского щита имели через этот пролив соединение в районе современного течения рр. Стыри и Горыни.

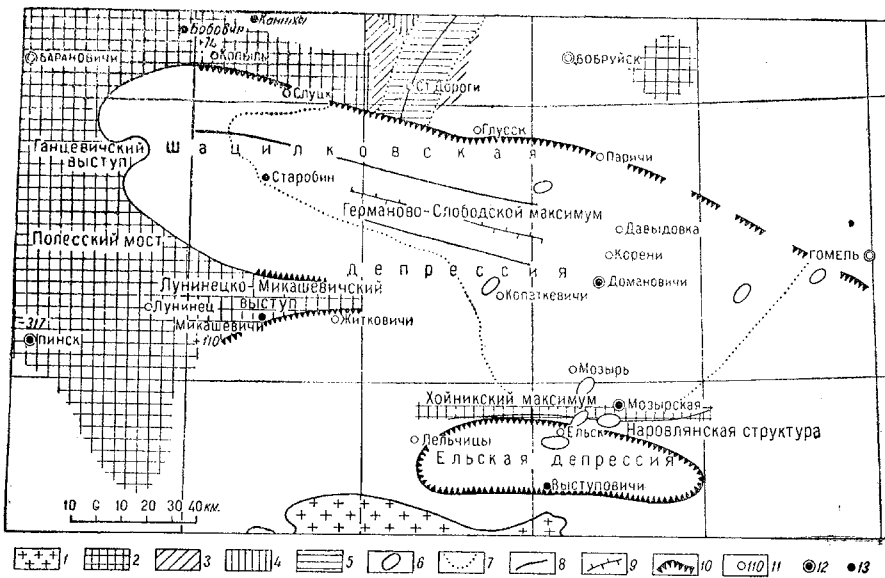
Второй крупной тектонической структурой Белоруссии является Полесская депрессия, занятая бассейном р. Припяти. На севере она ограничена Белорусско-Литовским выступом фундамента, а на юге — Подольским щитом. Эта депрессия в центре осложняется Лунинецким выступом горстового характера, являющимся, по-видимому, отрогом, идущим на восток от г. Пинска. Восточнее р. Случь, к Копаткевичам и Мозырю этот выступ резко погружается, и разделенные им в Полесской депрессии впадины (северная — Шацилковская и южная — Ельская) соединяются. По данным сейсмических работ, на территории Шацилковской впадины проходит Германово-Слободское, а в Ельской впадине — Хойникское широтные поднятия (фиг. 4). Эти поднятия прослежены на значительном протяжении по максимумам силы тяжести.

На юго-востоке Полесская депрессия отделяется от Днепровско-Донецкой впадины Черниговским гравитационным максимумом, на котором опорная скважина под толщей основных эффузивов и туфитов девона, пройденных с глубины 1591 м, вскрыла прорванные диоритами гранито-гнейсы, залегающие на глубине 2751 м. Эти данные показывают, что разрез девона в Чернигове не имеет ничего общего с разрезом девона в Полесье. Поэтому связь девонских морских бассейнов Полесья и Днепровско-Донецкой впадины могла происходить только через узкий пролив, вдоль восточного склона Подольского щита, где гравиметрией устанавливается узкая зона минимумов силы тяжести.

Полученные новые данные о глубинах залегания кристаллических пород фундамента и рассмотрение последних во взаимосвязи с покрывающими их осадочными породами являются также существенными для понимания тектонических движений, происходивших на территории Белоруссии в течение палеозоя и мезозоя.

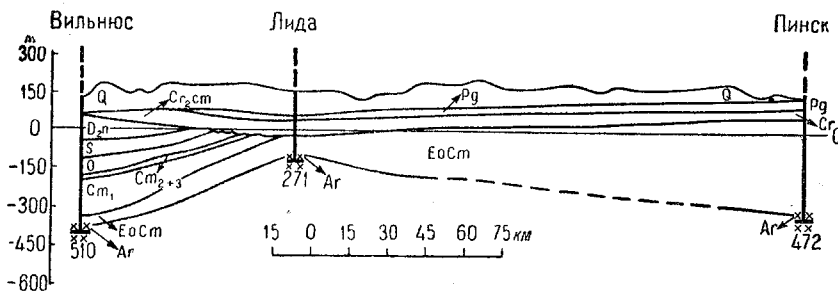
Данные буровых скважин о глубинах залегания кристаллических пород на Белорусско-Литовском выступе показывают, что колебания этих отметок происходят в сравнительно небольших пределах. На западной окраине выступа, находящегося уже на погружении к Польско-Литовской синеклизе, где развиты отложения ордовика и силура, кристаллические породы были встречены скважиной в г. Вильнюсе на 403 м ниже уровня моря. В Друскининкае абсолютная отметка залегания кристаллического фундамента повышается до 147 м, а в г. Лида — до 113 м (фиг. 5). Далее к юго-востоку, между гг. Барановичи и Слуцком, кристаллические породы фундамента залегают еще выше, так как в д. Бобовня граниты были встречены на глубине 74 м, а у д. Конюхи примерно на такой же глубине (фиг. 2). Следовательно, Белорусско-Литовский выступ от зоны сочленения его с Польско-

Литовской впадиной постепенно повышается к юго-востоку, к границе с Полесской депрессией, где фундамент резко погружается на несколько тысяч метров.



Фиг. 4. Структурная схема тектонического строения Полесья, по данным геофизических исследований Западного геофизического треста. Составил М. С. Закошанский.

1 — Украинский кристаллический массив, 2 — подземные выступы фундамента, 3 — палеоген, 4 — мел, 5 — девон, 6 — локальные структуры, 7 — Белорусский соленосный бассейн, 8 — оси гравитационных минимумов, 9 — оси гравитационных максимумов, 10 — линии круглого погружения фундамента среднепалеозойского возраста, 11 — скважины, встретившие кристаллические породы, и глубины залегания последних, 12 — опорные скважины, 13 — разведочные скважины.



Фиг. 5. Геологический профиль с севера на юг в западной части Белорусско-Литовского выступа фундамента.

На северо-восток к Латвийскому прогибу Белорусско-Литовский выступ погружается более полого. Это подтверждается низкой абсолютной отметкой фундамента в г. Вильнюсе и тем обстоятельством, что скважины, пробуренные в г. Дриссе до 476 м и в г. Даугавпилсе до 467 м ниже уровня моря, не вскрыли кристаллических пород. Первая из них вошла в нижние, а вторая в верхние слои нижнего кембрия.

От установленного в районе Слуцка наиболее высокого положения Белорусско-Литовского выступа наблюдается погружение фундамента к востоку. В Минске кристаллические породы были вскрыты на 358 м, а в Смилевичах — на 589 м ниже уровня моря. Данных о глубине залегания фундамента по меридиональной полосе, проходящей через города Полоцк, Лепель и Борисов, не имеется. В связи с отсутствием здесь более молодых девонских отложений, чем живецкие, которые развиты на всей площади Белорусско-Литовского выступа, нет оснований трактовать этот участок как Полоцкую впадину [З. А. Горелик, 1948], а, наоборот, следует считать его более приподнятым по сравнению с восточной частью Белоруссии [Н. А. Кудрявцев, 1946]. Это подтвердили и сейсмические работы, проведенные в районе гг. Городка и Невеля, установившие подъем фундамента на запад, к г. Полоцку.

Таким образом, с запада на восток, по направлению к Невелю, Городку, Орше, Могилеву и Костюковичам, происходит погружение кристаллических пород. В районе гг. Городка и Орши, по данным сейсмических работ, залегание фундамента указывалось на глубине порядка 1100—1200 м, что подвергалось сомнению, как преувеличенное [Д. С. Халтурин, 1950], и особенно считавшимися вероятным соединением Воронежского массива с Белорусско-Литовским выступом [Н. А. Кудрявцев, 1946]. Однако бурение глубоких скважин подтвердило заключение, сделанное по сейсмическим работам.

Городокская опорная скважина вошла в нижний кембрий на глубине 492 м или 320 м ниже уровня моря и была остановлена на 1262 м в отложениях эокембрия. Большая мощность этих отложений указывает на формирование прогиба вдоль восточного края Белорусско-Литовского выступа фундамента в начале палеозоя, в эокембрии и нижнем кембрии, когда здесь образовалась толща мощностью более 770 м. В г. Орше нижнекембрийские отложения были вскрыты на глубине 416 м (257 м ниже уровня моря) и пройдены до глубины 1010 м, где скважина остановлена, не дойдя до кристаллических пород. Вскрытая мощность 594 м нижнего кембрия и эокембрия в г. Орше подтверждает сделанный вывод. В Невельской опорной скважине гранито-гнейсы были вскрыты на глубине 913 м, что указывает на подъем Белорусско-Литовского выступа к западу от ограничивающего его с востока прогиба, идущего через Городок и Оршу.

В скважине Костюковичи на 150 м ниже уровня моря вскрыты наровские слои среднего девона, из которых скважина не вышла до забоя, абсолютная отметка которого 364 м.

Таким образом, судя по разрезам приведенных скважин, можно утверждать, что на восточном крае Белорусско-Литовского выступа фундамента существует прогиб. Кроме того, к северу и северо-востоку от гг. Шклова и Орши наблюдается развитие верхнего девона, что, несомненно, указывает на погружение склона Белорусско-Литовского выступа в этом направлении. Отсутствие верхнего девона к югу от г. Могилева показывает, что этот район после среднего девона испытал поднятие и, наоборот, для него характерно опускание в нижнем кембрии и начале палеозоя. Это подтверждают и данные геофизических исследований, главным образом, сейсмических работ, показавших, что в направлении гг. Городок, Орша, Могилев и Костюковичи проходит прогиб с погружением кристаллических пород.

Он соединяется с восточной частью Полесской депрессии, где амплитуда ее опускания уменьшается, а глубины залегания фундамента колеблются около 1500 м, т. е. приближаются к тем, которые характеризуют прогиб, окаймляющий Белорусско-Литовский выступ фундамента с востока. Таким

образом, в настоящее время нет оснований допускать возможность соединения последнего с Воронежским кристаллическим массивом в эпохи осадко-накопления. Также нет обоснованных данных для выделения Орловско-Оршанско-Витебского поднятий или Девонского вала [З. А. Горелик, 1948].

С севера Подольский щит ограничивается крупной депрессией, где, по данным сейсмических работ, кристаллические породы фундамента лежат на глубинах порядка 3000—4000 м. О правильности этого заключения свидетельствует глубина залегания фундамента в ряде скважин Полесья. Так, в Черниговской опорной скважине фундамент вскрыт на глубине 2753 м в области гравитационного максимума. На восточной периклинали Наровлянской структуры, в ее приподнятой части, гранито-гнейсы фундамента вскрыты скважиной № 4 на глубине 2501 м при меньшей мощности подсольных отложений девона, чем в скважине № 1, заложеной в центре Наровлянского поднятия, встретившей фундамент на глубине 2338 м.

Заданная в 2 км к северу от скважины № 1 скважина № 5 при забое 2725 м не вышла из толщи соли, начавшейся на глубине 1535 м, что указывает на погружение по одному или нескольким разломам северного крыла Наровлянской структуры не менее, чем на 400 м. Это подтверждается наличием брекчий кепрока над солью в скважине № 1 и его отсутствием в скважине № 5. На значительные подвижки блоков фундамента по широтным разломам в самой Полесской депрессии указывает существование в ней Лунинецкого выступа фундамента. На нем у ст. Микашевичи и Сенкевичи бурением установлено залегание гранитов на глубине 23 и 24 м от дневной поверхности. По гранитам эти скважины прошли по 40 м. В 6 км к югу от ст. Сенкевичи, в д. Озерницы скважина, остановленная на глубине 400 м, не вышла из осадочных пород. Западнее, в г. Пинске, граниты докембрия вскрыты на глубине минус 318 м. Все это дает возможность трактовать указанное высокое положение фундамента в Лунинецком районе, как его отрог, идущий от г. Пинска к востоку, но находящийся на 400—450 м гипсометрически выше.

Севернее Лунинецкого выступа фундамента в широтном направлении протягивается Шацилковская впадина. В ее центральной части, на востоке, в районе Корневской опорной скважины, а на западе у г. Старобина обнаружена мощная толща солей девона. Лунинецкий выступ фундамента отделяет Шацилковскую впадину от Житковичской и Ельской впадин, последняя из которых окаймляет Подольский щит с севера (фиг. 4). О глубине погружения фундамента к востоку от Лунинецкого выступа дает представление Мозырская опорная скважина, которая вошла в соль только на глубине 2513 м и не вышла из нее, имея забой 2800 м.

По данным геофизических исследований, проведенных в Полесье М. С. Законшанским, установлено, что Лунинецкий выступ фундамента является не единственным, а выделяется еще более северный выступ — Ганцевичский. На продолжении его к востоку, в Шацилковской депрессии, между г. Старобином и Корневским поднятием проходит Германово-Слободской гравитационный максимум. К нему, по-видимому, приурочивается повышение в ложе кристаллических пород Шацилковской депрессии, с которым связаны поднятия и в осадочном покрове.

По тем же данным геофизических работ, Ельская впадина замыкается на западе и востоке, ограничиваясь на севере Хойникским гравитационным максимумом, к которому и приурочено более высокое положение фундамента в южной части Наровлянской широтной структуры, осложненной соляным диапиризмом по северному опущенному крылу.

К югу от Лунинецкого выступа находится Житковичская впадина. Кроме того, установление в Полесской депрессии таких местных поднятий, как Ельского, Наровлянского, Копаткевичского и других указывает на значительную сложность тектонического строения кристаллического основания между Подольским щитом и Белорусско-Литовским выступом фундамента. Эту сложность в общих чертах отражает структурная схема тектонического строения Полесской депрессии, составленная М. С. Закопанским (см. фиг. 4), и профиль (см. фиг. 3).

Таким образом, рассматривая современное положение кристаллического фундамента в Белоруссии, можно установить, что Полесская депрессия является областью наиболее резких колебаний глубины его залегания. На площади, протягивающейся на 150 км с севера на юг, вкрест простирания Полесской депрессии и на 300 км с запада на восток колебания в глубине залегания фундамента достигают 2000—3000 м. В силу значительного опускания этой депрессии и осложнения выполняющих ее отложений (дизъюнктивной, пликативной и солевой тектоникой) площадь ее представляет наибольший интерес для нефтяников в связи с наблюдающимися здесь интенсивными нефтепроявлениями в девонских отложениях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Когда начали появляться новые данные о геологическом строении этой закрытой четвертичным покровом и слабо обнаженной территории, Г. В. Богомоловым [1947] была опубликована статья по геологии Белоруссии. В ней разбираются мнения и представления А. Д. Архангельского [1937], А. П. Карпинского [1919], С. Бубнова [1935], Н. С. Шатского [1937] и других геологов, основывавших свои представления на соображениях, вызванных скудным фактическим материалом.

Основным из этих представлений являлось утверждение существования в Белоруссии меридионального простирания валообразных поднятий, в том числе и Полесского моста или вала. Как видно из приведенного фактического материала и как изображено на карте рельефа кристаллических пород (фиг. 2), а также на профиле через Полесскую депрессию (фиг. 3), господствующим простиранием структур является широтное на приподнятой части западного края Русской платформы, между Балтийским и Подольским щитами. Такое простирание наблюдается не только в Полесской депрессии и в деталях ее геологического строения, например, Лунинецкий выступ фундамента или Ельская впадина, но и севернее — в Латвийском прогибе, отделяющем Белорусско-Литовский подземный выступ фундамента от Балтийской антеклизы, лежащей на погружении к югу Балтийского щита.

Широтное простирание структур в Полесской депрессии, где наблюдается наиболее полный и мощный разрез отложений, достигающих более 3000 м во многих местах Полесья, является ведущим и направляющим дальнейшие поисковые и разведочные работы как на соль, так и на нефть. Поэтому в Полесье, кроме куполовидных структур, осложненных и не осложненных соляной тектоникой, представляют также значительный практический интерес краевые зоны впадины. Сочленения Шацковской депрессии с Белорусско-Литовским и Лунинецким выступами фундамента, а Ельской и Житковичской депрессий с Подольским щитом и с южным краем Лунинецкого выступа нуждаются в наиболее детальных работах, так как эти зоны осложнены разломами широтного простирания, по которым и происходит

ступенчатое погружение кристаллического фундамента к впадинам Полесской депрессии. Так как опускания краевых зон происходили неоднократно в процессе накопления отложений в палеозое и мезозое, то, естественно, произошло тектоническое осложнение осадочной толщи, а не только изменение фаций и мощностей на бортах впадин.

Примером уменьшения мощностей и изменения фаций является район Давыдовки — Домановичей или Кореневского поднятия, на профиле, через которое ясно видно быстрое уменьшение мощностей в северном направлении (фиг. 3). Такое же явление наблюдается на сочленении Полесской депрессии с Подольским щитом в скважинах Словечно и Новая Рудня.

Данные изучения бортов Полесской депрессии еще недостаточны, чтобы можно было судить о перспективах бурения в краевых зонах Полесских впадин, но уже полученные изменения мощностей и литологии в этих зонах ясно указывают на необходимость их детального изучения глубоким бурением.

Не менее интересны данные, полученные по детализации тектонического строения структур поднятия в Полесской депрессии, имеющие принципиальное значение для постановки на них разведки. При бурении первой Наровлянской скважины, расположенной в центре структуры, вытянутой в широтном направлении, было обращено внимание на брекчированность надсолевых отложений девона и изменения в толще соли. Брежированность наблюдалась во всей серой карбонатной толще девона только в центральной скважине на своде. На северном крыле толща оказалась не брекчированной, а на южном — она исчезла в крайней скважине, постепенно уменьшаясь в мощности от свода. Соль в центральной скважине оказалась с кристаллами, вытянутыми по длине зерна, и среди такой соли наблюдались почти вертикально расположенные черные участки в виде полос, вызванные окраской жидкой нефтью. Таких явлений не было обнаружено в скважинах, расположенных к северу и югу от сводовой части, в профиле, идущем вкрест широтного простирания структуры.

После проводки первых трех скважин нами было сделано заключение, что к северу от первой скважины находится зона опущенного северного крыла, откуда соль выжата в приподнятую сводовую часть структуры. Поэтому соль северного крыла, будучи опущенной ниже верхних горизонтов подсолевой толщи, могла захватить нефть при своем движении вверх и вынести ее не только в толщу соли в своде структуры, но и в покрывающие ее брекчированные породы кепрока. Это подтвердилось дальнейшим бурением на Наровлянской структуре, хотя ведущими разведку геологами возможность получения нефти из-под толщи соли не была учтена до того времени, пока она не зафонтанировала из-под соли на соседней Ельской, аналогично с Наровлянской построенной, структуре. Такие осложнения куполовидных структур Полесья являются существенными, так как они указывают на существование экранированных залежей нефти под солью, в зонах дизъюнктивных нарушений куполов. Описанное явление не исключает существование обычных, не осложненных разломами куполов, которые в Полесье пока еще не обнаружены.

Поскольку Полесье считается продолжением к северо-западу Днепровско-Донецкой впадины, а для многих геологов это обычно значит, что геологические условия последней могут быть механически перенесены на Полесскую депрессию, то надо отметить, что новый материал, полученный в результате проведения глубокого бурения, совершенно опровергает это пользующееся широким распространением необоснованное представление. Факты, опровергающие единство этих впадин, следующие.

1. Полесская депрессия имеет широтное простирание, а Днепроовско-Донецкая северо-западное.

2. Первая отделяет северный край Подольского щита от подземного Белорусско-Литовского выступа фундамента, а вторая — Воронежский и Украинско-Подольский щиты.

3. Хотя обе впадины образовались в девоне и, может быть, даже одновременно в начале живетского века, когда на Русской платформе произошли максимальные опускания по разломам, давшим пути излияния основной магмы, последующая геологическая история впадин была существенно различной, судя по стратиграфическим данным.

4. Свободному сообщению морских бассейнов верхнего девона Полесской и Днепроовско-Донецкой впадин препятствовало накопление мощной толщи основных эффузивов, происшедшее, вероятно, в среднем девоне в районе Чернигова на стыке этих впадин, что отразилось на всей их дальнейшей геологической истории.

5. Соляные купола в Полесье недоразвитые, односторонние, не прорывающие, а только брекчирующие надсолевые девонские отложения, тогда как в Днепроовско-Донецкой впадине они рвут все отложения, от девона до палеогена включительно.

6. Наконец, нефть в Днепроовско-Донецкой впадине каменноугольная, найденная над девонскими отложениями, тогда как в Полесье она девонская подсолевая, франская или живетская.

Перечень различий геологического строения указанных впадин можно продолжить, если брать каждый отрезок их геологического прошлого, охарактеризованный в этих впадинах одновозрастными отложениями. Всякий раз при сравнении Полесской и Днепроовско-Донецкой впадин выступает, в первую очередь, их различие, а не сходство, что видно из приведенной стратиграфии.

На широтном простирании структур Полесья, на дизъюнктивной природе образования в нем соляных куполов и на отличии тектонического и геологического строения его от Днепроовско-Донецкой впадины необходимо было остановиться как на главных и основных геологических положениях, определяющих дальнейшее направление геологических работ в Полесской депрессии. Что касается всей остальной территории Белоруссии, занятой относительно высоким положением кристаллического фундамента, то она не представляет практического интереса для проведения на ней буровых работ, так как имеющиеся уже скважины исключили ее из объектов для исследования геологов-нефтяников.

Проведенные после Отечественной войны 1941—1945 гг. геологические и разведочные работы совместно с опорным бурением за сравнительно короткий срок дали много нового по геологии Белоруссии и выявили на ее территории новый, в практическом отношении интересный регион Полесской депрессии.

ЛИТЕРАТУРА

А к и м е ц В. С. Некоторые новые данные по стратиграфии верхнего мела Лоевского района БССР на основании изучения фауны фораминифер. Изв. АН БССР № 5, 1953.

А р х а н г е л ь с к и й А. Д., Ш а т с к и й Н. С., М е н н е р В. В., П а в л о в с к и й Е. В. и др. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. Изд. АН СССР, 1937.

Б а н к о в с к и й В. А. Изменение физико-географических условий в верхнем карбоне Донецкого бассейна в связи с проявлением тектонических движений. Изв. АН СССР, сер. геол. № 1, 1954.

- Бернадская Л. Г., Лапчик Ф. Е. и Усенко И. С. Об эффузиях Черниговского района (Днепро-Донецкая впадина). ДАН СССР, т. 95, № 6, 1954.
- Билык А. А., Бражникова Н. Е., Карпова М. А., Кожич-Зеленко М. П., Хоменко В. А. О верхнепалеозойских отложениях района Радченкова. «Геол. журнал», т. 14, вып. 1, 1954.
- Богомолов Г. В. Геологические структуры западной части Русской платформы. «Советская геология», № 23, 1947.
- Бубнов С. Геология Европы, т. II. Висальпийская Западная Европа. Часть 1, Каледониды и Варискиды. Глав. ред. геол.-разв. и геодез. лит-ры, 1935.
- Горелик З. А. К вопросу о существовании Полесского девонского вала. Геология и полезные ископаемые БССР, сб. II, 1948.
- Голубцов В. К. О нижнекаменноугольных отложениях района Ельска (Припятское Полесье). ДАН СССР, т. ХСVII, № 1, 1954.
- Голубцов В. К. О нижнекаменноугольных отложениях района Словечно. Изв. АН БССР, № 2, 1954.
- Жирмунский А. М. Главный девонский вал северо-западного края. Изв. ГГРУ, т. 49, № 4, 1930.
- Жирмунский А. М. Геологические особенности тектонических структур БССР. Изв. АН БССР, ч. I, № 5 и ч. II, № 6, 1948.
- Закошанский М. С. Еще раз о гранитном выступе на Полесском мосту. Геология и полезные ископаемые БССР, сб. II, 1948.
- Карпинский А. П. О результатах некоторых буровых работ в бассейне Припяти. Изв. АН СССР, № 9, 1907.
- Карпинский А. П. О тектонике Европейской России. Изв. АН СССР, сер. VI, т. XIII, 1919.
- Кудрявцев Н. А. К вопросу о тектонике и нефтеносности Прибалтийской впадины. Научно-исследовательские работы нефтяников. Вып. 1, «Геология», 1944.
- Кудрявцев Н. А. О тектонике и возможной нефтеносности северо-западной части Русской платформы (Прибалтийской впадины), 1941. Сб. Геология и нефтеносность Русской платформы и Эмбы, 1946.
- Лапкин И. Ю., Черпак С. Е. и Чирвинская М. В. Тектоническая схема восточной части Украинской ССР. БМОИП, нов. сер., отд. геол., т. XXVII, вып. 2, 1952.
- Лапкин И. Ю. и Люткевич Е. М. О различиях в геологическом строении Полесской и Днепро-Донецкой впадин. ДАН СССР, т. 108, № 5, 1956.
- Лапчик Ф. Е. О палеозойских вулканических образованиях Черниговщины. Изв. АН УССР, № 5, 1954.
- Лапчик Ф. Е. О возрасте пермских отложений Днепро-Донецкой впадины. ДАН СССР, т. ХСVII, № 3, 1954.
- Люткевич Е. М. Тектоника и перспективы нефтеносности между Балтикой и Тиманом. Автореф. науч. трудов ВНИГРИ, вып. 10, 1953.
- Махлин Е. М. Докембрий южной части Белорусской ССР. ДАН СССР, т. LXXXIV, № 3, 1952.
- Махнач А. С. К литологической характеристике палеозойских отложений района Пинска. Изв. АН БССР, № 3, 1954.
- Махнач А. С. К литологической характеристике палеозойских отложений района Минска. Изв. АН БССР, № 2, 1954.
- Махнач А. С., Пистрак Р. М., Стефаненко А. Я. и Тихомиров С. В. К стратиграфии подсолевых девонских отложений Припятского прогиба. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1955.
- Нестеренко Л. П. и Левенштейн М. Л. О верхнекаменноугольных отложениях Донецкого бассейна в связи с вопросом о времени проявления основной фазы донецкого горообразования. ДАН СССР, т. 93, № 6, 1953.
- Новик Е. О. Каменноугольные отложения и пестроцветы Днепро-Донецкой впадины. Труды научно-геологического совещания по нефти, озокериту и горючим газам УССР, 1949.
- Новик Е. О. Стратиграфия девонских отложений Днепро-Донецкой впадины. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1954.
- Стефаненко А. Я. и Махнач А. С. Нижнепалеозойские отложения Белоруссии. Изв. АН БССР, № 1, 1952.
- Стефаненко А. Я. и Махнач А. С. Девонские отложения Белоруссии. Изв. АН БССР, № 4, 1952.
- Стефаненко А. Я. и Махнач А. С. Палеозойские отложения северо-западной части Днепро-Донецкой впадины. Изв. АН БССР, № 4, 1953.

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

Фурсенко А. В. О верхнедевонских отложениях Припятского Полесья. ДАН СССР, т. ХС, № 2, 1953.

Халтурин Д. С. О геологическом строении северо-западной окраины Русской платформы. Изд. НИИГР. «Прикладная геофизика», вып. 6, 1950.

Чирвинская М. В. О характере соотношения стратиграфических комплексов осадочной толщи Днепровско-Донецкой впадины. ДАН СССР, т. 94, № 5, 1954.

Шарапов К. С. Основные черты геотектонического строения и этапы развития Днепровско-Донецкой впадины. «Нефтяное хозяйство», № 7, 1954.

Шатский Н. С. О тектонике Восточно-Европейской платформы. БМОИП, № 1, 1937.

Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1946.

*П. Г. Суворов, М. Ф. Филиппова, Н. С. Ильина, Л. М. Елина,
П. С. Хохлов, С. К. Нечитайло, Т. В. Макарова, А. И. Педашенко,
О. В. Флерова, З. П. Иванова, М. С. Бурштар*

ЦЕНТРАЛЬНЫЕ ОБЛАСТИ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

ВВЕДЕНИЕ

Главной задачей этой работы являлось изложение важнейших геологических данных по стратиграфии и тектонике, полученных в результате опорного бурения и научно-исследовательских работ за период 1947—1952 гг.

Обобщение весьма ценного большого фактического материала по опорному бурению в совокупности с данными разведочных скважин и других исследований позволило коренным образом пересмотреть прежние представления о геологическом строении и геологической истории центральных областей, что является крупным достижением в области познания геологии территории центральной части Русской платформы, равной более 1 000 000 км².

Изложенные в очерке материалы о важнейших геологических данных позволяют также по-новому подходить к оценке перспектив нефтегазосности центральных областей.

Настоящий очерк написан группой научных сотрудников ВНИГНИ. Данные об объеме произведенного опорного бурения за 1947—1952 гг. изложены М. С. Бурштаром.

Важнейшие геологические данные по стратиграфии и общие выводы по этому вопросу написаны: по декембрию — А. И. Педашенко, по нижнему палеозою — З. П. Ивановой, по девону — М. Ф. Филипповой, по нижнему карбону — Н. С. Ильиной, по среднему карбону — Л. М. Елиной, по верхнему карбону — Н. С. Ильиной, по перми — Т. В. Макаровой, по мезо-кайнозой — О. В. Флеровой.

Тектоническое строение южной части Окско-Цнинского вала, Керенско-Чембарской и Сурско-Мокшинской зон поднятий описано П. С. Хохловым; современный структурный план территории Верхнего Поволжья — С. К. Нечитайло; главные выводы по современному структурному плану написаны П. Г. Суворовым и С. К. Нечитайло. Весь остальной тектонический материал изложен П. Г. Суворовым.

ПРЕДСТАВЛЕНИЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ РЕГИОНА ДО НАЧАЛА ОПОРНОГО БУРЕНИЯ

До начала развития опорного бурения представления о геологическом строении и геотектоническом развитии платформы основывались, главным образом, на материалах геологических съемок.

Согласно первой тектонической схеме, данной А. П. Карпинским [1894], вся Русская платформа считалась сложенной метаморфическими докембрийскими образованиями, подстилающими толщу осадочного палеозоя. А. Д. Архангельский предполагал, что строение и возраст пород фундамента различны в различных частях платформы. В дальнейшем И. М. Губкин развил основные суждения А. П. Карпинского о геологии Русской платформы. В работе по Второму Баку он указывает, что разногласия между А. П. Карпинским и А. Д. Архангельским по вопросу строения и возраста пород кристаллического фундамента могут быть разрешены только глубоким бурением на основе данных геологических и геофизических исследований.

Н. С. Шатский [1946] считал, что в пределах центральной части платформы докембрийский фундамент сложен протерозойскими породами более молодыми, чем породы Балтийского щита и Воронежского массива, и относил их к Карелидам.

Вопрос о наличии нижнего палеозоя в центральных частях Русской платформы до начала опорного бурения оставался открытым.

Отложения нижнего палеозоя (силур и кембрий) отмечались лишь для районов Прибалтики, т. е. для северо-западных областей. В центральных районах Русской платформы предполагалось, что всюду на кристаллическом фундаменте залегают породы девонского возраста. История исследования девона центральных областей, за исключением его выходов на дневную поверхность, начинается по существу с 1929 г. с начала бурения первых глубоких скважин в районах: Москвы, Сызрани, Вожгал, Тепловки, на Окско-Цнинском валу и др.

Изучение материалов первых глубоких скважин позволило выяснить строение девона отдельных участков центральных областей и дать первую схему сопоставления его разрезов. Слабая палеонтологическая изученность разрезов девона привела к неправильному толкованию девонского возраста мощной толщи терригенных отложений, подстилающей девон в центральных областях, ныне отнесенной на основании сопоставления с прибалтийскими фаунистически охарактеризованными отложениями к нижнему палеозою.

Начало изучения каменноугольных отложений относится к 60 гг. XVIII столетия и связано с поисками угля в Подмосковном бассейне. Многочисленные исследования проводились в районах выхода карбона на поверхность по обнажениям и были приурочены в основном к Подмосковному бассейну и Самарской Луке.

В 1936—1938 гг. несколькими глубокими скважинами, которые были пробурены в районах Москвы, южной части Окско-Цнинского вала, северной части Вятского вала и других местах, были вскрыты отложения карбона, залегающие на значительной глубине.

Основные результаты предшествующих исследований были сведены М. С. Швецовым [1938], который дал детальную стратиграфию, тектонику и палеогеографию отложений динантской эпохи в Московском каменноугольном бассейне.

Отсутствие глубокого бурения на большой территории Русской платформы не позволяло дать картину строения платформы в каменноугольное время. Изучение пермских отложений до 1947 г. производилось лишь в разрезах естественных обнажений. В связи с этим исследованию были доступны лишь отложения верхнего отдела пермской системы, а более низкие горизонты были вскрыты только несколькими разведочно-структурными скважинами.

Строение мезо-кайнозойских отложений до постановки опорного бурения было изучено на рассматриваемой территории в общих чертах. Стратиграфическая разбивка этих отложений была дана А. П. Павловым [1887] и А. Д. Архангельским [1912], а позднее уточнена Е. В. Милановским [1940]. Представления о тектонике были созданы трудами А. П. Карпинского [1883, 1894], А. Д. Архангельского [1948], Н. С. Шатского [1945, 1946, 1948], В. В. Белоусова [1944—1948], А. Н. Мазаровича [1937], Е. М. Люткевича [1940] и др.

Первая тектоническая схема всей платформы была составлена основоположником русской геологии академиком А. П. Карпинским. Он полагал, что фундамент Русской платформы всюду состоит из гранито-гнейсовых пород, смятых в сложные складки, и разбит системой сбросов на ряд различных по величине блоков. Движения этих блоков и процессы складкообразования, происходившие в соседних геосинклинальных областях, как считал А. П. Карпинский, и определили в конечном итоге структурные условия, которые отражаются в осадочном чехле платформы. Эти взгляды А. П. Карпинского нашли свое дальнейшее развитие в классических трудах И. М. Губкина и А. Д. Архангельского.

В современном структурном плане центральных областей Русской платформы, отображенном геологической картой, еще со времени работ А. Д. Архангельского выделялся ряд структурных элементов, описанных А. А. Бакировым в его сводной работе [1948].

На тектонической схеме А. А. Бакирова выделены следующие положительные тектонические элементы: зона Сухонских поднятий, Кунож-Кичменгская зона поднятий, зона Вятских поднятий, зона Глазовского поднятия, зона Окско-Цнинских и Клязьминских поднятий, зона Алатырского поднятия, зона Чебоксарских поднятий, зона Керенско-Чембарских поднятий, зона Сурско-Мокшинских поднятий и др. Перечисленные зоны региональных поднятий разделены между собой зонами тектонических прогибов (Сурско-Ветлужского, Окско-Мокшинского, Шилово-Владимирского, Костромского, Сухонского).

Таковы в кратких чертах общие представления о геологическом строении и геотектоническом развитии центральных областей Русской платформы, сложившиеся к началу опорного бурения.

ОБЪЕМ ПРОИЗВЕДЕННОГО ОПОРНОГО БУРЕНИЯ

Идея бурения опорных скважин зародилась в связи с проблемой поисков нефти и газа в центральных районах Русской платформы по инициативе академика И. М. Губкина.

До 1947 г. бурились лишь две такие скважины: одна из них была заложена на южном окончании Окско-Цнинского вала (д. Сборная), а другая — в Москве на территории бойни.

Первая пробуренная в 1940 г. глубокая скважина на территории бойни вскрыла кристаллический фундамент на глубине 1659 м, что явилось совершенно неожиданным событием, так как по представлению многих геологов фундамент здесь предполагалось встретить на глубинах 4000—5000 м. Указанный факт явился убедительным доказательством необходимости бурения опорных, или, как тогда их называли, «структурных» скважин.

Вопрос бурения опорных скважин в широких масштабах по инициативе В. М. Сенюкова и при активном участии ряда других геологов получил свое практическое разрешение лишь в 1947 г., когда опорное бурение по

Таблица 1

Основные сведения по опорным скважинам центральных областей и соседних районов

Наименование скважины	Год за- верша ния	Фактиче- ская глубина, м	Страти- графиче- ское положе- ние забой	Крыша кристаллического фундамента, м		Вскрытие мощности отложений							
				глубина заглубления	отметка ниже уровня моря	Q	Tr	Mz	P	C	D	Pz ₁	Prt
Горьковская-2	1946	1713	Кр. фонд.	1687	-1515	20	—	—	296	409	840	122	—
Юдово-Ишимская-1	1946	1631	То же	1620	-1397	2	—	276	—	282	817	—	243
Воротынская (Калуга) № 2	1947	1064	"	1049	-882	10	—	—	—	90	799	150	—
Боровская	1947	1314	Кембрий	—	—	25	—	—	—	226	866	Вскр. 197	—
Валдайская 1-бис	1947	1671	То же	—	—	55	—	—	—	27	771	Вскр. 818	—
Плавская	1947	720	Кр. фонд.	712	-551	5	—	—	—	—	707	—	—
Мосоловская	1947	1665	Кембрий	—	—	—	—	34	—	172	1017	Вскр. 442	—
Порховская	1947	857	Кр. фонд.	831	-780	8	—	—	—	—	365	458	—
Тамбовская	1948	845	То же	844,6'	-710	42	—	44	—	—	759	—	—
Томковская	1948	955	"	945	-802	14	—	17	—	—	202	712	—
Котельничская	1948	1923	"	1892	-1767	14	—	—	772	—	653	453	—
Редкинская	1948	1753	"	1732	-1601	30	—	8	—	—	309	758	648
Солигалицкая	1948	2408	Кембрий	—	—	7	—	—	233	—	497	830	Вскр. 841
Тульская-3	1948	1002	Кр. фонд.	1000	-875	—	—	—	—	77	889	34	—
Мар.-Посадская	1949	1815	То же	1805	-1633	—	—	—	367	—	833	605	—
Поваровская-2	1949	1780	"	1763	-1543	42	—	90	—	—	803	820	508
Морсовская	1949	1754	Кембрий	—	—	12	—	27	—	—	912	Вскр. 803	—
Кикинская-7	1949	1957	Кр. фонд.	1940	-1633	6	—	342	—	—	520	1072	—
Ряжская	1949	1034	То же	1023	-895	10	—	—	—	24	921	68	—
Алатырская (Балахониха)	1949	1371	"	1351	-1181	5	—	—	190	—	328	828	—
Сердобская	1949	2238	Кембрий	—	—	12	—	268	—	—	95	947	Вскр. 916
Иссинская	1949	1097	Кр. фонд.	1048	-800	4	—	81	—	—	227	736	—
Серпуховская	1950	1315	То же	1310	-1180	—	—	—	—	—	195	915	200
Нестовская	1950	1613	"	1602	-1455	7	—	—	5	—	188	721	681
Лысковская	1950	1533	"	1527	-1458	3	—	—	—	221	524	779	—
Шарьинская	1950	2605	Кембрий	—	—	1	—	—	861	—	593	663	Вскр. 487
Зубово-Полянская	1950	1536	Кр. фонд.	1486	-1366	10	—	38	—	—	125	861	452
Порецкая	1950	1455	То же	1443	-1348	18	—	7	206	—	554	658	—
Прудовская	1950	1559	"	1553	-1306	5	88	356	—	—	437	667	—
Ульяновская	1951	1951	"	1950	-1749	5	—	396	—	—	91	913	545
Котласская	1951	2570	Кембрий	—	—	15	—	—	874	—	176	43	Вскр. 1462
Любимская	1951	2100	Сидур	—	—	16	—	—	—	—	352	447	Вскр. 358
Конашская	1951	1084	Кр. фонд.	987	-770	84	—	—	—	225	198	252	228

Постановлению Правительства стало одним из звеньев единого государственного плана.

К моменту выхода Постановления Совета Министров СССР о бурении опорных скважин на территории центральных областей уже бурились две глубокие скважины — Горьковская № 2 и Юлово-Ишимская № 1, которые были заложены в 1946 г.

В дальнейшем на территории центральных областей, в соответствии с решением Правительства, ежегодно вводилось в бурение несколько опорных скважин. Так, в 1947 г. были введены в бурение следующие опорные скважины: Калужская № 2, Боровская, Плавская, Мосоловская; в 1948 г. — Тамбовская, Токмовская, Котельничская, Редкинская, Солигаличская, Тульская; в 1949 г. — Мариинопосадская, Поваровская, Морсовская, Кикинская № 7, Рязская, Алатырская (Балахониха), Сердобская № 2, Иссинская; в 1950 г. — Серпуховская, Лысковская, Шарьинская, Зубово-Полянская, Прудовская, Порецкая и, наконец, в 1951 г. Любимская и Ульяновская.

Таким образом, на территории центральных областей Русской платформы было пробурено 28 опорных скважин. Общий метраж опорного бурения составляет 44 085 м.

Если к указанному числу опорных скважин добавить ряд опорных скважин (Старая Русса, Валдай, Порхов, Вологда, Пестово, Невель, Котлас, Коноша, Яренск), бурившихся в пограничных северных и северо-западных районах Русской платформы, то метраж опорного бурения увеличится на 13 946 м и составит в общей сложности 58 031 м.

Некоторые основные сведения об опорных скважинах представлены в табл. 1. Кроме того, к статье прилагается 11 наиболее характерных разрезов опорных скважин, дающих вполне достаточное представление о стратиграфии всех крупных структурных элементов, которые выделяются в пределах центральной части Русской платформы. За рассматриваемый период времени на территории центральных областей находилось в разведке 26 площадей, на которых было пробурено 86 445 м. Подготовка площадей к разведке проводилась структурно-колонковым бурением, которым было пройдено 296 400 м.

СТРАТИГРАФИЯ

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Все породы фундамента, вскрытые опорными и глубокими разведочными скважинами, за редким исключением, представляют собой архейские образования (табл. 2). Таким образом, результаты опорного бурения полностью подтвердили предположение А. П. Карпинского о древнем возрасте пород кристаллического основания, которое поддерживал и И. М. Губкин. Предположение Н. С. Шатского о широком развитии в центральной части платформы молодых протерозойских пород, относящихся к эпохе карельского диастрофизма, не оправдалось.

Исследования показали, что среди кристаллических образований фундамента выделяются породы магматического и осадочного происхождения (см. табл. 2). Все вскрытые породы кристаллического фундамента представляют собой дериваты преимущественно кислой магмы. По первичному минералогическому составу большинство из них существенно плагиоклазовые и приближаются к лейкократным кварцевым биотитовым гранодиоритам.

Таблица 2

Сводная таблица докембрийских пород средней части Русской платформы, вскрытых опорными и глубокими разведочными скважинами

Скважины	Интервал, м	Порода	Первичное название	Порядковый номер матрицы
Сиверская Р-1	473,79—474,45	Гранито-гнейс калишпатовый (микроклиновый) с мусковитом и хлоритом и проявлениями катаклаза		+
Старая Русса Р-1	935,6—958	Плагноклазовый биотитовый инъецированный гнейс с гранатом, инъецированный кварцмикроклиновыми дериватами	+	
Порхов Р-1	838—844,5	Биотитовый гранито-гнейс, микроклинизированный		+
Локно Р-1	530,0—530,6 545,0—546,0	Биотитовый гранито-гнейс, микроклинизированный с ксенолитами биотит-силлиманит-пшичелевого гнейса		+
Минск	(По Е. М. Махлину) 22	Катаклазированный крупнозернистый, порфировидный, биотитовый гранит		+
Москва	1645,6—1677 (По А. Н. Заварицкому)	Мигматиты — инъеционные гнейсы — биотит-силлиманит-кардиерит-гранатовые	+	
Ряжск	1017—1032,6	Биотитовый, кварцевый, диорито-гнейс микроклинизированный, катаклазированный		
Балахна, скв. Р-1	1800,5	Мигматит — инъеционный гнейс биотит-роговообманковый	+	
Балахна, скв. Р-2		Мигматиты — инъеционный гнейс биотитовый, катаклазированный	+	
Горький, скв. Р-2		Мигматит — инъеционный гнейс плагноклазовый, биотит-гранат-силлиманитовый с проявлениями катаклаза	+	
Лысково, скв. Р-1	1521,04—1531,87	Мигматит — инъеционный гнейс плагноклазовый, биотитовый, микроклинизированный с мусковитом, эпидотом, кальцитом, с проявлениями катаклаза	+	
Сундырь, скв. Р-1	1691	Мигматит — инъеционный гнейс плагноклазовый биотит-гиперстен-роговообманковый, катаклазированный	+	
Сундырь, скв. Р-2	1845	Плагноклазовый амфиболит, катаклазированный с полосами ультрамилонита	+	
Сундырь, скв. Р-4	1650	Мигматит — инъеционный гнейс плагноклазовый, биотит-гиперстен-роговообманковый	+	
Алатырь, скв. Р-1 (Балахониха)	1360—1370	Мигматит — инъеционный гнейс плагноклазовый, биотитовый, частью роговообманковый, неравномерно микроклинизированный с редкими гранатами и турмалином	+	
Порецкое, скв. Р-1	1446—1455	Мигматит — инъеционный гнейс плагноклазовый биотит-пироксен-роговообманковый, частично микроклинизированный и катаклинизированный	+	

12
Зачисл
1097.

Скважины	Интервал, м	Порода	Первич- носса- дочные	Первич- носса- матиче- ские
Ульяновск, скв. Р-1 . . .	1950,84—1951,09	Мигматит — инъекционный гнейс, плагиоклазовый, биотитовый, микроклинизированный	+	
Пруды, скв. Р-1	1550—1558,6	Мигматит — инъекционный гнейс, плагиоклазовый, биотитовый, частично с роговой обманкой, микроклинизированный	+	
Токмово, скв. Р-1	945—954,4	Мигматит — инъекционный гнейс, плагиоклазовый, биотитовый, частью с роговой обманкой и эпидотом, микроклинизированный с проявлениями катаклаза	+	
Исса, скв. Р-1	1058,75—1097,35	Мигматиты — инъекционные гнейсы. Верхний слой; плагиоклазовые, биотит-роговообманковые, слабо микроклинизированные. Нижний слой: то же плагиоклазовые, роговообманковые, частью с пироксеном, биотитом и гранатом	+	
Танеевка, скв. Р-1	1055,56—1061,16	Мигматиты — переслаивание инъекционных гнейсов: плагиоклазовых, биотитовых, биотит-роговообманковых, с выделением гранатов и плагиоклазовых амфиболитов	+	
Юлово-Ишим, скв. Р-1	1614,5—1630	Мигматиты — инъекционные гнейсы: переслаивание плагиоклазовых биотит-гиперстеновых, биотит-гиперстен-роговообманковых, биотит-гиперстен-пироксеновых разностей с гранатом и без него	+	
Юлово-Ишим, скв. Р-4	1726,2—1727,4	Двуслоистый кварц-диоритовый гнейс, микроклинизированный, умеренно катаклизированный	+	+
Юлово-Ишим, скв. Р-5	1330,5—1331,0	Мигматит — инъекционный гнейс плагиоклазовый, биотитовый с хлоритом, гранатом и шпинелью	+	
Юлово-Ишим, скв. Р-6	1612—1618,45	Биотитовый кварц — диоритовый гнейс с мусковитом и эпидотом и проявлениями катаклаза		+
Кякино, скв. Р-7		Мигматиты — инъекционные гнейсы, плагиоклазовые, биотит-роговообманковые и биотит-пироксеновые, слабо микроклинизированные и резко катаклизированные	+	
Зубова Поляна, скв. Р-1	1485,1—1488	Милонит гнейса	+	
"	1488,0—1494,5	Карбонатно-хлоритовая порода, с кварцевоплагиоклазовыми жилками	+	
"	1494,5—1499,5	Эпидот-хлоритовая порода, сменяющаяся последовательно милонитом гнейса, хлоритовыми сланцами, хлоритизированными кварцевыми амфиболитами и хлоритовыми сланцами	+	

Продолжение табл. 2

Связины	Интервал, м	Порода	Первично-осадочные	Первично-магматические
Зубова Поляна, скв. Р-1	1499,5—1536,3	Мигматиты — инъекционные гнейсы, плагиоклазовые, биотитовые и биотит-роговообманковые, различно микроклинизированные, катаклазированные с участками микробрекчи и ультрамилонитов Мигматиты — инъекционные гнейсы, плагиоклазовые, биотитовые, биотит-роговообманковые, биотит-роговообманково-пироксеновые, в различной степени микроклинизированные, частично с гранатом и ортитом Среди красных кварцевых песчаников с проявлениями контактового метаморфизма залегает покров весьма свежего базальта мощностью около 5 м	+	
Котельнич, скв. Р-1 . .	1891,75—1922,0		+	
Солигалич, скв. Р-1 . .	1625,5—1630,6			
Протерозой на северных скловах Воронежского выступа фундамента				
Грязи, скв. 152	481,5	Метаморфические песчаники серые с жилками розового кальцита Серые метаморфические песчаники, приближающиеся к сланцам Биотитовые сланцы Темно-серые и серые биотитовые сланцы, частично углистые, с карбонатами, переслаивающиеся с пропластками кардьеритовых и активолитовых сланцев	+	
Ольховка, скв. 160	446,75		+	
Хреновое, скв. 81	145		+	
Воробьевка, скв. 86/82 . .	167,85		+	
Протерозой на южном погружении Токмовского выступа фундамента				
Юлово-Ишим, скв. Р-1 . .	1377—1614,5	Немая красноцветная толща доживетских песчаников и глинистых сланцев с выпяющимся окварцеванием до кварцитовидного облика в нижних пластах	+	

Вместе с тем в них совместно наблюдается резко выраженные, но весьма неравномерно распределенные проявления последующего метаморфизма. Это выражается появлением в породах преимущественно калиевого полевого шпата — решетчатого микроклина и кварца, замещающих не только плагиоклазы, но и другие минеральные компоненты.

Подавляющее число скважин вскрыло инъекционные гнейсы — мигматиты, различающиеся минералогическим составом темноцветных компонентов. В них обычно четко выражено чередование лейкократных и меланократных пропластков, и часто встречаются крупные порфиробласты микроклина с вростками прочих минеральных составляющих. Повсеместные проявления во всех типах пород калиевого метасоматоза и характерных взаимоотношений разнородных полевых шпатов дают основание предполагать наличие многочисленных малых интрузий гранитоидов различного состава, располагающихся среди преобладающего комплекса парагнейсов.

Таким образом, в настоящее время фактическим материалом доказывается, что большинство пробуренных скважин на Русской платформе вскрывало породы архейского возраста. Они, как правило, представлены преимущественно гранитами и гранито-гнейсами различного петрографического состава.

Протерозойские образования бурящимися скважинами на Русской платформе вскрываются очень редко. До сих пор нам известны лишь единичные случаи обнаружения этих образований. Так, например, в зоне Сурско-Мокшинской дислокации на Юлово-Ишимском участке, в ряде скважин были вскрыты породы протерозоя мощностью до 240 м, представленные чередованием бурых песчаников с прослоями зеленоватых кремнисто-глинистых сланцев.

Породы протерозоя Юлово-Ишима значительно метаморфизованы, катаклазированы, дислоцированы и залегают под углом в 30°. Кроме того, они в значительной степени ожелезнены. Петрографические исследования этих пород показывают, что зерна кварца имеют волнистое погасание, что свидетельствует о метаморфизме этих пород после их образования.

Песчаники протерозоя Юлово-Ишима часто окварцованы, причем окварцованность увеличивается сверху вниз. Весьма характерным для них является местная хлоритизация. Залегают эти отложения в сравнительно небольшом сброшенном блоке архейского основания и протягиваются узкой полосой в северо-западном направлении, вдоль простирания Сурско-Мокшинской дислокации.

По возрасту описанные отложения, возможно, относятся к иотнийской формации протерозоя и, по-видимому, могут быть сопоставлены с мокшинскими (Онежское озеро) и овручскими (Украина) песчаниками. К древнему протерозою, по своему габитусу, очевидно, можно отнести серые полосатые кварциты, вскрытые Поваровской опорной скважиной, расположенной к северо-западу от Москвы, и железистые кварциты, вскрытые Барятинской скважиной.

Подобные же отложения известны на Воронежском массиве, где они узкой полосой прослеживаются к северо-западу от г. Валуйки через Оскол, Тим, Щигры и далее в направлении к Барятину.

НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Опорное бурение показало, что нижнепалеозойские отложения имеют широкое распространение в центральных областях Русской платформы, ограничиваясь на востоке выступом фундамента, который протягивается

от Токмово на Котельнич; на юге Воронежским массивом, а на северо-западе Балтийским щитом.

Характер напластований нижнепалеозойских отложений показан на разрезах некоторых опорных скважин (фиг. 1а и 1б), а закономерности распределения всего комплекса осадков нижнего палеозоя — на фиг. 2. Наибольшие мощности отложений нижнего палеозоя от 1200 до 1500 м и более приурочены к осевым зонам Среднерусской и Рязано-Саратовской впадин. От осевых зон этих впадин в стороны положительных структур происходит постепенное сокращение общей мощности осадков рассматриваемого комплекса до полного их выклинивания.

Сопоставление разрезов нижнего палеозоя центральных областей Русской платформы с разрезами Прибалтики и Ленинградской области установило, что почти все эти отложения принадлежат к нижнему кембрию — к валдайскому и балтийскому комплексам.¹

К среднекембрийским отложениям (ижорским слоям) предположительно отнесены пачки пород, лежащие на «синих глинах» в разрезах Редкино, Шарь и Солигалича по аналогии с отложениями в разрезах Вологды, Валдая и др., где ижорские слои, лежащие на «синих глинах», покрываются осадками нижнего силура (ордовика). Таким образом, ижорские слои обнаружены в осевой части Среднерусской впадины и на ее бортах.

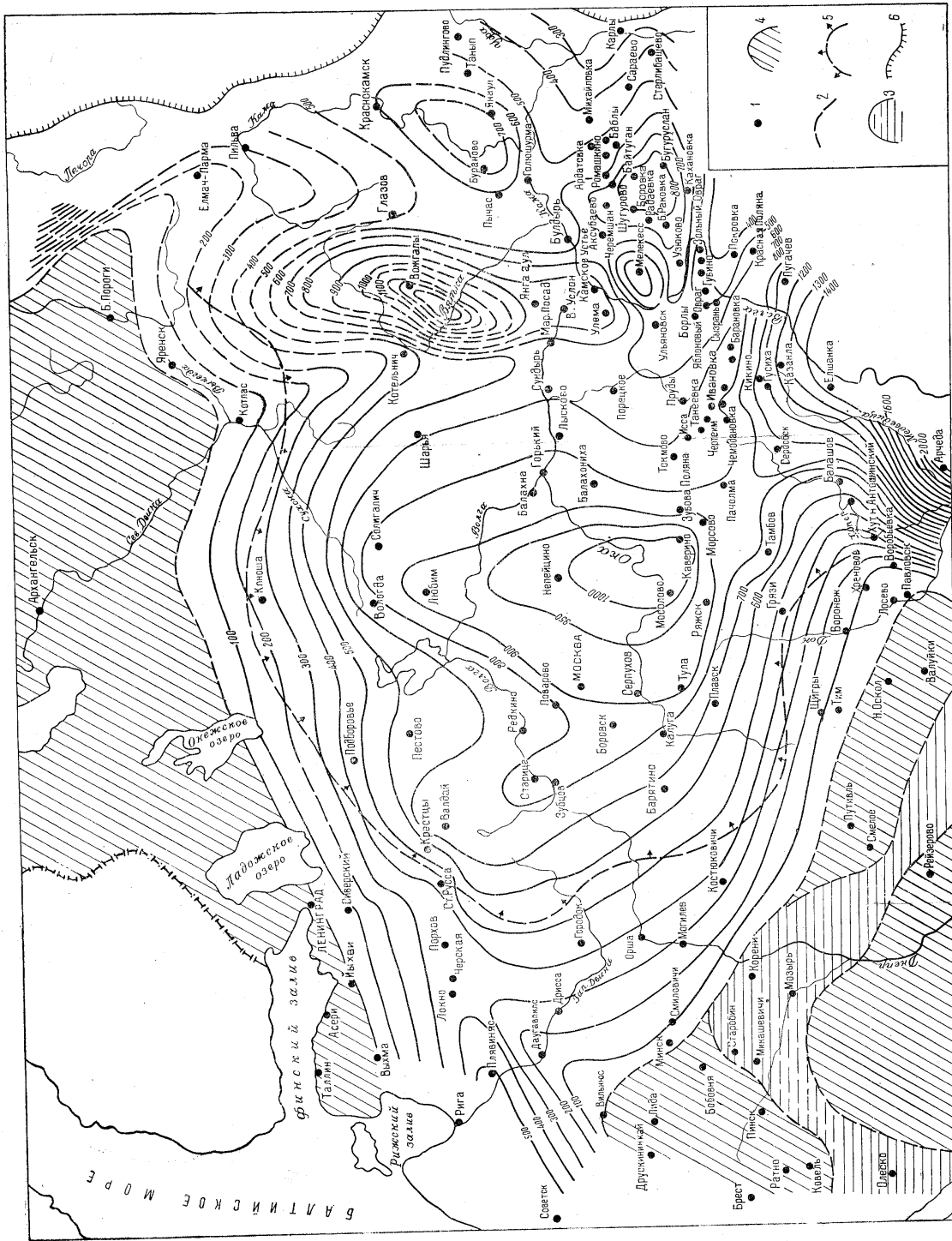
Верхнекембрийские и нижнесилурийские (ордовик) отложения встречаются в разрезах скважин Любима (верхнекембрийские отложения не вскрыты), Валдая, Крестцов, Вологды, Пестово и далее на северо-запад. В Любиме толща, залегающая между эхиносферитовыми слоями и девоном, Л. М. Бириной отнесена к верхнему силуру на основании спорово-пыльцевых определений С. Н. Наумовой, давшей заключение по этому вопросу весьма предположительно. Скорее всего упомянутая проблематичная толща относится к среднему девону либо к более древним горизонтам этой системы.

Стратиграфическое расчленение нижнепалеозойских отложений, вскрытых в центральных районах, оспаривается Б. С. Соколовым, считающим, что осадки, отнесенные нами к балтийскому комплексу, являются нижнедевонскими, а отложения валдайского комплекса им параллелизуются с синийской системой Китая. По представлениям Н. С. Шатского образования балтийского комплекса не распространяются восточнее Калининской области. Отложения валдайского комплекса им относятся к рифейской системе. Очевидно, спорные вопросы могут быть разрешены только после весьма тщательного изучения в данных отложениях флоры.

Сопоставление электрокаротажных диаграмм нижнепалеозойских отложений северо-запада с центральными разрезами позволяет относить указанные отложения центральных областей, согласно унифицированной схеме, к нижнекембрийским и помогает расчленению этих осадков на валдайский и балтийский комплексы; валдайский, в свою очередь, — на гдовские и ламинаритовые слои, а балтийский — на надляминаритовые слои и слои «синей глины».

В разрезе нижнего палеозоя в Редкино А. В. Копелиовичем выделен редкинский комплекс, залегающий между кристаллическими породами и гдовскими слоями. Однако при сопоставлении разрезов, а также по да-

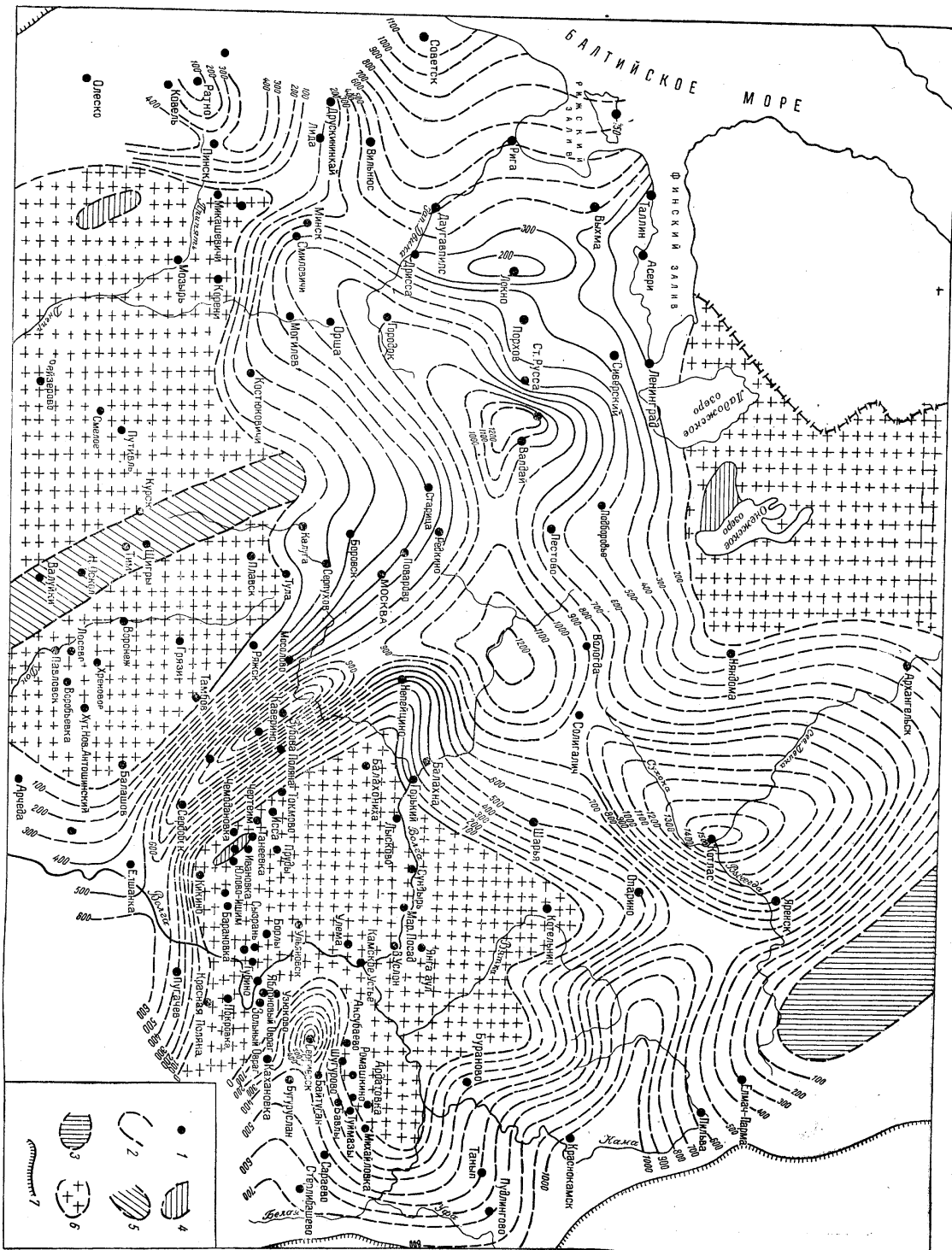
¹ В статьях Е. М. Люткевича и М. И. Пейсик оба комплекса отнесены к эокембрию.



Фиг. 3. Схематическая карта равнин мощностью средне- и верхнедевонских, отложенной Русской платформы. Составил П. Г. Суворов.

1 — граница платформы, 2 — мощность равнин, развитых в пределах Днепро-Донецкой и Днепро-Киевской платформ, 3 — мощность равнин, развитых в пределах Днепровско-Товинской и Днепро-Киевской платформ, 4 — граница равнин, развитых в пределах Днепровско-Товинской и Днепро-Киевской платформ, 5 — граница равнин, развитых в пределах Днепровско-Товинской и Днепро-Киевской платформ, 6 — граница равнин, развитых в пределах Днепровско-Товинской и Днепро-Киевской платформ.

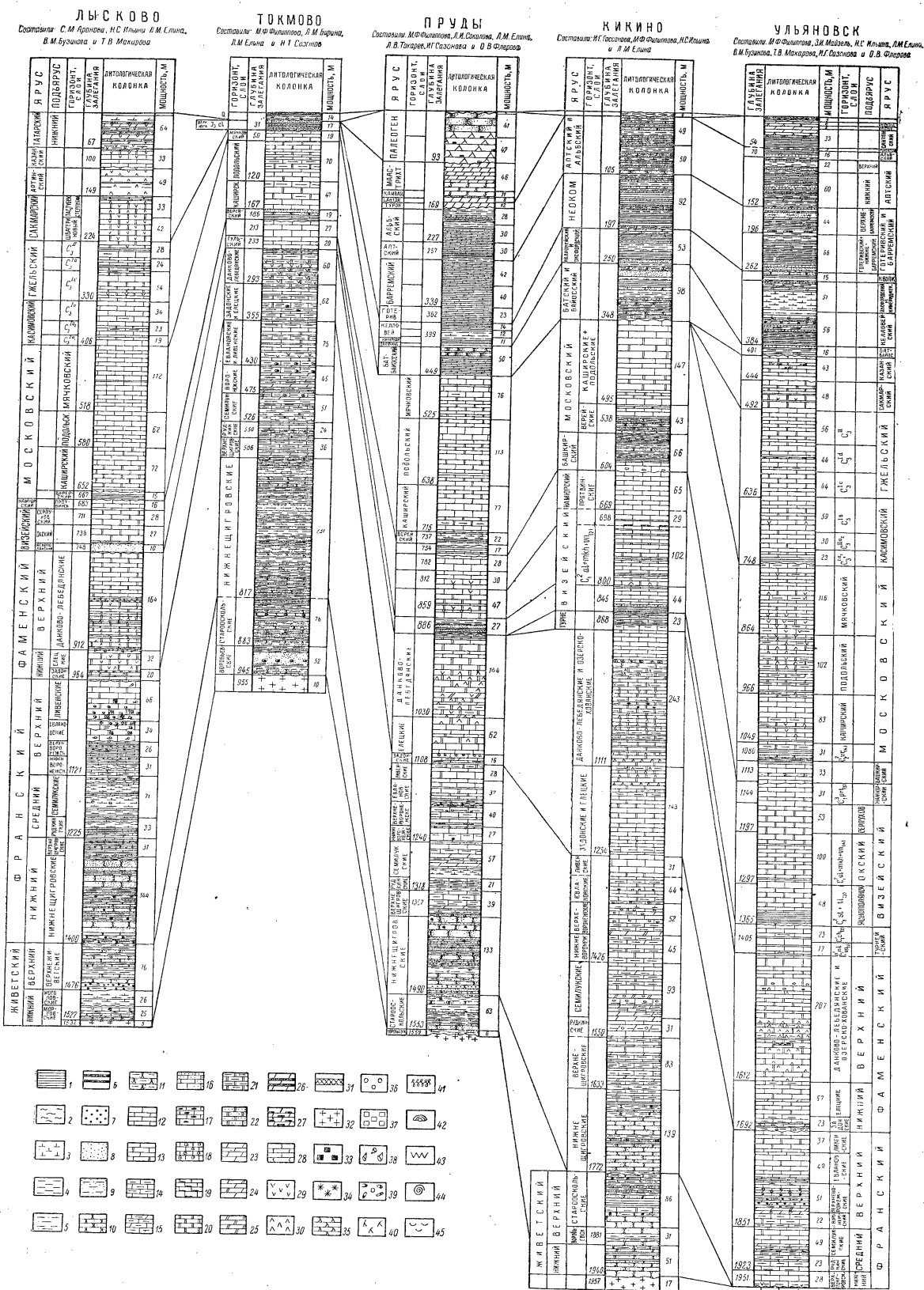
Запад 1097.



Фиг. 2. Схематическая карта равнин мощностью нижнекаризовых отложений Русской платформы. Составил П. Г. Суворов.

1 — граница смятия, 2 — валовая равнина, 3 — мощность нижнекаризовых отложений (через 100 м), 4 — складчатые метаморфизованные слои палеозойской формации (проторвая Двиния), 5 — складчатые метаморфизованные слои палеозойской формации (проторвая Двиния), 6 — докембрийские слои палеозойской формации — шпильчатая, чурчурчатая и мелко-чешуйчатая (Споровая гора), 7 — граница Русской платформы.

Запад 1097.



Фиг. 16. Разрезы опорных скважин центральных областей Русской платформы.

1 - глина, 2 - аргиллит, 3 - глина известково-глинистая, 4 - глина алевроитовая, песчаноглиная, 5 - супесь, 6 - известково-глинистые битуминозные сланцы, 7 - обломки поро, 8 - песок, алевролит, 9 - песок, алевролит глинистый, 10 - песчаник, алевролит, 11 - песчаник, алевролит глинистый, 12 - известняк, 13 - известняк глинистый, 14 - известняк глинистый, 15 - известняк глинистый, неокрепший в мерзль, 16 - известняк алевролитовый и песчаный, 17 - известняк конгломерат, 18 - известняк оолитовый, 19 - известняк оолитовый, 20 - доломит, 21 - доломит глинистый, 22 - доломит известковый, 23 - мергель, 24 - мергель доломитизированный, 25 - мергель доломитовый, 26 - мергель битуминозный, 27 - мергель окремленный, 28 - мел, 29 - гипс, 30 - ангидрид, 31 - базальты, 32 - доломитизированные кристаллические поро, 33 - мергель, 34 - мергель, 35 - мергель, 36 - мергель, 37 - мергель, 38 - мергель, 39 - мергель, 40 - мергель, 41 - мергель, 42 - мергель, 43 - мергель, 44 - мергель, 45 - мергель.

ным спорово-пыльцевого анализа самостоятельность редкинского комплекса не подтверждается.

Сопоставление разрезов Сердобска, Пересышкина, Пачелмы с разрезом Морсова позволяет убедиться, что доломитовые прослои в низах трех первых разрезов фациально замещаются терригенными осадками по направлению к Морсову.

КЕМБРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Нижнекембрийские отложения

Валдайский комплекс. Гдовские слои имеют минимальную (от 3 до 46 м) мощность на склонах выступов (Калуга, Серпухов, Рязск, Горький) и достигает 700—1000 м и больше в наиболее погруженных участках (Каверино, Сердобск, Крестцы). Они представлены в основном песчаниками неравно-, грубо- и мелкозернистыми, в основании часто с галькой, реже алевролитами, перемежающимися с пачками аргиллитов. Пачки аргиллитов имеют мощность 10—40 м, редко 80 м (Редкино). Цвет пород пестрый, преимущественно красно-бурых тонов в осевых частях Рязано-Саратовской и Среднерусской впадин. В бортовых разрезах Среднерусской впадины цвет пород как красно-бурый, так и зеленовато-серый.

Ляминаритовые слои колеблются в мощности от 19 м в Серпухове до 250 м в Ледниково. Сложены они преимущественно аргиллитами с небольшим количеством алевролитов и реже мелкозернистых песчаников. Иногда глинистые и песчано-алевритовые отложения находятся почти в равных соотношениях (Вологда). Цвет пород красно-бурый и зеленовато-серый, причем большей частью нижняя половина разреза красно-бурая, верхняя — зеленовато-серая. Реже наблюдается перемежаемость окраски. На некоторых участках окраска преимущественно зеленовато-серая (Москва, Поварово, Серпухов).

Балтийский комплекс. Надляминаритовые слои изменяются в мощности от 6 до 50 м, преимущественно составляют 30—40 м. Представлены они мелкозернистыми песчаниками или аргиллитами с прослоями песчаников. Цвет пород зеленовато-серый, реже — красно-бурый.

Слои «синих глин» в верхней части в той или иной степени размыты. Мощность их колеблется от 21 м (Ледниково) до 250—264 м (Солигалич и Редкино). Синие глины представлены в основном аргиллитами зеленовато- и голубовато-серого цвета с прослоями алевролитов того же цвета. Иногда наблюдается частая перемежаемость аргиллитов и алевролитов (Пересышкино) красно-бурого цвета. На участке Калуга—Серпухов—Москва—Поварово—Зубцов красно-бурая окраска пород встречается наравне с зеленовато-серой или преобладает.

Средне- и верхнекембрийские отложения

Ижорские слои имеют мощность от 19 до 130 м. Сложены они песчаниками и алевролитами светло-серыми, с прослоями серых и зеленовато-серых глин.

Оболовые слои имеют мощность от 2 м в Пестово до 100 м в Вологде. Представлены они в основном песчаниками мелко- и среднезернистыми, иногда (в Пестово) с галькой, с прослоями глинистых пород.

Диктионемовые слои имеют мощность 2—22 м. Они сложены внизу песчаниками, кверху сменяющимися переслаиванием глин с песчаниками. Глинистые породы содержат органическое вещество и имеют окраску от бурой до почти черной.

ОРДОВИКСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Аренигский ярус. Глауконитовые слои. Нижняя часть их представлена песчаниками с глауконитом. Верхняя — карбонатно-глинистая с различным содержанием карбонатных прослоев. В Любимском разрезе отмечена фауна: *Productorthis obtusa* (P a n d.), *Paurorthis parva* (P a n d.), *Apomatella ingrca* (P a h l.), *Antigonambonites planus* (P a n d.), *Orthis callactis* (D a l m.) и др.

Мощность глауконитовых слоев в Валдайском разрезе — 31 м, в Любимском — 37 м.

Ортоцератитовые слои сложены мергелями и известняками с прослоями глини. В Любиме преобладают глинистые породы и наблюдается обилие фауны: *Orthis calligramma* (D a l m.), *Lycophoria cf. nucella* (D a l m.), и др.

Мощность ортоцератитовых слоев варьирует от 30 (Валдай) до 57 м (Любим).

Лландейльский ярус. Эхиносферитовые слои. В Вологде представлены известняками, в Валдае наблюдается перемежаемость известняков с мергелями, в Любиме преобладают аргиллиты с фауной: *Clitambonites ascendens* (P a n d.), *Ladogiella transversa* (P a n d.), *Apatorthis cf. jugata* (Ор.), *Leptestia humboldti* (V e r n.) и др.

Мощность эхиносферитовых слоев изменяется от 17 (Валдай) до 69 м (Любим).

Суммарная мощность кукерских + итферских слоев в Вологде — 60 м, в Валдае — 87 м. Сложены они известняками, часто органогенно-обломочными и мергелями. В Любиме эти слои отсутствуют.

Губковые слои в Вологде и Любиме отсутствуют. В Валдае они имеют мощность 35 м и представлены в основании доломитовыми мергелями и известняками, вверху доломитизированными известняками.

Иевские слои в Валдае сложены доломитами и известняками с прослоями мергелей, мощность их 19 м. Иевскими слоями заканчивается разрез ордовика на исследуемой площади.

ДЕВОНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ¹

Девонские отложения, с которыми связаны месторождения нефти на территории Второго Баку, имеют большое значение и в геологическом строении центральных областей, где они распространены почти повсеместно, залегая под различным по мощности покровом верхнепалеозойских и мезозойских отложений (см. фиг. 1, 1а, 3). Выходы девона на дневную поверхность наблюдаются лишь на юго-восточном и южном склонах Балтийского щита и на северо-восточном и восточном склонах Воронежского массива.

В результате опорного бурения был получен материал, позволивший более равномерно осветить строение девона исследуемой территории, значительно уточнить состав и границы его и дать более подробную стратиграфическую схему расчленения его разрезов.

¹ В этой статье авторы девонские отложения расчленили на горизонты, но не на слои, ввиду чего редактором в соответствии с унифицированной схемой и в целях однообразного наименования одноименных отложений во всей книге обозначение горизонтов в девоне заменено слоями. *Ред.*

Различное геотектоническое развитие отдельных регионов территории центральных областей обусловило разную полноту разрезов девона.

Наиболее полно разрез девона представлен в тектонических впадинах мощностью до 1000 м и более в Среднерусской и Рязано-Саратовской впадинах (Любим — 923, Мосолово — 1017 и Сердобск — 940 м) и свыше 2000 м в Прикаспийской впадине (Арчеда).

На положительных тектонических структурах девонского времени, в частности, на прилегающем с северо-запада и запада к Среднерусской впадине Балтийском щите и в сводовой части Воронежского массива отложения девона отсутствуют. На склонах этих структур и на приподнятых частях древних выступов девонские отложения выклиниваются и мощность их соответственно уменьшается до 252 м (Коноша), 452 м (Котельнич), 545 м (Ульяновск). Девонские отложения в северо-западной части Среднерусской впадины трансгрессивно перекрывают различные горизонты силура, а на остальной ее территории и в Рязано-Саратовской впадине — отложения кембрия. На Котельничском выступе они с угловым несогласием налегают на породы архея, а на Токмовском и Воронежском выступах и их склонах — на породы архея и протерозоя.

Средний девон

Живетский ярус. Наиболее слабо изученными к началу опорного бурения в центральных областях являлись отложения среднего девона, принадлежность которых к живетскому ярусу была палеонтологически доказана лишь в пределах Главного и Центрального девонских полей, а также в Сызранском разрезе. В настоящее время отложения среднего девона палеонтологически охарактеризованы на всей территории Среднерусской впадины.

Живетские отложения центральных областей выделяются в нижне- и верхнеживетский подъярусы, каждый из которых обнимает отложения двух седиментационных циклов. В составе первого выделяются отложения морсовского и мосоловского циклов, расчлененные на ряжские, морсовские и мосоловские слои; в составе второго — отложения воробьевского и старооскольского циклов, соответственно, воробьевские и старооскольские слои.

Строение вышеуказанных циклов различно. Для морсовского цикла характерна смена базальных терригенных отложений галогенно-сульфатными и затем глинисто-карбонатными; для мосоловского — глинистых и песчано-глинистых — карбонатными, а затем глинистыми. Строение верхнеживетских циклов наиболее сходно. Для первой половины их характерно накопление толщ алевроитово-песчаных и для второй — карбонатно-глинистых и глинистых отложений.

Выделение нижнеживетского подъяруса произведено на основании: 1) присутствия в морсовских слоях фауны остракод — *Aparchites agnes* E g o r., *Ap. monocornis* E g., *Ap. polenovae* E g o r., *Eulanella* sp. n. (aff. *fregis*) P o l., *Cavellina* ex gr. *indistincta* P o l., — сходных, по заключению Е. Н. Поленовой, с остракодами из вязовских и кальцеоловых слоев нижнеживетского подъяруса западного склона Урала; 2) более древнего облика, чем верхнеживетский, фауны брахиопод из мосоловских слоев и наличие в них сходной фауны остракод с остракодами из бийских слоев нижнеживетского подъяруса районов Второго Баку.

Верхнеживетский подъярус выделяется по присутствию брахиопод *Spirifer pseudopachyrinchus* Tschern., *Stringocephalus burtini* Defr., *Atrypa desquamata* Sow., а также характерных для его отложений, по данным Е. Н. Поленовой, Л. Н. Егоровой, фауны остракод и, С. Н. Наумовой, М. Ф. Жарковой и др. спорово-пыльцевых комплексов.

Рязские слои нижнеживетского яруса, соответствующие пярунским слоям унифицированной схемы, являются базальными для нижнеживетского подъяруса, аналогично такатинским и ваяшкинским слоям среднего девона западного склона Урала. Они сложены преимущественно алевроитово-песчаными породами пестроцветными, слабо отсортированными, более грубозернистыми внизу и сероцветными, лучше отсортированными и более мелкозернистыми вверху, с подчиненным развитием алевроитовых и тонкодисперсных глин и единичными слоями доломитовых мергелей, глинистых доломитов, иногда известняков и ангидритов, приуроченных к верхней их части и лишь в разрезах юго-западной части Среднерусской впадины (Серпуховском, Тульском и др.), встречаемых в нижней части слоев. Здесь они выделяются С. Н. Наумовой и В. С. Тихомировым [1953] в новобасовские слои, содержащие, по данным С. Н. Наумовой, своеобразный спорово-пыльцевой комплекс: *Hymenozonotriletes rugatus* Naum., *H. insignis* Naum., *Archaeozonotriletes tichonovitschi* Naum., *Retusotriletes gibberosus* Naum., *R. vulgatus* Naum. Мощность отложений рязских слоев колеблется от 45 до 83 м в пределах южной части Среднерусской впадины и северной части Рязано-Саратовской впадины и выклинивается соответственно в северной и южной частях впадин и на их бортах до нуля.

Морсовские слои¹ наиболее полно представлены в юго-западной части Среднерусской впадины. Здесь они сложены внизу каменной солью с прослоями доломита (мощностью от 20 до 50 м), в средней части ангидритами с подчиненным развитием доломитов и глин мощностью 3 м и вверху переслаиванием доломитов, доломитовых мергелей, глин и известняков, мощностью до 40 м.

Ангидритовой пачкой (мощностью от нескольких до 40 м) начинается разрез морсовских слоев в пределах остальной части Среднерусской впадины и северной части Рязано-Саратовской впадины. Заканчивается разрез этих слоев переслаиванием глинистых доломитов, доломитовых мергелей, глинистых и остракодовых известняков, глин и глинистых битуминозных сланцев, вверху переходящих в доломитовые глины, местами пестроцветные. Эта пачка мелководных морских отложений имеет наиболее широкое распространение и наиболее подробно охарактеризована фауной остракод, как уже указывалось, сходных, по заключению Е. Н. Поленовой, с остракодами вязовских и кальцеоловых слоев Западного Урала.

В юго-восточной части Рязано-Саратовской впадины, в северной и западной частях Среднерусской впадины, а также на восточном склоне Воронежского массива сульфатно-карбонатные отложения морсовского бассейна в значительной части или полностью замещаются глинистыми и песчано-глинистыми отложениями прибрежных и, возможно, континентальных фаций.

Мощность морсовских слоев колеблется в значительных пределах от 45 до 118 м в южной части Среднерусской и северной части

¹ В морсовские слои выделяется нижняя галогенно-сульфатно-доломитовая часть мосоловских слоев унифицированной схемы девона Русской платформы.

Рязано-Саратовской впадины, до 26—38 м в северной части Среднерусской впадины и до нуля на склонах Токмовского и Воронежского выступов.

Мосоловские слои наиболее полно представлены в северо-западной части Рязано-Саратовской впадины, где они сложены внизу глинами с подчиненным развитием известняков, в средней части известняками с брахиоподами, из которых руководящими, по данным А. И. Ляшенко, являются *Productus mosolovicus* Ljasch., *Atrypa crassa* Ljasch., *Atr. mosolovica* Ljasch. и, по заключению Л. Н. Егорова, из остракод: *Marginia catagrapha* Pol., *Voronina voronensis* Pol., *Evlanella scrobiculata* Pol. и др. Вверху разрез представлен глинами с слоями известняков с несколько иным комплексом фауны.

В северной и западной частях Среднерусской впадины глинисто-известняковые отложения этих слоев замещаются доломитово-мергельными (Редкино), мергельно-глинистыми и глинистыми (Любим, Солигалич, Шарья). В восточной ее части в этом горизонте также намечается увеличение глин и появление алевроитово-песчаных пород в основании.

Мощность мосоловских отложений колеблется от 45—74 м в Рязано-Саратовской впадине и южной части Среднерусской впадины до нуля на склонах вышеуказанных выступов.

Отложения верхнеживетского подъяруса залегают во впадинах на размытой поверхности нижнеживетского подъяруса и на выступах на породах архея и протерозоя. Они наиболее полно представлены в южной части Рязано-Саратовской впадины и расчленены здесь на воробьевские и старооскольские слои.

Воробьевские слои объединяют отложения нижнего седиментационного цикла, или ольховские и собственно воробьевские слои А. И. Ляшенко [1953], калужские и воробьевские слои С. Н. Наумовой [1953]. Они представлены пачкой преимущественно мелкозернистых и лишь в пределах выступов разпозернистых, слабо сцементированных песчаников и алевролитов, в различной степени глинистых, с обильными выделениями сидерита, растительным детритусом и следами жизнедеятельности илоедов внизу, выше сменяемых глинами, с прослоями известняков с обильной морской фауной (в Сердобском, Кикинском, Комаровском и ряде других разрезов) и глинами с фауной эстерий и лингул в Мосолово, Морсово, Серпухове и др.

По данным А. И. Ляшенко, руководящими формами для воробьевских слоев являются: *Chonetes vorobjensis* Ljasch., *Ilmenia vorobjensis* Ljasch., *Spirifer maslovi* Ljasch. (in coll), *Tentaculites mesodevonicus* G. Ljasch. и др.

Карбонатно-глинистые отложения морских фаций воробьевских слоев по направлению на север замещаются мелководными и прибрежно-морскими песчано-глинистыми, а на севере, возможно, местами и континентальными. Принадлежность их к этому горизонту здесь определяется лишь по комплексу спор.

Мощность отложений воробьевских слоев колеблется от 37 до 100 м в Среднерусской и Рязано-Саратовской впадинах и до нуля на склонах Токмовского и Воронежского выступов. Отложения этих слоев условно сопоставляются с нижней частью лужских слоев Главного девонского поля и инфрадомаником западного склона Урала.

Старооскольские слои обнимают отложения верхнего седиментационного цикла, представленного внизу песчано-алевроитовыми и вверху известняково-глинистыми породами в южной части Рязано-Саратовской

впадины и на восточном склоне Воронежского массива с разнообразной морской фауной. Руководящими формами являются: *Atrypa desquamata* Sow., *Atr. zonota* Schnur, *Spirifer pseudopachyrinchus* Tschern., *Stringocephalus burtini* Defr. и др. По данным С. Н. Наумовой, спорово-пыльцевой комплекс — *Archaeozonotriletes extensus* Naum., *Arch. pustulatus* Naum., *Arch. vulgatus* Naum. — и, по заключению М. Ф. Жарковой, макроспоры — *Petalloidentitrites* Dschark. (in coll.) и др.

В пределах Среднерусской впадины принадлежность отложений к старооскольским слоям установлена лишь по спорово-пыльцевому комплексу. Они представлены здесь преимущественно алевритово-песчаными породами с подчиненными, маломощными слоями глин, а в северной, северо-западной и западной частях — доломитовых мергелей и доломитов.

Таким образом, установлено, что в пределах центральных областей в направлении с юга и юго-востока на север, северо-запад карбонатно-глинистые морские отложения замещаются прибрежно-морскими, а затем лагунными и, возможно, континентальными.

Мощность отложений старооскольских слоев колеблется от 90—125 м в пределах Среднерусской и Рязано-Саратовской впадин до нуля на поднятых участках Токмовского и Воронежского выступов. Старооскольские отложения сопоставляются с чувсовскими и человскими слоями западного склона Урала и Второго Баку и верхней частью лужских слоев на западе.

Верхний девон

Франский ярус. Отложения франского яруса распространены повсеместно в центральных областях. Нижнефранские отложения в своем составе имеют нижнецигровские и верхнецигровские слои.

Нижнецигровские отложения залегают трансгрессивно на неглубоко размытой поверхности верхнеживетских пород в пределах Среднерусской и Рязано-Саратовской впадин и на склонах Токмовского и Воронежского выступов, на нижнеживетских отложениях в районе Мариинского Посада и на архее фундамента — в районе Котельнича.

Нижнецигровские слои сложены терригенными, преимущественно алевритово-песчаными отложениями внизу и алевритово-глинистыми вверху, пестроцветными в северо-западной и западной частях Центральных областей и сероцветными в восточной и южной их частях.

Отложения этих слоев бедны фауной, которая представлена эстериями, лингулами и рыбами, и сравнительно богаты наземной флорой. Спорово-пыльцевые комплексы, определенные С. Н. Наумовой и М. Ф. Жарковой, являются руководящими для выделения этого горизонта. Исключением является лишь маломощная от 1 до 20 м пачка карбонатно-глинистых пород, залегающая в кровле нижнецигровских слоев в юго-восточной части Центральных областей и содержащая фауну — *Hypothyridina presemilukiana* Ljasch., *Schizophoria ivanovi* Tschern., *Uchtospirifer menneri* Ljasch. — аналогичную для верхней части кыновских слоев Второго Баку.

Мощность нижнецигровских отложений колеблется от 223—231 м в Рязано-Саратовской впадине до 129—169 м в пределах Среднерусской впадины, выклиниваясь на склонах выступов фундамента. В Котельнической опорной скважине мощность горизонта 12 м, а в Ульяновской скважине он отсутствует. Наибольшей мощности эти отложения достигают

в Вятско-Камской впадине, где они представлены внизу пачкой песчаников и алевролитов, а сверху мощной (свыше 200 м) толщиной глин, большей частью известковых с бедным комплексом морской фауны.

Верхнецигровские слои сложены однообразной толщиной морских отложений, несогласно перекрывающих нижнецигровские и состоящих внизу из переслаивания глин, глинистых, органогенно-обломочных и водорослевых (Котельнич) известняков, мергелей и известняковых конгломератов, сверху из известняков мало глинистых и часто пятнисто доломитизированных.

Доломитизация верхнецигровских отложений возрастает в западной и северо-западной частях Среднерусской впадины. Появление песчано-алевритовых пород в этих слоях отмечено лишь на восточном склоне Воронежского массива. Руководящей фауной для этого горизонта являются: *Lamellispirifer novosibiricus* Toll, *Ladogia meyndorfi* Vern., *Camarotoechia aldoga* Nal., *C. cf. galinae* Ljasch., *C. biferiformis* Mark., *Elytha fimbriata* Conr. и др. Постоянство литологического состава, комплекса фауны и коротгажной характеристики позволяет считать верхнецигровские слои одним из основных маркирующих горизонтов в девоне центральных областей. Максимальная мощность его наблюдается (83—88 м) в разрезах Любима, Солигалича и Кикино. Минимальные мощности его развиты на восточных склонах Воронежского массива (10 м) и на восточном склоне Токмовского выступа (26 м).

Среднефранские отложения резко отличаются от нижнефранских как по литологическому составу, так и по характеру фауны, что позволяет допускать существование перерыва между этими отложениями, хотя в большинстве разрезов проследить его и не удалось.

По литологическому составу и фауне среднефранские отложения могут быть выделены в рудкинский и семилукский горизонты. Рудкинский горизонт, вслед за Д. В. Наливкиным, выделил А. И. Ляшенко¹ и представил чередованием глинистых и органогенных известняков, часто ракушечников, с мергелями, известковыми глинами и известково-глинистыми сланцами, богатыми органическим веществом.

Количество органического вещества в породах рудкинских слоев уменьшается при движении с востока на запад и с юга на север.

Руководящей фауной для них являются: *Stropheodonta interstitialis* Phill., *Douvillina fischeri* Vern., *Dalmanella wenjukovi* Ljasch., *Liorhynchus rudkini* Ljasch., *Cyrtospirifer schelonicus* Nal. и др.

В северной части Среднерусской впадины в составе этого горизонта преобладают известковые глины и в западной части ее отмечено увеличение доломитизации пород. Отложения рудкинских слоев параллелизуются с доманиковыми слоями Второго Баку. Мощность рудкинских слоев колеблется от 35 м до выклинивания и закономерно возрастает с запада на восток и юго-восток.

Семилукские слои отличаются изменчивостью литологического состава, комплекса фауны и мощности. В ряде разрезов семилукские отложения имеют трехчленное деление и состоят внизу из чередования глинистых известняков, мергелей и известковых глин с фауной *Cyrtospirifer disjunctus* Sow. обилием строфеодонт и других, в средней части преимущественно

¹ По унифицированной стратиграфической схеме деления девона, рудкинские и семилукские горизонты соответствуют семилукским слоям. На разрезах и в тексте в дальнейшем эти горизонты названы слоями. Ред.

из глин и в верхней — из известняков с фауной: *Cyrtospirifer tenticulum* Vern., *C. supradisjunctus* Orb., *Stropheodonta latissima* Quenst., *Streptorhynchus devonicus* Orb. и др.

В северной части Среднерусской впадины глины средней части этого горизонта значительно обогащаются песчано-алевритовым материалом и содержат прослойки песчано-алевритовых пород. Замещение глинисто-карбонатных отложений песчано-глинистыми имеет место и на восточном склоне Воронежского массива.

В восточной части Центральных областей в разрезах этих слоев преобладают известняки.

Мощность семилукских слоев колеблется от 51 до 78 м в Среднерусской и Рязано-Саратовской впадинах, уменьшаясь до 20—25 м на склонах Воронежского массива.

Верхнефранские отложения выделены на основании присутствия *Theodossia* ex gr. *anosofi* Vern. и подразделяются в ряде разрезов на нижне- и верхневоронежские, евлановские и ливенские слои.

Граница между среднефранским и верхнефранским подъярусами отчетлива лишь в западной и северной частях Среднерусской впадины и на склонах Воронежского массива, где карбонатные и карбонатно-глинистые отложения семилукских слоев сменяются песчано-глинистыми петинских и воронежских. На юго-востоке эта граница проводится в однообразной толще карбонатных пород и является весьма условной.

Нижневоронежские слои на юго-востоке сложены преимущественно глинистыми известняками и мергелями, на западе и северо-западе — в основании глинисто-песчаными породами, вверху мергельно-известняковыми с фауной: *Theodossia uchtensis* Na l., *Spirifer krestovnikovi* Ljasch. (in coll.), *Tentaculites* ex gr. *nalivkini* G. Ljasch.

Верхневоронежские слои сложены линзовидным переслаиванием мергелей, глинистых известняков и глин с подчиненным развитием мелкогалечных известняковых конгломератов с фауной *Theodossia tanaica* Na l. и др. Глинисто-карбонатные отложения морских фаций нижне- и верхневоронежских слоев в северной, северо-западной и в западной частях Среднерусской впадины замещаются песчано-глинистыми пестроцветными отложениями прибрежных и, возможно, континентальных фаций.

Суммарная мощность воронежских отложений колеблется до 93—100 м в западной части Среднерусской впадины, до 42—49 м в полосе Шарья—Советск. К востоку и югу от этой полосы мощности вновь возрастают до 100 м и более. Воронежские отложения выклиниваются до нуля в районе Яблонового Оврага, Пугачева и на приподнятой части Воронежского массива.

Евлановские слои сложены преимущественно известняками микрозернистыми, органогенными и, реже, органогенно-обломочными в различной степени доломитизированными, с подчиненным развитием мергелей, глин и изредка глинистых алевритов в основании горизонта. Характерным является обилие известковых водорослей и фораминифер; в меньшем количестве встречаются кораллы, гастроподы, остракоды, брахиоподы *Theodossia evlanensis* Na l. и др. В западной и северо-западной частях Среднерусской впадины отложения морских мелководных фаций евлановских слоев постепенно обогащаются доломитом и глинистым материалом, а затем почти нацело замещаются терригенными песчано-глинистыми красноцветными отложениями прибрежно-морских лагунных и континентальных фаций.

Ливенские слои представлены большей частью органогенными водорослевыми, кораллово-фораминиферово-водорослевыми и, реже, коралловыми известняками, в основании с подчиненными слоями глин и мергелей с руководящей фауной брахиопод — *Theodossia livnensis* Nal. и др. Известняки мелководных морских фаций, распространенные в южной части Среднерусской впадины и в Рязано-Саратовской впадине, на севере, северо-западе и западе Среднерусской впадины, замещаются песчано-глинистыми отложениями прибрежных и континентальных фаций.

Общая мощность евлановских и ливенских слоев колеблется от 100—110 м в западной части Рязано-Саратовской впадины и юго-восточной части Среднерусской впадины до 39 м в северной ее части и до 42—60 м в восточной части Рязано-Саратовской впадины и на Токмовском своде. На Воронежском массиве отложения этих слоев выклиниваются до нуля.

Фаменский ярус. Отложения фаменского яруса выделены в нижне- и верхнефаменский подъярусы и соответственно в задонские, елецкие и данково-лебедянские слои. В верхней части последних в некоторых разрезах выделяется пачка доломитово-известняковых пород, являющихся аналогами озерско-хованских слоев Центрального девонского поля.

Задонские слои представлены тонко-, горизонтально-слоистыми, большей частью глинистыми, реже обломочными и песчанистыми известняками, чередующимися с глинами, глинистыми доломитами, иногда со слоями песчаников или конгломератов в основании, с фауной остракод, фораминифер, брахиопод и др. Из них характерны *Eridococoncha socialis* Eichw., *Parathurammia* aff. *tuberculata* Lip., *Cyrtospirifer archiaci* Murch., *Camarotoechia zadonica* Nal. и др.

Увеличение песчано-глинистого материала в этих слоях наблюдается при приближении к Воронежскому массиву и Балтийскому щиту.

Елецкие слои представлены однообразной толщей пятнисто-доломитизированных, большей частью неглинистых известняков с подчиненным развитием брекчиевидных и обломочных разностей, а также вторичных доломитов. Доломитизация елецких отложений значительно возрастает в северной и западной частях Среднерусской впадины.

Суммарная мощность нижнефаменских отложений колеблется от 100—180 (Прикаспийская и Рязано-Саратовская впадины) до 42—80 м (Среднерусская впадина). Малые (менее 60 м) мощности их отмечены для района Токмовского свода и склонов Воронежского массива.

Верхнефаменский подъярус на большей части Центральных областей сложен однообразной толщей часто тонкослоистых, в различной степени глинистых доломитов, доломитовых мергелей с подчиненными слоями ангидритов, гипсов, глин и известняков, сравнительно бедных фауной и флорой. В южной и восточной частях этой территории в составе верхнефаменских отложений значительно возрастает содержание известняков, тогда как в северной и западной ее частях сульфатно-карбонатные отложения полузамкнутого засоленного бассейна постепенно замещаются песчано-глинистыми — прибрежных и континентальных фаций.

Границы верхнефаменских отложений фаунистически обоснованы недостаточно и часто являются условными. Мощность их колеблется от 60 м в центральной части Токмовского свода до 144—243 м на его склонах (Пруды, Кикино и др.). В пределах центральной части Среднерусской впадины мощность верхнефаменских отложений равна 134—137 м (Солигалич, Любим), а в южной ее части 183—205 м (Редкино, Серпухов).

КАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Каменноугольные отложения имеют большое распространение в центральных областях Русской платформы. Характер напластования этих отложений показан на фиг. 1, 1а, а закономерности распределения осадков на фиг. 4. На этой фигуре отчетливо видно, что общая мощность карбона уменьшается от центрального участка рассматриваемой территории к северо-западу, западу и югу до полного их выклинивания.

Опорное бурение также внесло много нового в познание закономерностей стратиграфических напластований каменноугольных отложений, установив отсутствие одних и выявив развитие других горизонтов.

Нижнекаменноугольные отложения

Наиболее древними являются отложения турнейского яруса, представленные лихвинским и чернышинским подъярусами. Лихвинский подъярус сложен в основном плитчатыми, стилолитизированными известняками с прослоями голубовато-зеленых глин. Эти отложения развиты как на востоке, так и на западе Русской платформы и по своему литологическому составу очень близки, отличаясь на востоке меньшим количеством глинистых прослоев и обломочных разностей известняков.

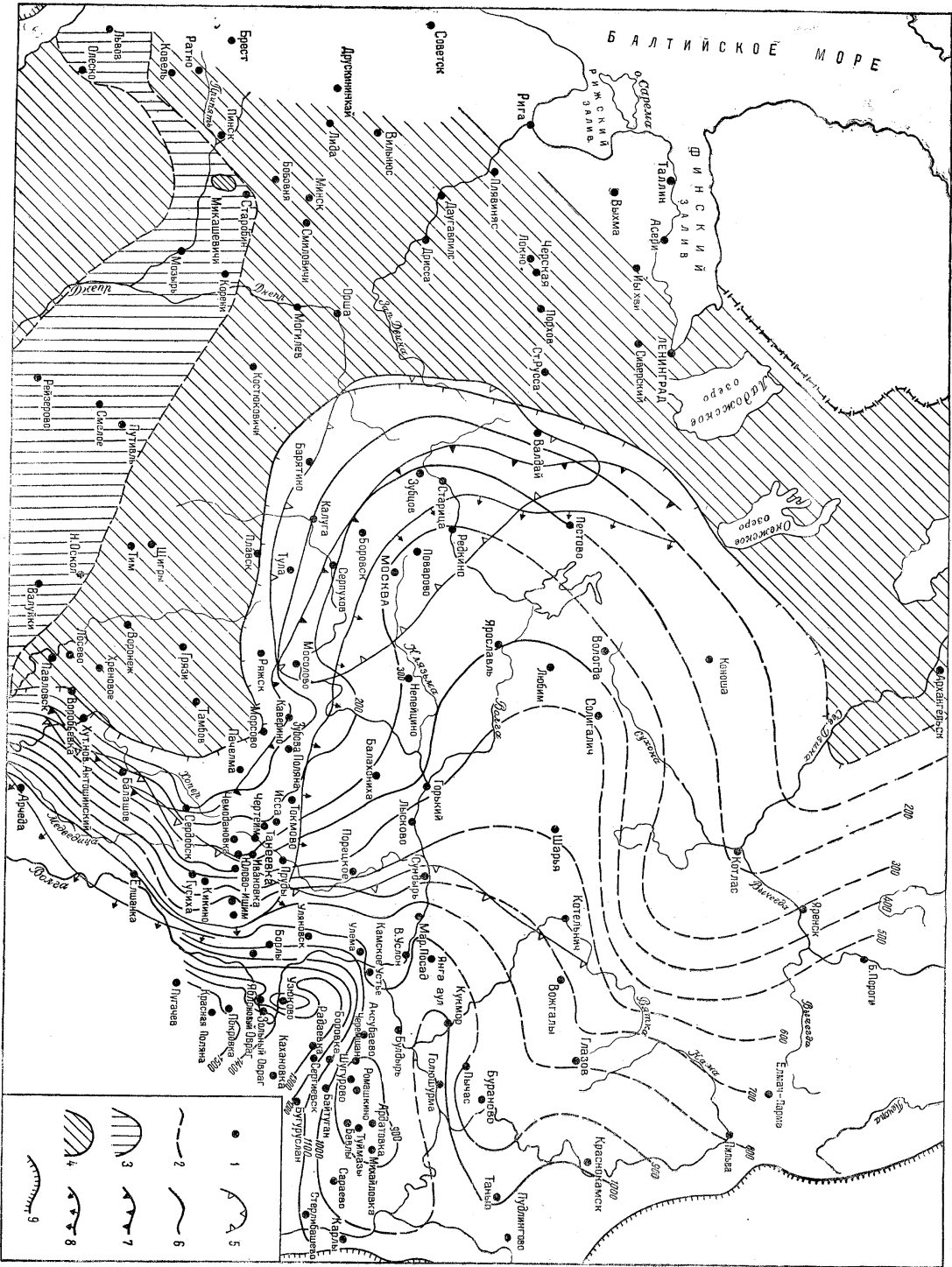
Отложения чернышинского подъяруса представлены на западе песчано-глинистыми породами (Тула—Калуга). В восточных частях на исследуемой территории этот подъярус вскрыт в районе Ульяновска и Кирино, где он сложен карбонатной толщей, с трудом отличающейся от нижележащих отложений.

Турнейские отложения содержат следующую характерную фауну фораминифер — *Endothyra glomiformis* Lip., *End. minima* Lip., *Spiroplectammina thschernyschinensis* Lip. — и брахиопод — *Chonetes malevkensis* Sok., *Spirifer tornacensis* Kop. — и др. Мощность турнейских отложений колеблется от 13 м в Мосолово до 40 м в Ульяновске. В восточной части платформы мощность турне увеличивается до 91 м. В ряде скважин (Токмово, Ряжск, Лысково, Котельнич, Шарья, Любим, Солигалич и др.) отложения турнейского яруса отсутствуют. На турнейских отложениях с размывом лежат отложения визейского яруса, представленные яснополянским, окским и серпуховским подъярусами.

Отложения яснополянского подъяруса представлены в основном терригенными осадками, поставщиками которых служили четыре области сноса — Балтийский и Белорусский массивы на западе, Воронежский массив на юге и район Кизеловского Урала на востоке. Не исключена возможность, что материал сносился с материка, распадавшегося на севере (район Котласа и др.).

Верхняя часть яснополянского подъяруса сложена карбонатными породами с морской фауной, с подчиненными прослоями терригенных пород.

Установлено, что породы терригенной толщи представлены двумя типами — один тип осадков окрашен в темно-серые цвета и развит на западе и востоке платформы, другой — в пестрые и фиолетовые тона. Последний тип характерен для северных и центральных районов (Шарья, Любим, Балахониха и др.). Как в том, так и в другом типе разрезов наблюдаются обильные растительные остатки, следы деятельности илоедов и включения пирита.



Фиг. 4. Схематическая карта данных мощностей осадочных пород Русской платформы. Составил П. Г. Суворов.

1 — границы осадочных пород; 2 — границы данных мощностей осадочных пород; 3 — границы осадочных пород; 4 — границы осадочных пород; 5 — границы осадочных пород; 6 — границы осадочных пород; 7 — границы осадочных пород; 8 — границы осадочных пород; 9 — границы осадочных пород.

1 — границы осадочных пород; 2 — границы данных мощностей осадочных пород; 3 — границы осадочных пород; 4 — границы осадочных пород; 5 — границы осадочных пород; 6 — границы осадочных пород; 7 — границы осадочных пород; 8 — границы осадочных пород; 9 — границы осадочных пород.

Заная 1997.

На западе, востоке и севере платформы отлагались угли, имеющие на западной и южной окраинах Среднерусской впадины промышленное значение. Мощность яснополянского подъяруса колеблется от 10 м в Лысково до 68 м в Ульяновске. Яснополянские отложения кроются карбонатными осадками окского подъяруса, представленными известняками и доломитами, содержащими местами обильную фауну фораминифер. Из последних наиболее распространены: *Bradyina rotula* Eichw., *Endothyra exilis* Raus., *End. crassa* var. *sphaerica* Raus. et Reitl., *Eostaffella ikensis* Viss., *Samarina operculata* Raus. et Reitl. Из брахиопод характерны: *Gigantella striatoculcata* Schw., *Striatifera striata* Fisch.

Для михайловского горизонта типично присутствие водорослей кальцифолиум. Породы окского подъяруса переходят в серпуховские отложения. Местами этот переход настолько постепенен, что часто установить границу между этими двумя подъярусами не представляется возможным. Мощность окских отложений изменяется от 27 м в Токмово и Лысково до 102 м в Кикино. В Ряжске окские отложения отсутствуют; в Балахонихе и Зубовой Поляне они представлены только нижней частью разреза.

Серпуховские отложения так же, как и отложения окского подъяруса, сложены известняками и доломитами с фауной: *Archaediscus krestovnikovi* Raus., *Arch. parvus* Raus. и *Arch. baschkircus* Krest. et Theod.

Мощность серпуховских отложений колеблется от 20 м в Солигаличе до 53 м в Ульяновске. В Мосолово, Токмово, Ряжске, Зубовой Поляне и Балахонихе серпуховские отложения отсутствуют.

Серпуховские отложения кроются толщей намюрского яруса, представленного в центральной части платформы своим нижним подъярусом, т. е. протвинским горизонтом. Последний слагается светло-серыми крупнозернистыми, часто перекристаллизованными известняками с характерным сахаровидным изломом. В известняках содержится следующая фауна фораминифер: *Endothyra crassa* var. *sphaerica* Raus. et Reitl., *Bradyina* ex gr. *cribrostomata* Raus. et Reitl., *Parastaffella struvei* Moll., *Eostaffella paraprotae* Raus. и др.

Мощность протвинского горизонта изменяется от 6 м в Серпухове до 65 м в Кикино. В Ряжске, Токмово, Зубовой Поляне, Балахонихе, Иссе, Редкино и Мосолово отложения протвинского горизонта отсутствуют.

Среднекаменноугольные отложения

Наиболее древними породами среднего карбона, вскрытыми опорными скважинами на изученной территории, являются отложения башкирского яруса. Широкое развитие их было установлено по юго-восточному (Кикино, Юлово-Ишим), восточному (Ульяновск, Порецкое) и северо-восточному (Сундырь) склонам Токмовского свода. В северо-восточной части Среднерусской впадины они были вскрыты скважинами, пробуренными в Котельниче и Шарье. В пределах центральной части Токмовского свода отложения башкирского яруса выделены в разрезе Прудовского района, и условно к ним отнесены породы, залегающие в основании среднего карбона Иссы и Порецкого.

На всей остальной территории центральных областей, расположенной к западу от линии, проходящей через Иссу—Пруды—Порецкое—Сундырь, а также по северо-восточному склону Воронежского массива, отложения башкирского яруса отсутствуют.

Наиболее полно разрез башкирского яруса представлен в Кикинском и Юлово-Ишимском районах, где в его строении, как и в Саратовском Поволжье, выделяются две части — нижняя, сложенная брекчиевидными, оолитовыми микрозернистыми известняками, и верхняя, состоящая из переслаивания глин, песчаников и глинистых известняков.

В Кикинском разрезе, кроме того, в нижней части башкирского яруса были встречены прослой известняковых конгломератов. Нижняя граница башкирского яруса проводится в соответствии со взглядами других исследователей по появлению *Pseudostaffella antiqua* (D u t k.), первых озаваинелл, новелл и других хориститов из группы *Choristites bisulcatiformis* S e m i c h.

Верхняя граница яруса в ряде разрезов является условной из-за литологического сходства его пород с породами вышележащего верейского горизонта. В тех разрезах, где граница устанавливается по подошве карбонатной пачки, она характеризуется появлением массовых тонкоробристых хориститов и фораминифер *Profusulinella aljutovica* и *Eostaffella mutabilis* R a u s., характерных для верейского горизонта.

Нижняя (карбонатная) часть башкирского яруса характеризуется по И. И. Долматской следующей микрофауной: в Кикино — *Bradyina cribrosotomata* R a u s. et R e i t l., *Pseudostaffella* cf. *antiqua* R a u s., *Ps.* cf. *antiqua* var. *grandis* S c h l y k., и в Юлово-Ишиме: *Ozawainella pararhomboidalis* M a n., *Archaediscus subbaschkiricus* R e i t l. и др.

В отличие от Кикинского и Юлово-Ишимского районов отложения башкирского яруса в ряде других изученных скважин имеют сокращенный разрез. В одних пунктах (Ульяновск, Порецкое, Сундырь) они характеризуются отсутствием верхней терригенной части, в других, как Исса, Пруды, к ним относятся преимущественно терригенные породы с редкими прослоями известняков и полностью отсутствует пачка карбонатных пород. В разрезе Прудов принадлежность терригенной пачки к башкирскому ярусу доказана фаунистически, так как в тонких прослоях известняков здесь И. И. Долматской были определены: *Aljutovella fallax* R a u s., *Al.* cf. *tichonovichi* R a u s., *Pseudostaffella paracompressa* S a f. и др.

Мощности башкирского яруса колеблются в значительных пределах: от 4—5 м в Порецком и Сундыре до 33—66 м соответственно в Ульяновске и Кикино.

Резкое различие в тектоническом положении отдельных участков территории центральных областей, которое было обусловлено неодинаковым по степени интенсивности подъемом в среднем карбоне, определило накопление различных типов осадков и неодинаковую стратиграфическую полноту их разрезов.

Особенно резко этот фактор отразился на физико-географических условиях образования осадков верейского горизонта.

По литологическому составу пород разрезы верейского горизонта юго-восточных и восточных районов платформы резко отличаются от этих же отложений в ее центральной части.

В юго-восточных (Кикино, Юлово-Ишим, Комаровка и др.) и восточных (Пруды, Ульяновск и др.) районах верейский горизонт характеризуется тем, что в его составе выделяются три литологические пачки, отчетливо прослеживающиеся на большой площади. Две из них — нижняя и верхняя — слагаются карбонатными породами, а третья — средняя пачка, представлена песчано-глинистыми отложениями, характеризующимися темно-серой и почти черной окраской, большим содержанием растительных,

обычно обугленных, остатков и иногда линз угля, присутствием прослоев известняков и песчаников с морской фауной.

Верейский возраст указанных пачек в большинстве разрезов доказан фаунистически. Отнесение верхней карбонатной пачки к верейскому горизонту, произведенное первоначально на основании микроскопического изучения пород, в дальнейшем в ряде разрезов было обосновано палеонтологическими определениями. Так, в Кикинских скважинах Р-7 и Р-8 и в Ульяновской Р-1, наряду с другими формами, И. И. Далматской были определены: *Aljutovella artificialis* Leont., *Al. cf. aljutovica* Raus., *Al. simplicata* Brazhn., *Eostaffella mutabilis* Raus.

В скважине Р-1 Юлово-Ишима Е. Г. Миняевой из этой части разреза была определена руководящая форма верейского горизонта *Choristites cf. inferus* Ivan.

Совершенно иными осадками, фациально отличными от описанных районов, представлен верейский горизонт в центральной части платформы. Изучение разрезов в Мосолово, Балахне, Токмово, Зубовой Поляне, Балахонихе и других показало, что верейский горизонт здесь сложен исключительно красноцветными песчано-глинистыми породами, среди которых встречаются редкие прослой известняков с морской фауной.

Мощности верейского горизонта на изученной территории также претерпевают сильные изменения: максимальные от 30 до 43 м приурочены к юго-восточным и восточным разрезам (Кикино, Юлово-Ишим, Ульяновск и др.) и минимальные от 15 до 24 м характерны для указанных выше районов центральной части платформы.

Отложения каширского горизонта имеют широкое распространение на изученной территории. Они были установлены в разрезах всех изученных нами скважин. Граница между верейским и каширским горизонтами в одних разрезах устанавливается по появлению микрофауны, характерной для каширского горизонта — *Profusulinella prisca* (Derghat), *Pr. priscoidea* Raus., *Schubertella gracilis* Raus., в других — по смене терригенных пород карбонатными. Верхняя граница каширского горизонта палеонтологически определяется по появлению микрофауны, характерной для низов подольского горизонта *Fusulinella colaniae* Lee et Chen, *Fusulina elegans* Raus. et Bel., *F. elschanica* Putrja, *Pseudostaffella sphaeroidea* (Hręćb.) и др.

Литологически она в большинстве разрезов проводится по подошве водорослевых, в основном двинелловых известняков, приуроченных к низам описываемого горизонта.

По литологическому составу пород в каширском горизонте выделяются две крупные пачки: нижняя — карбонатно-терригенная и верхняя — карбонатная. Нижняя пачка не имеет повсеместного развития и выделяется главным образом в более северных районах (Сундырь—Солигалич, Шарья, Котельнич) и в некоторых разрезах юго-востока платформы (Сызрань). Представлена она обычно глинами и песчаниками, среди которых залегают прослой известняков.

Верхняя карбонатная пачка, имеющая широкое площадное распространение, складывается известняками и доломитами, с преобладанием в одних разрезах доломитов, в других — известняков. Карбонатные породы каширского горизонта характеризуются большим содержанием примеси терригенного материала. В ряде разрезов, особенно в центральной части, были отмечены прослой глинисто-известняковых конгломератов. Для пород северо-восточной части платформы характерны включения гипса и ангидрита.

Породы каширского горизонта содержат в большом количестве типично морскую фауну брахиопод, фораминифер, гастропод и др. Из брахиопод характерны: *Choristites priscus* Eichw., *Ch. cf. sowerbyi* Fisch., *Chonetes uralica* Moell., *Dictyoclostus inflatiformis* Ivan.; *Marginifera kaschirica* Ivan. и др.; из микрофауны: *Profusulinella ovata* Raus., *Pr. prisca* Derpt., *Pr. priscoidea* Raus., *Eostaffella kaschirica* Raus. и др.

Мощность каширского горизонта колеблется от 37—57 м в Зубовой Поляне, Балахонихе и Токмово до 70—96 м в Лысково, Порецком, Ульяновске и Кикино.

Подольский горизонт представлен карбонатными породами, по своей литологической характеристике сходными с породами ниже- и вышележащих горизонтов, поэтому границы его устанавливаются в основном по палеонтологическим данным. Верхняя граница его устанавливается в большинстве разрезов по появлению *Fusulinella bocki* Moell. и *Bradyina lepida* Reith. — характерных форм мячковского горизонта. Литологически эта граница в одних разрезах (Токмово, Балахониха, Котельнич, Шарья и др.) проводится по подошве известнякового конгломерата, в других (Пруды, Лысково, Порецкое) — условно по подошве пачки, состоящей из глин и глинистых известняков.

Большое развитие в подольском горизонте имеют известняки, в которых породообразующими организмами являются водоросли, главным образом, двинеллы.

Мощность подольского горизонта равна: 58—92 м в северной части Среднерусской впадины (Солигалич, Котельнич), 34—70 м в пределах Токмовского свода (Зубова Поляна, Балахониха, Токмово) и сильно увеличена на восточном склоне последнего, достигая в районах Порецкого, Ульяновска и Прудов соответственно 73, 102, 113 м.

На юго-восточном склоне Токмовского свода, в зоне Сурско-Мокшинских поднятий, мощность подольского горизонта колеблется в широких пределах от 20 до 122 м, что объясняется неравномерным размывом его верхней части в послепалеозойское время.

Отложения мячковского горизонта имеют значительно меньшее распространение на описываемой территории, чем породы нижележащих горизонтов. Отсутствие их установлено в Мосолово, Зубовой Поляне, Иссе, Юлово-Ишиме и Кикино. Во всех остальных разрезах мощность их колеблется от 19—46 м в Токмово и Солигаличе до 68—116 м в Любиме, Прудах, Котельниче и Ульяновске.

Верхняя граница горизонта в одних разрезах проводится по подошве глин, относимых к верхнему карбону, в других — по смене карбонатных отложений мячковского горизонта терригенными породами юрской системы.

На всей изученной территории мячковский горизонт представлен известняками и доломитами, с преобладанием первых. Среди основной массы карбонатных пород местами встречаются тонкие прослойки глин. Часто породы содержат включения гипса и ангидрита. Среди известняков наблюдается неоднократное чередование органогенно-детритусовых, обломочных и микрозернистых, часто в той или иной степени доломитизированных разностей.

Для мячковского горизонта характерна следующая микрофауна: *Pseudostaffella sphaeroidea* (Eichw.), *Ps. cf. sphaeroidea* var. *cuboides* Raus., *Ps. ex gr. paradoxa* (Dutk.), *Fusulinella pulchra* Raus. et Bel., *F. bocki* Moell., *F. pseudobocki* Lee et Chen, *F. paradistenta* Saf. и др.

Верхнекаменноугольные отложения

Отложения верхнего карбона вскрыты опорными скважинами в основном в северной части Русской платформы (Котлас, Шарья, Любим, Солигалич, Котельнич) и частично в районе Лыскова, Порецкого и Ульяновска и представлены касимовским и гжелским ярусами. В основании касимовского яруса лежит 5—8-метровая глинистая пачка, вскрытая во всех изученных скважинах, за исключением Котласа и Котельнича, где глинисто-алевритовый прослой отмечается в слоях гжелского яруса.

Выше лежит карбонатная толща, слагающая как касимовский, так и гжелский ярусы и представленная различными разновидностями известняков и доломитов, причем последние преобладают в северной части Русской платформы.

В западной части исследуемой территории в отложениях верхнего карбона наряду с карбонатной частью большую роль играют глинистые породы, количество которых составляет в Редкинской скважине около 50%. На основании изучения микрофауны отложения касимовского и гжелского ярусов почти во всех опорных скважинах удалось подразделить на ряд зон. В касимовском ярусе наблюдаются три зоны: с протритицитами, с *Triticites montiparus* и *Tr. arcticus*.

В гжелский ярус входят: зона с *Tr. stuckenbergi*, *Tr. jigulensis* и псевдофузулиновый горизонт.

Мощность верхнекаменноугольных отложений более или менее постоянна в центральной полосе территории центральных областей и составляет около 200 м (Солигалич — 178 м, Любим — 162 м, Лысково — 182 м), увеличиваясь в юго-восточном направлении (Ульяновск — 256 м). К северу, западу и югу мощности верхнего карбона сокращаются (Редкино 48 м) до полного выпадения из разреза.

Палеогеография каменноугольного периода

Остановимся кратко на палеогеографии каменноугольного периода. Начало нижнего карбона ознаменовалось широкой трансгрессией турнейского моря, покрывавшего почти всю территорию Русской платформы. Это море было неглубоким и, видимо, местами с отклоняющейся соленостью.

В конце турнейского века на территории Русской платформы произошло поднятие, причем наиболее приподнятой оказалась ее центральная часть, включающая район Окско-Цинского вала и Алатырско-Горьковского поднятия. В результате эта территория подверглась впоследствии интенсивному размыву, в связи с чем все турнейские отложения здесь были размывы. Таким образом, вся территория Русской платформы оказалась разделенной широкой областью поднятия на две части — западную и восточную. Это поднятие, простираясь в меридиональном направлении, имеет ширину от 280 до 300 км. На севере оно соединяется с районами Шарья, Любима, Котельнича, Солигалича, Котласа, где, по-видимому, в течение всего турнейского времени была суша.

В яснополянское время на западе преобладали континентальные условия и происходило образование углей. На севере платформы в районе Солигалича отлагались лагунные фации. Центральная часть платформы в начале яснополянского времени, по-видимому, продолжала быть приподнятой и покрывалась морем только в тульское время.

Это предположение, с нашей точки зрения, вполне правильное, было высказано еще М. С. Швецовым [1954]. Таким образом, в яснополянское время, в центральных областях Русской платформы располагалась припод-

нятый участок суши, шириной от 130 до 160 км, а длиной — 420 км. В первой половине яснополянского века описанное поднятие протягивалось далеко на север, соединяясь с северным континентом, в то время как на юге, на широте 53°, уже существовало море. Снос терригенного материала происходил, по-видимому, как с запада и востока, так с севера и юга. На западе источником сноса служили Балтийский и Белорусский щиты, а на юге Воронежский массив. С востока снос материала осуществлялся, по мнению М. С. Швецова, с Северного Урала.

Начало окского подъяруса ознаменовалось новой трансгрессией моря, которое покрывало всю рассматриваемую территорию, оставаясь здесь в течение всего окского, серпуховского и нижнеямюрского времени. Но солевой режим этого моря был неодинаковым в различных частях платформы. Так, на юге платформы, по-видимому, было открытое море с нормальной соленостью, где отлагались известняки с морской фауной. На севере платформы (район Солигалича, Вологды, Шарьи, Любима и Котельнич) существовали полузамкнутые котловины с повышенной соленостью, в которых шло отложение доломитов.

Промежуточная область, охватывающая Окско-Цнинский вал, Балахну, Лысково, Сундырь, носит переходный характер, будучи сложена чередованием известняков и доломитов.

Таким образом, в верхневизейское время на территории Русской платформы существовали три различные фациальные зоны, протягивающиеся в широтном направлении.

В намюрском веке характер отложений изменяется. Область повышенной солености сокращается, сохраняясь только в районе Вологды, Любима и Солигалича, где продолжают отлагаться доломиты. В восточных же и западных частях платформы продолжало существовать открытое неглубокое море, в котором шло образование известняков с подчиненными прослоями доломитов.

Что касается центральной части платформы (район Окско-Цнинского вала и Токмовского свода), то она в серпуховское и намюрское время была наиболее повышенной и подвергалась интенсивному размыву, в результате чего здесь отсутствуют как серпуховские, так и протвинские отложения.

Начало нижнебашкирского времени ознаменовалось трансгрессией моря, в условиях которого происходило накопление карбонатных осадков. Чередование фаций, представляющих собой смену известняковых осадков разных типов, свидетельствует о том, что морской бассейн, в котором они отлагались, характеризовался незначительной глубиной, большой подвижностью водных масс и частыми колебаниями уровня.

Во вторую половину башкирского века накапливались терригенные породы, образование которых происходило, как на это указывает состав осадков и фауны, в условиях открытых, полузамкнутых и в отдельных участках, по-видимому, замкнутых лагун. В предверейское время территория Русской платформы вновь испытала подъем, в результате чего наиболее приподнятой и вследствие этого подвергшейся наибольшему размыву оказалась также центральная часть, которая в нижнем карбоне характеризовалась отсутствием турнейских и угленосных отложений.

В связи с таким тектоническим положением этой части платформы отложения башкирского яруса на большей площади были размывы, а более длительный континентальный перерыв на западе и в центральной части по сравнению с юго-восточной и восточной обусловил накопление различных

по условиям образования и несинхроничных по времени осадков верейского времени. Продолжительность перерыва в осадкообразовании и сопроваждавшие его процессы размыва и разрушения ранее отложенных толщ осадочных образований привели к трансгрессивному залеганию пород верейского горизонта на всех более древних слоях нижнего карбона по мере перехода от восточных и юго-восточных районов к центральным.

Верейское время характеризуется развитием прибрежно-морских, морских, лагунных и континентально-дельтовых фаций, причем две последние фации распространены преимущественно в центральной части платформы.

Геологическая история центральных областей Русской платформы в послеверейское время знаменуется дальнейшим развитием морской трансгрессии, благодаря чему происходит накопление мощных толщ карбонатных осадков не только в восточной и юго-восточной, но в центральной и западной частях платформы. Вся территория в это геологическое время характеризуется в основном развитием мелководных фаций с нормальной соленостью. Некоторое исключение в этом отношении представляет каширское время, в течение которого режим морского бассейна не был одинаков в различных частях платформы, в связи с чем в одних районах (более западных и северо-восточных) происходило накопление доломитов, а в других — юго-восточных и восточных — преимущественно известняков.

В развитии верхнекаменноугольного бассейна, по В. М. Бузиновой, намечаются следующие закономерности. Начало касимовского времени, соответствующее зоне с протритититами, характеризуется усиленным приносом терригенного материала и мелководностью бассейна. В последующее время с *Triticites montiparus* море углубляется и поступление терригенного материала уменьшается.

Дальнейшее развитие бассейна, соответствующее зоне с *Triticites arcticus* и *Tr. acutus*, характерно тем, что поступление терригенного материала в морской бассейн в это время почти полностью прекращается и в разрезе появляются водоросли. Далее вновь отмечается интенсивное поступление терригенного материала, что свидетельствует о начале нового ритма осадконакопления. Однако этот период был непродолжительным, и мелководные условия бассейна сменяются более глубоководными. Об этом свидетельствует появление мощных пачек водорослевых двинелловых известняков несколько выше основания гжелского яруса.

В последующее время отмечается широкое развитие фузулиновых известняков, относительно более глубоководного открытого моря. Эти известняки иногда чередуются с небольшими прослоями водорослевых пород.

В дальнейшем отмечается широкое развитие доломитов. Рассмотренный этап осадконакопления соответствует зоне с *Triticites jigulensis*. Этой зоной заканчивается второй крупный ритм в развитии верхнекаменноугольного бассейна.

Следующий новый ритм в развитии бассейна, который соответствует псевдофузулиновому времени, характеризуется появлением большого количества известняков и увеличением примеси глинистого материала. В это время вновь приобретают развитие фузулиновые и мелкофораминиферовые известняки, которые являются фацией открытого, относительно глубокого, моря. Псевдофузулиновый этап осадконакопления не завершает полный ритм развития бассейна. Возможно, что швагериновый горизонт, в составе которого преобладают доломиты, а также развиты пачки сульфатных осадков, характеризуют конечный этап седиментационного цикла.

ПЕРМСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

В течение пермского периода на территории Русской платформы происходили неоднократные колебательные движения, различные по своему характеру и интенсивности в пределах отдельных участков ее. Это обусловило различные условия накопления пермских осадков на рассматриваемой территории. Особенности стратиграфических напластований пермских отложений показаны на фиг. 1 и 1а, а закономерности их распределения на фиг. 5.

Рассматривая карту равных мощностей пермских отложений, видно, что наибольшие мощности этих осадков (900—1000 м, а возможно и более) развиты в северной части центральных областей Русской платформы в районе Опарино и других местах. От данного участка во все стороны происходит уменьшение общей мощности осадков до полного выклинивания в южном, западном и северо-западном направлениях.

Наиболее полные разрезы отложений приурочены к северо-восточным районам Среднерусской впадины, где они вскрыты опорными скважинами в Шарье, Котельниче, Опарино и других пунктах.

К западу от указанной территории, как указывалось выше, наблюдается сокращение общей мощности пермских осадков, а также выпадение отдельных стратиграфических комплексов из нормального разреза. Восточнее этой территории наблюдается выпадение отдельных ярусов нижней перми и значительное увеличение мощности всех стратиграфических комплексов верхнего отдела перми.

Нижнепермские отложения

В конце каменноугольного периода описываемая территория была покрыта обширным, слегка засоляющимся морским бассейном.

Нижнепермская эпоха характеризуется дальнейшим обмелением и засолением этого бассейна. Обмеление нижнепермского бассейна было связано с подъемом платформы. Но на фоне общего регионального воздымания платформы обособляются наиболее приподнятые и опущенные участки ее. Это обстоятельство обусловило различную полноту и мощности нижнепермских разрезов в пределах рассматриваемой территории.

На большей части территории в разрезе нижней перми выделяются три мощные толщи осадков, характеризующих собой единый цикл осадконакопления в усыхающем морском бассейне.

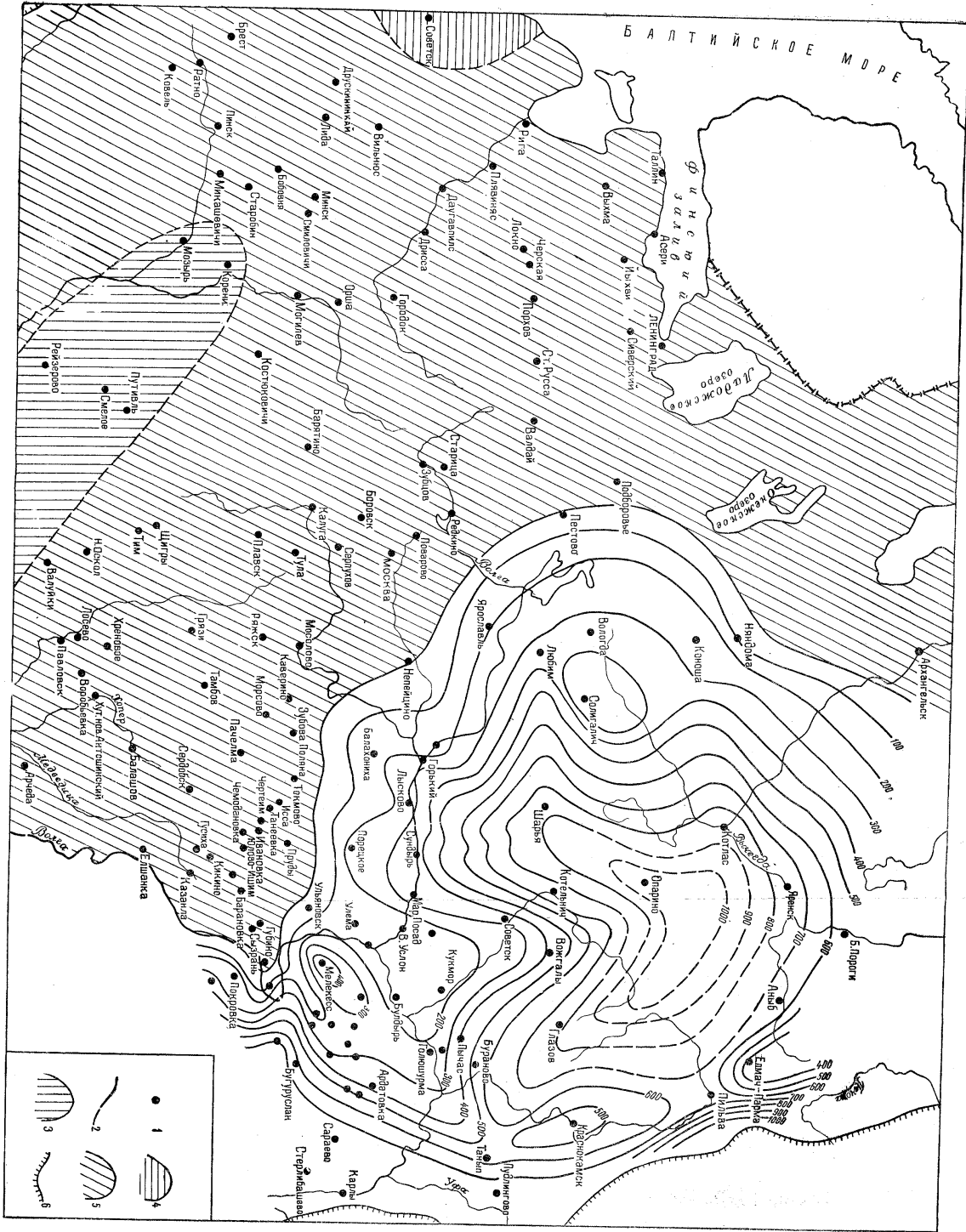
Нижняя толща, представленная доломитами с фауной фузулиид, кораллов, мшанок и мелких фораминифер, характеризует первый этап жизни нижнепермского бассейна. Средняя толща характеризует собой следующий этап. Осадки этого времени сильно сульфатизированы. Из фауны здесь преобладают мелкие фораминиферы. Верхняя толща почти целиком представлена уже галогенными осадками, лишенными фауны, и только в самых верхах ее в отдельных разрезах появляются прослои с фауной брахиопод и гастропод.

На основании встреченной здесь фауны, а также на основании сравнения разрезов две нижние толщи отнесены к сакмарскому, а верхняя — к артинскому и в отдельных районах к кунгурскому ярусам.

Сакмарский ярус. Швагериновый горизонт является наиболее выдержанным и наиболее широко распространенным на территории Русской платформы.

1 — огульные овражки, 2 — подтип рыхлых холмистых овражков отложениям через 100 м, 3 — парные овражки, развитые в песках Ленново-Понной впадины, 4 — дождевые овражки, развитые в песках Прибалтийской впадины, 5 — овражки излучающей холмистости (перемежные овражки отсутствуют), 6 — восточная и юго-западная граница Русской равнины.

Фиг. 5. Схематическая карта равнин холмистости парных овражков Русской равнины. Составил П. Г. Суворов.



Представлен швагериновый горизонт во всех изученных разрезах преимущественно доломитами, иногда известковистыми и органогенными, часто окремнелыми с редкими маломощными прослоями ангидритов. Нижняя часть разреза швагериновых отложений содержит довольно многочисленную фауну фузулиид, среди которых наиболее характерными для швагеринового горизонта являются *Pseudofusulina gregaria* Lee, *Ps. ex gr. gregaria* Lee, *Ps. krotowi* ex gr. *krotowi* Schellw., *Ps. krotowi* var. *nux* Schellw. и *Schwagerina* ex gr. *sphaerica* Scherb. Среди кораллов наиболее часто встречаются *Syringopora* cf. *permiana* Stuck., *Campophyl-lum* sp. и *Wentzelella magnifica* Porf. и др.

Для верхней части отложений швагеринового горизонта характерны преимущественно мелкие фораминиферы и, реже, параштаффеллы. Мощность швагеринового горизонта постепенно нарастает с запада на восток с 43 м в Любиме до 78 м в Вожгалах.

К нерасчлененным осадкам тастубского и стерлитамакского горизонтов отнесена средняя толща нижнего отдела перми. В породах нижней части этой толщи в Любимской, Котельничской, Лысковской, Вожгальской и в других опорных скважинах обнаружен комплекс параштаффелл, характерных для тастубского горизонта сакмарского яруса. Вся остальная часть разреза фауны не содержит и условно, по сопоставлению с другими разрезами, где в верхах аналогичной толщи встречены остатки кораллов, отнесена к тастубскому и стерлитамакскому горизонтам.

Выражены тастубский и стерлитамакский горизонты в сульфатно-карбонатной и сульфатной фациях. В разрезах Шарьи, Котельнича и Вожгал большая нижняя часть этих отложений представлена доломитами огипсованными, иногда окремнелыми, а верхняя, меньшая по мощности часть горизонта, сложена преимущественно ангидритами и гипсами. Для нижней части тастубско-стерлитамакских отложений характерно присутствие *Parastaffella preobrajenskyi* (Dutk.), *P. dagmarae* Dutk., *P. mathildae* Dutk. и многочисленных мелких фораминифер.

Большая верхняя часть этих осадков фауны почти не содержит, и положение верхней границы горизонта следует считать весьма условным. Общая мощность тастубского и стерлитамакского горизонтов непостоянна и колеблется от 34 м в Любиме до 49 м в Шарье.

Отсутствие руководящей фауны часто не позволяет (как, например, в Солигаличе) отделить осадки тастубского + стерлитамакского горизонтов от осадков швагеринового горизонта.

Артинский и кунгурский ярусы. К осадкам артинского и кунгурского ярусов отнесена верхняя толща нижнепермских осадков. Представлены эти отложения в лагунно- и лагунно-морской фациях. В строении их принимают участие, главным образом, галогенные породы.

Наиболее полные разрезы этих отложений наблюдаются на севере в районе Шарьи, Котельнича и Вожгал и на юге в районе Сундыря. В Любиме, Солигаличе, Лысково, Порецком и других разрезах запада и юго-запада территории отсутствуют осадки лишь нижней части артинского яруса. Осадки эти очень бедны органическими остатками и руководящей фауны не содержат.

По литологическим признакам артинско-кунгурские отложения расчленяются на две неравные части. Нижняя большая по мощности часть этих отложений представлена ангидритами, значительно обогащенными глинистым материалом в виде примазок и прослоек в галогенных породах. Верхняя часть артинско-кунгурских отложений на этой территории пред-

ставлена также галогенными породами, но без глинистых примазок. В Котельнице и к востоку от него эта верхняя часть разреза представлена в основном доломитами с прослоями галогенных пород. Отдельные прослои доломитов содержат довольно многочисленную фауну брахиопод, пелеципод и гастропод, часто плохой сохранности.

Артинско-кунгурские отложения характеризуют последний этап существования нижнепермского морского бассейна. В этот последний период бассейн сохраняется лишь в пределах обширной лагуны, располагавшейся между Солигаличем и Возгалами. Галогенная толща артинско-кунгурского яруса на этой площади достигает мощности 192 м в Шарье и 175 м в Котельнице.

К концу нижнепермского времени платформа поднимается настолько, что отдельные крупные участки ее выходят из-под уровня моря и подвергаются процессам эрозии. На западе таким приподнятым участком оказался район Любима, где размыта большая часть верхней толщи артинско-кунгурских отложений и совсем не отлагались породы уфимской свиты. На юге рассматриваемой области на поверхности была выведена вся территория Горьковского и Чебоксарского Поволжья. Отсутствие здесь уфимских отложений говорит за то, что и в начале верхнепермской эпохи эта территория продолжает оставаться сушей.

Верхнепермские отложения

Верхнепермские отложения в разных частях рассматриваемой территории представлены различно. В северо-восточной части ее верхнепермские отложения представлены уфимской свитой, казанским и татарским ярусами, а на всей остальной территории из нормального разреза выпадают, по мере движения с востока на запад, вначале уфимская свита, затем верхняя часть казанских отложений, а на юго-западе и часть нижнеказанских.

Уфимская свита. Отложения уфимской свиты развиты главным образом на севере и северо-востоке территории. Самым западным разрезом, где отмечено присутствие уфимских отложений, является район Солигалича; там они вскрываются структурными скважинами. Восточная граница распространения уфимских отложений уходит далеко за пределы рассматриваемой территории. В уфимское время вся северная и северо-восточная части рассматриваемой территории постепенно покрывается водами, образующегося внутри континентального бассейна с своеобразными условиями осадкообразования, обеспечивающими одновременное накопление гипса, известняков и терригенного железистого материала. Ложатся уфимские осадки на размытую поверхность нижней перми.

На большей части рассматриваемой территории уфимские отложения представлены красноцветными глинами с прослоями алевролитов и, реже, песчаников, мергелей и известняков. Широким развитием в них пользуется порода глина — гипс.

Уфимские отложения в разрезе Шарьи и отчасти Котельница представлены в нижней части брекчиевидными известняками.

В отдельных разрезах уфимские осадки содержат фауну пресноводных остракод, среди которых наиболее характерными являются: *Darwinula uфimica* В е l о u s., *D. parphenovi* В е l о u s. и *Sinusuella* sp.

Мощность уфимских отложений закономерно возрастает с запада на восток от 15 м в районе Солигалича до 151 м в Глазове.

Казанский ярус. Начало казанского века характеризуется новой трансгрессией моря, которая, распространяясь с севера, постепенно захватывает южные и западные районы, где до этого господствовал континентальный режим, сопровождавшийся размывом ранее отложившихся осадков. На востоке этот бассейн занимал район Котельнича, восточнее которого располагалась область, где море было лишь в начале нижнеказанского времени, а затем заходило туда периодически.

Казанские отложения прослеживаются в пределах всей рассматриваемой территории. На северо-востоке они ложатся на красноцветные осадки уфимской свиты, а на западе на различные горизонты нижней перми.

В пределах Среднерусской впадины, Токмовского свода и его далекого северного погружения (р-н Котельнича) казанские отложения выражены в сульфатно-карбонатной фации, а по мере движения на восток в область Камско-Вятской впадины морские карбонатные отложения вначале частично, а затем полностью замещаются терригенными песчано-глинистыми осадками прибрежных, а затем и континентальных фаций.

Отложения казанского яруса довольно условно расчленяются на нижний и верхний подъярусы.

К нижнеказанскому подъярису, в центральных областях на территории развития морских карбонатных осадков, отнесены известняки с прослоями глин и мергелей, содержащих *Spirifer rugulatus*, Kut., а к верхнему — доломиты с редкой фауной пелеципод и брахиопод. В области развития терригенных красноцветных осадков граница между верхним и нижним подъярусами проводится по изменению количественного содержания в породах минералов эпидот-цоизитовой группы.

На территории Любим—Котельнич—Горький—Порецкое нижнеказанский подъярус представлен известняками часто органогенно-детритусовыми, мергелями и известковыми доломитами с характерной фауной *Spirifer (Licharewia) rugulatus* Kut. и *Productus (Cancrinella) cancrini* Vern.

На востоке, в районе Вожгал, в разрезе нижнеказанского подъяруса появляются прибрежные терригенные осадки, кверху постепенно замещающие карбонатные, а в Глазовской опорной скважине морские карбонатные осадки полностью замещены терригенными, вначале прибрежно-морскими, а затем и континентальными образованиями с фауной пресноводных остракод.

Мощность нижнеказанских отложений колеблется в широких пределах, увеличиваясь с юго-запада на северо-восток и особенно резко с запада на восток. Так, в Любиме она равна 31 м, а в Шарье 103 м. От Шарьи на восток мощность этих отложений несколько уменьшается и равна 79 м в Котельниче, 50 м в Вожгалах и 62 м в Глазове. На юге мощность нижнеказанских отложений изменяется от 1,5 м в Балахне до 41 м в Порецком.

Во второй половине казанского века начался новый процесс воздымания платформы, обусловивший интенсивное обмеление казанского моря и повышение концентрации солей в его водах. Но, несмотря на региональное развитие положительных движений платформы, отдельные участки ее жили различно и процессы седиментации осадков в верхнее казанское время происходили в различных палеогеографических условиях.

В Любиме, Солигаличе, Шарье, Котельниче, как и в Горьковско-Чебоксарском Поволжье, в верхнеказанское время накапливались преимущественно сильно сульфатизированные доломиты. В Котельниче к концу казанского века море превращается в лагуну, где осаждаются гипсы и

ангидриты. Вместе с изменением характера осадков изменяется и состав фауны в сторону резкого обеднения и вымирания отдельных групп. В морских осадках верхнеказанского подъяруса наиболее часто встречаются пелециподы, среди которых особенно широким распространением пользуются *Bakewellia* sp., морские остракоды и в районе Ульяновска — мелкие фораминиферы. В красноцветных отложениях развиты преимущественно пресноводные остракоды. К востоку от Котельнича морские осадки уже не прослеживаются, и в Глазовской скважине верхнеказанский подъярус целиком представлен красноцветными песчано-глинистыми образованиями с фауной пресноводных остракод.

Мощность верхнеказанского подъяруса колеблется от нуля в зоне Горьковско-Алатырского поднятия до 28 м в Котельниче. В Глазовской скважине мощность верхнеказанских отложений равна 112 м.

Татарский ярус. Отложения татарского яруса, как и казанского, развиты на большей части рассматриваемой территории. Отсутствие осадков этого возраста в Солигаличской опорной скважине объясняется ее положением на локальной структуре. Отложения татарского яруса расчленяются на два подъяруса: нижний, в состав которого входят нижнеустыинская и сухонская свиты, и верхний, включающий осадки северодвинской свиты.

На востоке, в бассейне р. Вятки, нижнеустыинской свите соответствуют осадки II свиты Н. Г. Кассина, сухонской — осадки III—V свит Н. Г. Кассина и северодвинским — осадки VI—VIII свит Н. Г. Кассина.

К концу казанского века наиболее приподнятыми участками в центральных областях платформы оказались западные районы (Любим, Балахна, Горький). Эта территория в конце казанского века, вероятно, представляла сушу, на которой шел интенсивный размыв казанских осадков; от последних в районе Горького, Балахны, Балахонихи и Порепка сохранились лишь небольшие толщи пород только нижнеказанского подъяруса. На территории же Шарьи и Котельнича располагался реликтовый, сильно засоленный бассейн. В этот бассейн в нижнетатарское время начинает сноситься обильный кластический материал как с Урала, так и с других близ расположенных приподнятых участков. Постепенно границы этого бассейна расширяются на запад и юго-запад территории. В этот период здесь накапливаются красноцветные сильно огипсованные терригенные осадки нижнеустыинской свиты, не содержащие фауны.

Восточнее и юго-восточнее Котельнича в районе Глазова условия осадконакопления были иными. Здесь располагался обширный пресноводный бассейн, в котором шло накопление глинисто-песчаных красноцветных осадков II свиты Н. Г. Кассина, содержащих фауну пресноводных остракод, мелких пелеципод и остатки рыб.

Нижнеустыинская свита в большинстве разрезов представлена мощной толщей кварцево-полевошпатовых алевролитов и песчаников, среди которых в верхней части появляются довольно многочисленные прослой мергелей, доломитов и глин. Для нижнеустыинской свиты характерна сильная огипсованность пород. Последним пунктом, где нижнеустыинская свита представлена в гипсоносной фации, является район Котельнича. В Вожглах эти отложения, возможно, отсутствуют, а в Глазовской скважине им соответствуют песчано-глинисто-мергелистые отложения II свиты Н. Г. Кассина, не содержащие гипса.

Мощность отложений нижнеустыинской свиты варьирует в пределах 34—79 м.

Сухонская свита (сюда же включены осадки горьковской свиты А. А. Бакирова) в большинстве случаев представлена переслаиванием глин, мергелей, известняков и реже доломитов. Для отложений сухонской свиты характерным является тонкая полосчатость и преобладание розовых и лиловых тонов в окраске пород. Отложения этой свиты часто содержат фауну пресноводных остракод с руководящим родом *Volganella*. В Глазовской и Котельничской скважинах осадкам сухонской свиты синхроничны III, IV и V свиты Н. Г. Кассина.

Отложения верхнетатарского подъяруса прослеживаются во всех скважинах, кроме Лысковской и Порецкой. Представлены они осадками северодвинской свиты.

В Котельниче, Шарье и Глазове в основании верхнетатарского подъяруса залегает пачка алевролитов и песчаников с прослоями конгломерата, глин и карбонатных пород. На запад мощность пачки уменьшается, а материал становится более тонко отмученным. Выше песчаво-алевритовой пачки всюду залегает мощная толща глин с прослоями карбонатных пород.

Максимальная мощность осадков верхнетатарского подъяруса отмечена в районе Шарьи (114 м) и Котельнича (162 м). К западу и востоку от них происходит уменьшение мощности до 28 м в Лыбиме и 87 м в Глазове. На юге, в районе Лысково—Порецкое, эти осадки отсутствуют.

МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Мезо-кайнозойские отложения имеют сравнительно широкое развитие на территории центральных областей. Они отмечаются главным образом в тектонических впадинах. Песчано-глинистые отложения триаса наблюдаются только в северо-восточных районах Среднерусской впадины; они вскрыты рядом опорных скважин (Вологодской, Опаринской, Яренской). Юрские и меловые отложения наблюдаются в Среднерусской и Рязано-Саратовской впадинах. В пределах Ульяновского Поволжья, главным образом в междуречье Суры и Волги, развиты юрские, меловые и третичные образования.

Юрские отложения слагаются средним и верхним отделами.

Среднеюрские отложения (условно относимые к байос-батскому возрасту) представлены в нижней части глинами, выше переходящими в песок. Мощность этих отложений изменяется от 16 м (Ульяновск) до 50 м (Пруды) и 98 м (Жикино). К западу морские палеонтологически охарактеризованные слои средней юры переходят в континентально-лагунные отложения мещерской толща, проблематичного бат-келловейского возраста.

Верхнеюрские отложения развиты более широко. Келловейский ярус представлен в основном глинами с прослоями мергеля сверху. Фауна позволяет расчленить келловей на нижний, средний и верхний отделы. Мощность пород келловейского яруса в среднем не превышает 25 м, а в областях прогибов достигает 56 м (Ульяновск).

Выше лежащие ярусы — оксфордский и кимериджский — представлены преимущественно глинами. Они слагаются обычно неполной серией осадков и не превышают в мощности 51 м (Ульяновск).

В Подмосковье и в районах Поволжья палеонтологически хорошо выделяются нижне- и верхневожский ярусы, имеющие ограниченное распространение. Нижневожский ярус разделен на три подъяруса: нижний из них представлен глинами и горючими сланцами, общей мощностью до 13,5 м, средний — фосфоритовым конгломератом, мощностью 0,2—0,4 м

и верхний — глинистым песком с фосфоритами в подошве. Верхневолжский ярус представлен в основном песчаниками и достигает мощности 4,2 м.

Максимальная мощность юрских отложений отмечается в пределах Сурско-Волжского междуречья (Ульяновск — 139 м) и на юго-восточном погружении Токмовского свода (Кикино — 151 м).

Минимальная мощность наблюдается в центральной части Токмовского свода (Токмово — 17 м).

Меловые отложения подразделяются на нижний и верхний отделы. В составе нижнемеловых отложений выделяются по фауне аммонитов следующие ярусы.

Валанжинский, представленный толщей глин и песков, мощностью 0,1—4,5 м.

Готеривский ярус, подразделяющийся на два подъяруса, сложен серией глин с тонкими прослоями песка и сидерита, мощностью в среднем 20—25 м. В ряде районов отложения готеривского яруса постепенно, без видимого перерыва переходят в отложения барремского яруса, представленного в нижнем подъярусе глинами, а в верхнем — песками и глинами. Мощность отложений барремского яруса достигает в среднем 100 м.

Отложения аптского яруса широко распространены и представлены толщей битуминозных глинистых сланцев с частыми отпечатками аммонитов. Общая мощность аптских отложений составляет более 80 м (Ульяновск).

Отложения альбского яруса имеют наиболее широкое развитие.

Нижний подъярус нигде в центральных областях не выделяется. Средний подъярус сложен песками и песчаниками. Глины верхнего подъяруса фаунистически почти не охарактеризованы и выделяются по стратиграфическому положению. Общая мощность альбских отложений достигает 60 м (Прудовская скв. К-2).

Максимальная мощность нижнемеловых отложений отмечается в районе Сурско-Волжского междуречья (Ульяновск — 208 м) и на юго-восточном погружении Токмовского свода (Кикино — 191 м). В Центральной части Токмовского свода осадки этого возраста отсутствуют.

Верхнемеловые отложения распространены в восточной части рассматриваемой площади и представлены сравнительно полным разрезом. Сенманский ярус сложен преимущественно песками, мощность которых в южном направлении возрастает от 20—30 м в районе Керенско-Чембарских поднятий до 60 м в районе Хоперско-Терсинского междуречья.

Отложения туронского и коньякского ярусов представлены однородной мергельно-меловой толщей, достигающей наибольшей мощности в областях прогибов (Ульяновский прогиб).

Новые находки верхнесантонской фауны в кровле мощной песчаной толщи, ранее относимой к кампану, позволяют рассматривать всю эту толщу как верхнесантонскую, а кампанский ярус выделить в объеме пачки песков и песчаников до 7—10 м мощностью. К востоку пески переходят в опоки и глины. Эта часть разреза хорошо охарактеризована кампанской фауной. В северо-восточном направлении опоки и глины сменяются мергелями и мелом.

Отложения маастрихтского яруса расчленяются последними данными наиболее детально. В них достаточно достоверно выделяются два подъяруса и ряд зон.

Отложения датского яруса на территории центральных областей Русской платформы не установлены. Общая мощность верхнемеловых отложений в Ульяновском прогибе (Сурско-Волжское междуречье) менее 100 м.

(Ульяновск — 49 м, Пруды — 76 м), а в пределах центральной части Токмовского свода осадки этого возраста отсутствуют.

Третичные отложения представлены толщей палеогена и подразделяются на палеоцен, сложенный опоками сызранской свиты и песками и песчаниками саратовской свиты; эоцен, сложенный глинами киевской свиты и песками и песчаниками царицынской свиты, и олигоцен (пески харьковской свиты).

Материал, полученный опорными скважинами, подтверждает ошибочность мнений некоторых исследователей о выклинивании верхнесаратовских слоев к северу от широты г. Саратова. Эти отложения широко развиты на всей рассматриваемой территории, тогда как царицынские слои имеют ограниченное распространение и приурочены к зонам прогибов.

Царицынские отложения залегают на нижележащих с угловым несогласием, переходя к сводам локальных поднятий на более низкие горизонты верхнесаратовских отложений.

Для третичных отложений характерно сокращение мощностей отдельных горизонтов к осевым частям прогибов.

Характер и распространение четвертичных отложений позволяют сделать вывод, что на рассматриваемой площади могут быть выделены два различных по своему строению комплекса четвертичных образований.

Восточная и юго-восточная части захвачена одной фазой оледенения, другая же северо-западная часть территории испытывала надвигание ледовых покровов неоднократно.

ГЛАВНЕЙШИЕ ВЫВОДЫ ПО СТРАТИГРАФИИ

Докембрий. 1. Установлено преимущественное развитие метаморфизованных кристаллических пород осадочного происхождения, различных парагнейсов архейского возраста с повсеместным проявлением в них калиевого метасоматоза различной интенсивности.

2. Впервые выявлено наличие протерозойских пород, принадлежащих, по-видимому, иотинийской формации, в пределах юго-восточного склона Токмовского свода — в центральной части Сурско-Мокшинского вала.

Нижний палеозой. 1. Установлено широкое развитие нижнекембрийских отложений на территории центральных областей Русской платформы.

2. Выделены, в известной мере условно, отложения среднего кембрия в зоне наибольшего погружения Среднерусской впадины и ее бортах.

3. Не встречено отложений нижнего силура (ордовика) восточнее осевой зоны Среднерусской впадины.

4. Отложения нижнего палеозоя центральных областей Русской платформы сопоставлены с Прибалтийским и Ленинградским разрезами, на основании чего они отнесены в большей своей части к нижнему кембрию и расчленены согласно прибалтийской схеме на комплексы — валдайский и балтийский, — которые в свою очередь разделены на отдельные слои: гдовские, ламинаритовые, надляминаритовые и синие глины.

Девон. 1. Установлено повсеместное распространение девона в центральных областях.

2. Уточнена и значительно детализирована стратиграфия девона, особенно его среднего отдела, в котором выделены нижне- и верхнеживетский подъярусы и соответственно: ряжские, морсовские, мосоловские, воробьевские и старосколовские слои, а также франского яруса, который расчленен на нижне-, средне- и верхнефранский подъярусы с выделением слоев

нижне- и верхнецигровских, рудкинских, семилукских, нижне- и верхне-воронежских, евлановских и ливенских.

3. В результате анализа фаций и мощностей девонских отложений установлено существование в девонское время на территории центральных областей крупных тектонических впадин, а именно — Среднерусской, Рязано-Саратовской и Прикаспийской, и тектонических поднятий — Покровско-Котельничского на востоке, Балтийского щита на северо-западе и Воронежского массива на юго-западе.

4. Конфигурация девонских бассейнов и характер осадкообразования в них в пределах центральных областей зависели не только от региональных тектонических движений Русской платформы, но и от особенностей развития крупных положительных тектонических структур на ней (Балтийского щита, Воронежского массива, древнего, ныне переработанного, Покровского-Котельничского поднятия).

5. Трансгрессии девонских бассейнов распространялись, главным образом, с юго-востока и юга на северо-запад и север, что находит свое подтверждение на исследуемой территории и смене в этом направлении карбонатных, карбонатно-глинистых и глинистых морских фаций карбонатно-сульфатными и терригенными прибрежно-морскими и лагунными, а в отдельные моменты и континентальными фациями.

6. В первой половине нижнеживетского и в верхнефаменское время в центральных областях господствовал режим засоленного полузамкнутого бассейна с галогенным, сульфатным и доломитовым типами отложений.

7. Для второй половины нижнеживетского и второй половины нижнефранского времени, а также для среднефранского и верхнефранского времени на территории центральных областей характерно развитие эпиконтинентальных морских бассейнов, большей частью с нормальной соленостью вод и с преобладающим развитием глинисто-карбонатных отложений.

8. В верхнеживетское и в первой половине нижнефранского времени территория центральных областей была покрыта в большей своей части опресненным морским бассейном, характеризующимся широким развитием терригенных песчано-глинистых отложений.

Карбон. 1. Установлено отсутствие турнейских и серпуховских отложений в пределах центральной части Токмовского свода и на его склонах, что подтверждает высказанное предыдущими исследователями (Л. М. Бирин, С. В. Семихатова, М. С. Швецов) предположение о существовании здесь в течение нижнего карбона «Центрального поднятия».

2. Установлено отсутствие нижнего карбона и нижних горизонтов среднекаменноугольных отложений в районе Котласа и полное исчезновение каменноугольных отложений на обширной территории к северо-западу от Котласа, что позволяет предполагать о наличии здесь суши в течение всего карбона, а в районе Котласа в течение нижнего и начала среднего карбона.

3. Установлено отсутствие турнейских отложений в северных частях Русской платформы (в Шарье, Любиме, Солнгаличе, Вологде, Котельнице) и высказано предположение, что эти районы в турнейское время не покрывались морем.

4. В значительной степени детализирована и обоснована литолого-палеонтологическими данными стратиграфия среднего карбона, в частности башкирского яруса и верейского горизонта московского яруса.

5. Установлено отсутствие отложений башкирского яруса на большой площади центральных областей платформы и наличие их по юго-восточ-

ному (Кикино, Юлово-Ишим), восточному (Пруды, Ульяновск, Порецкое) и северному (Сундырь, Котельнич, Шарья) склонам Токмовского свода.

6. Установлено, что центральное региональное поднятие, отмечавшееся в нижнем карбоне, продолжало существовать и в начале среднего карбона. Это обусловило размыв башкирских отложений на большей части площади центральных областей, трансгрессивное залегание верейского горизонта на все более древних слоях нижнего карбона по мере приближения к сводовой части поднятия и накопление различных по условиям образования и времени осадков начала московского века.

7. Выявлены различные типы осадков башкирского яруса и верейского горизонта, обусловленные различным тектоническим положением отдельных участков центральных областей платформы.

8. Установлено широкое распространение на изученной территории отложений каширского и подольского горизонтов и значительно меньшее — мячковского горизонта. Отсутствие отложений последнего установлено в ряде разрезов центральной (Мосолово, Зубова Поляна) и юго-восточной (Юлово-Ишим, Кикино) частях платформы.

9. Установлено отсутствие отложений верхнего карбона на большей части площади центральных областей Русской платформы и наличие их в северной части Среднерусской впадины (Котлас, Шарья, Любим, Солигалич, Котельнич) и в пределах северного и восточного склонов Токмовского свода (Лысково-Порецкое, Ульяновск).

Изучение отложений верхнего карбона показало, что они сложены почти исключительно карбонатными породами — известняками и доломитами. Содержание доломитов в карбонатной части разреза резко увеличивается в северных областях.

10. Установлено, что общая мощность каменноугольных отложений от центральных областей (район Горького, Москвы, Вологды) закономерно сокращается к югу, западу и северо-западу до полного исчезновения этих осадков. К востоку и, особенно, к юго-востоку происходит непрерывное нарастание мощности до 1000—1500 м, что хорошо видно на фиг. 4.

11. Установлено, что трансгрессии морских бассейнов в каменноугольное время в пределах центральных областей распространялись с востока и юго-востока.

Пермь. 1. Установлено, что в течение нижнепермского времени рассматриваемая территория была покрыта мелководным, постепенно засолявшимся морским бассейном.

2. Отмечена постепенная смена каменноугольных отложений пермскими.

3. Установлено, что осадки, относившиеся ранее к артинскому ярусу, соответствуют тастубскому и стерлитамакскому горизонтам сакмарского яруса.

4. Доказано отсутствие кунгурских отложений на западе (Любим, Лысково, Порецкое) рассматриваемой территории. Наличие их предполагается лишь на севере, на площади, расположенной между Солигаличем и Вожгалами.

5. Установлено залегание уфимских осадков на различные горизонты нижней перми.

6. Установлено, что в уфимское время северо-восточная часть рассматриваемой территории была занята мелким внутриконтинентальным бассейном, конфигурация западной береговой линии которого определялась наличием крупного континента, расположенного на западе и юго-западе

территории. Основным источником сноса терригенного материала в это время являлся Урал.

7. Установлена закономерная последовательная смена фаций казанского яруса с запада на восток от нормально-морских до красноцветных терригенных осадков пресноводного бассейна.

Мезо-кайнозой. 1. Подтверждены и уточнены схемы статиграфии отложений, предложенные ранее для Русской платформы А. П. Павловым, А. Д. Архангельским и Е. В. Милановским.

2. Установлено, что основное влияние на изменение фаций и мощностей оказывают склоны Воронежского массива, по направлению погружений которых наблюдается переход от мелководных фаций к более глубоководным с одновременным соответственным увеличением мощностей.

ТЕКТОНИКА

СОВРЕМЕННОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ПОВЕРХНОСТИ ДОКЕМБРИЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ОСНОВАНИЯ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Описание структурно-морфологических элементов докембрийского фундамента и его гипсометрическое изображение делалось и ранее. Так, в 1947 г. Э. Э. Фотиади опубликовал материал, посвященный характеристике строения докембрийского складчатого основания Русской платформы. В 1948 г. А. З. Широков также напечатал статью о рельефе и структуре докембрийского основания Русской платформы.

Обстоятельная — всесторонняя характеристика кристаллического фундамента, по данным опорного бурения, была дана А. А. Бакировым [1954].

В начале 1955 г., в трудах БГЭИ ЦИМНефти была опубликована гипсометрическая карта докембрийского фундамента П. Г. Суворова, которая в настоящем издании дается в уточненном виде.

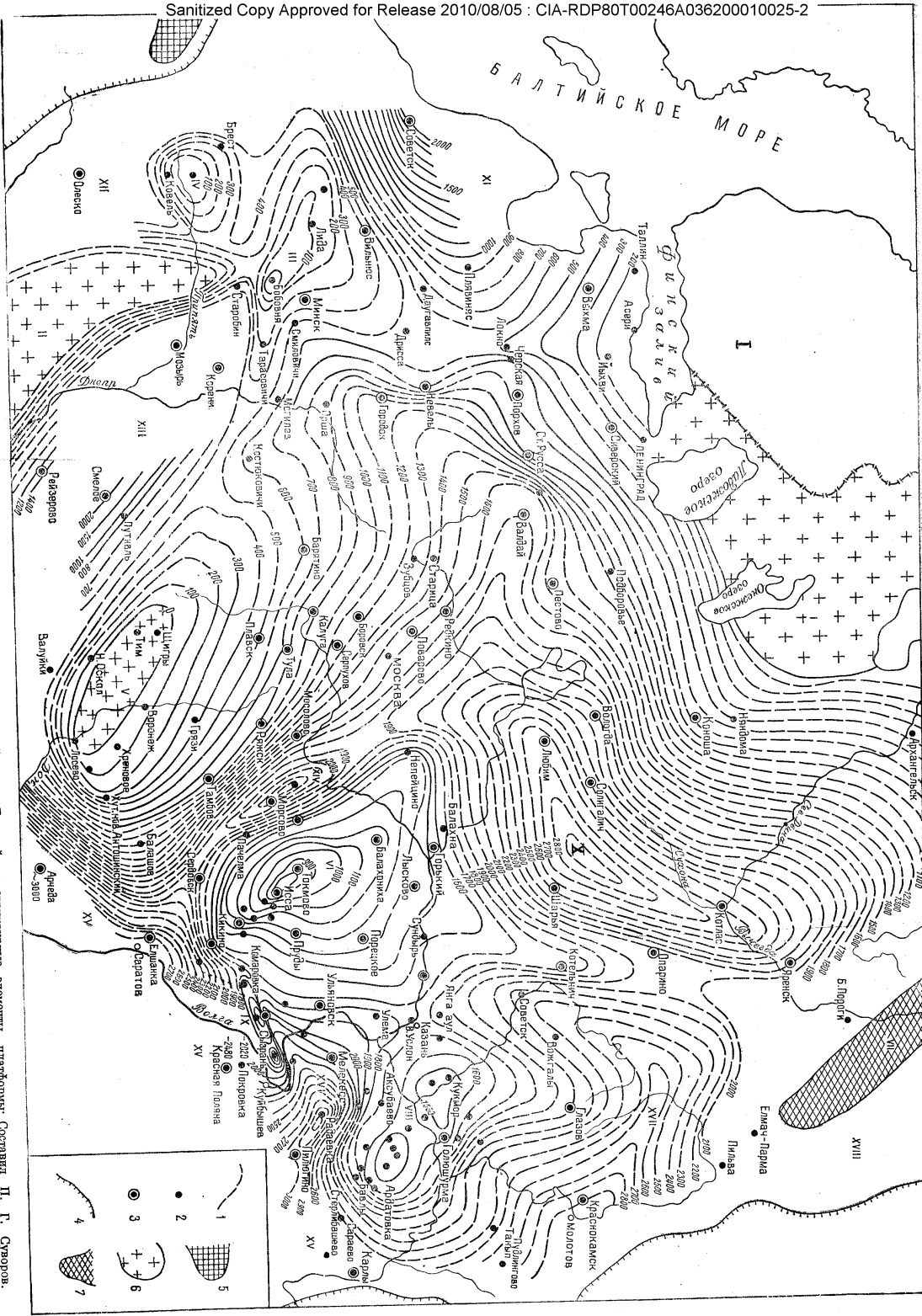
Следует еще указать на гипсометрическую карту рельефа докембрийского фундамента Э. Э. Фотиади, составленную для территории Волго-Уральской провинции и опубликованную в 1955 г. Эта карта является новым ценным вкладом в познание геологического строения докембрийского складчатого основания восточной части Русской платформы. Однако на этой карте отмечаются существенные неточности, имеющие принципиальное значение для направления нефтепоисковых работ. Так, по нашим представлениям, Котельничский выступ фундамента отделяется от Татарского свода прогибом, а на карте Э. Э. Фотиади делается попытка продолжить простираение Татарского свода на Котельнич.

Рассматривая помещаемую в настоящем очерке гипсометрическую карту докембрийского фундамента, можно видеть, что его поверхность характеризуется сложным расчлененным рельефом (фиг. 6). Амплитуды рельефа весьма значительны и достигают 1000 м и более даже на коротких расстояниях.

На всей исследуемой территории колебание высот рельефа рассматриваемой поверхности превышает 2000 м.

На карте поверхности докембрийского фундамента Русской платформы выделяется ряд положительных и отрицательных структурно-морфологических элементов. Многие из них были известны и ранее. Подробная характеристика докембрийского складчатого основания, с учетом новых данных опорного и поисково-разведочного бурения, была дана в 1954 г. А. А. Бакировым в упомянутой выше работе.

Ниже приводим краткую характеристику структурно-морфологических



Фиг. 6. Схематическая карта современной поверхности докембрийского складчатого основания Русской платформы. Составил П. Г. Суворов.

Пояснения: I — Вытянутый шит, II — Уваловатая шит, III — Высокая шит, IV — Восточная шит, V — Воронежская шит, VI — Томская шит, VII — Татарский шит, VIII — Прикамский шит, IX — Средне-русский шит, X — Мещеро-Ярославский шит, XI — Приволжский шит, XII — Двугорбовый-Бугский шит, XIII — Днепрово-Донецкий шит, XIV — Украинский шит, XV — Украинский шит, XVI — Украинский шит, XVII — Украинский шит, XVIII — Украинский шит.

1 — изгибы поверхности, 2 — изгибы поверхности, 3 — опущенная поверхность, 4 — опущенная поверхность, 5 — опущенная поверхность, 6 — опущенная поверхность, 7 — опущенная поверхность.

Заная 1097.

элементов фундамента по данным помещаемой в этом очерке гипсометрической карты.

При описании структурно-морфологических элементов мы пользуемся классификацией, предложенной А. А. Бакировым [1954].

ПОЛОЖИТЕЛЬНЫЕ СТРУКТУРНО-МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ ФУНДАМЕНТА

Балтийский и Украинский щиты отчетливо оконтуриваются по выходам докембрия на дневную поверхность. Северное продолжение Украинского массива до района Микашевичи показано условно, на основании, возможно, неглубокого залегания здесь кристаллического фундамента. Остальные положительные структурно-морфологические элементы являются погребенными на различную глубину.

Между Балтийским и Украинским щитами расположен Белорусский выступ, контуры которого с достаточной детальностью определены глубоким бурением и геофизическими исследованиями.

Белорусский выступ фиксируется по высокому залеганию докембрийских пород, вскрытых в ряде пунктов буровыми скважинами (Друскининкай — 147 м, Лида — 113 м, Бобовня +74 м). Погружение докембрийского основания от его высокой полосы залегания происходит во все стороны. Рассматривая северное погружение Белорусского выступа и южное погружение Балтийского щита, мы видим, что оба элемента фундамента подходят к широте Шлявиняса в виде клиньев, которые образуют здесь седловину, разделяющую два крупных отрицательных структурно-морфологических элемента — Прибалтийскую и Среднерусскую впадины. Таким образом, вышеизложенное свидетельствует об отчетливой подземной связи Балтийского и Украинского щитов.

Брест-Ковельский выступ располагается в юго-западной части Русской платформы и выделяется по высокому залеганию фундамента в районе Ратно, где он вскрыт на абсолютной отметке —50 м. На запад (Брест) и на юг (Ковель) фундамент резко погружается. На севере после некоторого погружения Брест-Ковельский выступ соединяется с Белорусским.

Воронежский выступ располагается к юго-востоку от Белорусского и отделяется от последнего небольшим прогибом. Выступ простирается с северо-запада на юго-восток. Наиболее приподнятая часть его оконтуривается замкнутыми изогипсами от 0 до 400 м. Более крутые склоны выступа — юго-западный и юго-восточный, а пологие — северо-западный и северо-восточный.

Токмовский свод впервые выявлен в результате опорного бурения. Свод является весьма крупным подземным положительным элементом в рельефе докембрийского фундамента закрытой части платформы. Он оконтуривается замкнутой изогипсой — 1700 м, имея максимальную абсолютную отметку в наиболее приподнятой части его — 800 м.

Свод простирается с юго-востока на северо-запад. Его ось проходит примерно по линии Кикино—Токмово—Непейцино. Более крутые склоны свода — южный и юго-западный, обращенные в сторону Рязано-Саратовской впадины. Несколько положе погружается восточный склон, обращенный к Среднему Поволжью. Кроме основного простирания, свод имеет северное ответвление, морфологически очерчивающееся в виде структурного носа. В северном направлении свод погружается полого. В полосе, простирающейся от Сундыря и до Котельнича, амплитуда погружения фундамента составляет всего лишь около 200 м.

Следует отметить, однако, что северное погружение Токмовского свода остается до сих пор не выясненным.

А. А. Бакиров [1954] в своей статье подчеркивает: «... не исключена возможность, что Котельничский погребенный свод фундамента имеет самостоятельное значение и отделяется от Токмовского свода зоной погружения фундамента (впадиной), расположенной где-то к северу от Волги».

В последнее время к северо-западу от Горького бурением обнаружен новый Воротиловский выступ фундамента, с неглубоким залеганием от поверхности земли, что свидетельствует о более сложном строении этой части платформы.

Тиманское поднятие кристаллических пород располагается на севере платформы. Оно простирается в виде сравнительно узкой полосы с юго-востока на северо-запад.

Татарский свод располагается, главным образом, в пределах Татарии и в некоторой степени охватывает западную окраину платформенной части Башкирии.

Этот свод, так же как и Токмовский, простирается с юго-востока на северо-запад. Его ось проходит примерно по линии Ардатовка—Кукмор. Татарский свод уступает по размерам Токмовскому и характеризуется большим погружением поверхности фундамента относительно уровня моря.

Наивысшие отметки Татарского свода фиксируются в Кукморе — 1518, Голлошурме — 1575, Ардатовке — 1583 м и других местах. Возможно, что свод разделяется на две части, отделенные друг от друга небольшим, так называемым Сарайлинским прогибом. Свод оконтуривается замкнутой изогипсой — 1700 м. К югу и востоку от указанной изогипсы фундамент резко погружается. Значительное погружение отмечается и в северном направлении.

Склоны Татарского свода погружаются, вероятно, не постепенно, а уступами, и, кроме того, они, по-видимому, имеют сильно изрезанный залитообразный рельеф. К западу — в направлении Казанского Поволжья, Татарский свод полого погружается и сопрягается с Токмовским сводом. Здесь, с центром в Казани, располагается седловина, или перемычка, отделяющая Токмовский свод от Татарского с одной стороны и Мелекесс-Радаевскую впадину от Вятско-Камской с другой.

Жигулевский свод располагается на Волге, в районе Самарской Луки. Он значительно меньше по размерам Токмовского и Татарского сводов и простирается с юго-запада на северо-восток. Его ось проходит примерно по линии Барановка—Сызрань—Зольный овраг. Свод четко очерчен и погружается во все стороны. Особенно резко погружается его северо-западный склон, образуя так называемую Жигулевскую флексуру. На западе Жигулевский свод, так же как и Татарский, сопрягается с Токмовским.

Следует указать, что рассматриваемый свод состоит из двух частей — большей западной (Сызранская) и меньшей восточной (Яблоновская), разделенных прогибом с центром в районе Березовки.

ОТРИЦАТЕЛЬНЫЕ СТРУКТУРНО-МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ ФУНДАМЕНТА

Среднерусская впадина имеет относительно сложную конфигурацию. На юге, юго-западе, западе и северо-западе она очерчивается примерно изогипсой — 600 м. Юго-восточный борт впадины, являясь также северо-западным склоном Токмовского свода, может быть очерчен примерно изогипсой — 1900 м.

Наиболее прогнутая часть впадины, по-видимому, располагается на участке между Любимом и Котласом, Шарьей и Солигаличем. Максимальная абсолютная глубина поверхности фундамента в наиболее погруженной части этого участка, по-видимому, достигает около — 3000 м.

От Любима впадина простирается в северо-восточном направлении, с постепенным поворотом к северу, а затем на участке Яренск—Котлас ее простирание, по всей вероятности, меняется на северо-западное, параллельное простиранию Тимана.

В южном направлении от Любима впадина разветвляется. Одна ветвь, соответствующая главному ее простиранию, прослеживается вначале в юго-западном направлении, а затем почти широтно подходит к Валдаю. От Валдая впадина простирается в юго-западном и южном направлениях в сторону Мипска и Костюковичей. Следующая ветвь впадины от Любима направляется к югу и юго-востоку в сторону Рязани.

На северо-западном крыле Среднерусской впадины отмечается ступенчатость в погружении фундамента, которая фиксируется Черским и Крестецким уступами.

Рязано-Саратовская впадина является связующим звеном между Среднерусской и Прикаспийской впадинами и располагается между Токмовским сводом на северо-востоке и Воронежским выступом на юго-западе. Впадина простирается с северо-запада на юго-восток. Ее строение характеризуется следующими особенностями. Центр впадины, судя по результатам глубокого бурения, располагается в районе Каверино—Морсово. Амплитуда впадины, по сравнению с наиболее приподнятой частью Токмовского свода, составляет более 1500 м, а по сравнению с центральной частью Воронежского выступа значительно превышает 2000 м. Оба крыла этой впадины, как северо-восточное, так и юго-западное, наклонены круто.

К северо-западу и юго-востоку от Каверино происходит подъем поверхности фундамента.

При дальнейшем движении в северо-западном направлении, как следует из рассмотрения карты, примерно к северу от Рязани, отмечается погружение фундамента, соответствующее Среднерусской впадине. Таким образом, между юго-восточной частью Среднерусской впадины и северо-западной частью Рязано-Саратовской впадины существует пережим, или седловина, которая отчетливо фиксируется и на карте магнитных аномалий и подтверждается данными гравиметрии.

Седловина в рельефе фундамента отмечается и к юго-востоку от Каверино, примерно в районе Пересыпкино. От Пересыпкино вновь следует погружение фундамента непрерывно до Саратова и, несомненно, далее. Таким образом, в юго-восточном направлении Рязано-Саратовская впадина сливается с Прикаспийской.

Прибалтийская впадина выделяется по очень ограниченному геологическим данным, и поэтому намечить всесторонние очертания ее пока не представляется возможным. Впадина простирается, по-видимому, с северо-востока на юго-запад.

Поверхность фундамента в ее пределах, в северо-восточной части, вероятно, постепенно воздымается в стороны склонов Балтийского щита, а в юго-западном направлении погружается в сторону Польско-Германской депрессии. На востоке Прибалтийская впадина сопрягается с Среднерусской впадиной, отделяясь от последней перемычкой, или седловиной, располагающейся на широте Плявиняса.

Днестровско-Бугская впадина располагается между Украинским щитом на северо-востоке и Карпатами на юго-западе. Другие ее очертания выяснены недостаточно. На северо-западе она, по-видимому, сливается с Польско-Германской депрессией.

Днепровско-Донецкая впадина простирается с юго-востока на северо-запад и отчетливо очерчивается с трех сторон: с юго-запада, северо-востока и северо-запада. В юго-восточном направлении она погружается в сторону Донбасса. В своей центральной части впадина не изучена глубоким бурением. Мощность осадочного покрова здесь, по-видимому, весьма значительная — порядка более 5000 м.

Печорская впадина выделяется на основе ограниченных, главным образом, общегеологических данных. Здесь развит мощный комплекс осадочных образований, и докембрийский фундамент погружен, вероятно, на значительную глубину.

Вятско-Камская впадина принадлежит, как и Среднерусская, к крупным структурно-морфологическим элементам докембрийского фундамента.

Контуры Вятско-Камской впадины, так же как и центральной части Среднерусской, очерчены схематически из-за недостатка фактического материала.

Рассматриваемая впадина погружается с северо-запада на юго-восток в сторону Урала. Вятско-Камская впадина отделяется от Среднерусской перемычкой, или седловиной, которая располагается к северу от Котельнича и рисуется на основании общегеологических данных.

Отметим еще одну деталь, которая фиксируется в пределах Вятско-Камской впадины, а именно: в юго-западной ее части, по данным глубокого бурения, в Советске и Возгалах отмечается заливообразный прогиб.

Поверхность фундамента в этом прогибе постепенно воздымается к югу в направлении Казани, к юго-востоку в сторону Татарского свода и к западу в сторону Опаринской опорной скважины.

Мелекес-Радаевская впадина располагается в пределах Среднего Поволжья. Поверхность фундамента впадины постепенно воздымается в стороны сводовых поднятий (Татарского, Жигулевского и Токмовского). На юго-востоке она, по-видимому, также в некоторой степени воздымается в сторону Пилюгино.

В этом пункте поверхность фундамента, по всей вероятности, располагается выше, чем, например, несколько севернее в районе Боровки.

От Пилюгино на юг фундамент резко погружается в сторону Прикаспийской впадины.

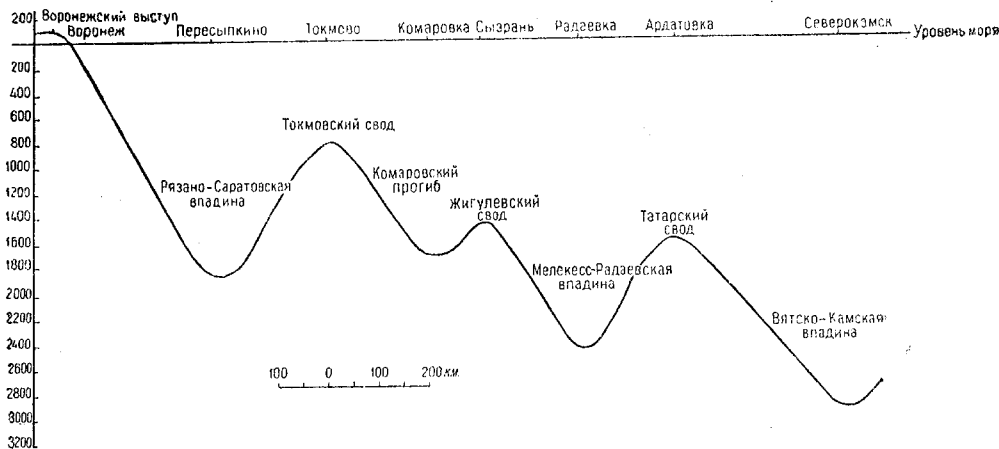
Северный борт Прикаспийской впадины отчетливо выражен в виде флексуры, огибающей полосу сводовых поднятий, располагающихся в юго-восточной части платформы. Этот борт имеет заливообразное строение. Наиболее крупный залив фиксируется в районе Саратова. Очертания северного борта Прикаспийской впадины, по-видимому, более сложные, восстановить которые из-за отсутствия данных глубокого бурения не представляется возможным.

Такова в кратких чертах характеристика современного положения докембрийского складчатого основания. Эта поверхность, очевидно, имеет более сложные очертания.

Структурно-морфологические элементы докембрийского фундамента распределены в пределах Русской платформы закономерно. Они простираются различно, но закономерно параллельно направлениям главнейших крупных сооружений, а именно: Уральскому и Кавказскому хребтам, а также Балтийскому щиту.

В самом деле, на юге мы наблюдаем два крупных положительных массива (Украинский и Воронежский), протягивающихся параллельно Кавказскому хребту в северо-западном направлении. Между упомянутыми структурно-морфологическими элементами докембрийского фундамента располагается крупная Днепровско-Донецкая впадина того же простирания. Далее к югу, между Украинским массивом и Карпатами, расположена Днестровско-Бугская впадина тоже северо-западного простирания.

Украинский и Воронежский массивы на северо-западе смыкаются с Белорусским выступом. Отсюда докембрийский кряж, как подземное сооружение, простирается в долготном направлении и соединяется на се-



Фиг. 7. Схема соотношения некоторых современных структурно-морфологических элементов докембрийского складчатого основания Русской платформы. Составил Н. Г. Суворов.

вере с Балтийским щитом. Между этим долготным продолжением докембрийского массива, с одной стороны, и западной ветвью Балтийского щита, с другой — располагается крупная Прибалтийская впадина, уходящая в сторону Польско-Германской депрессии. К востоку от этого подземного долготного кряжа и к юго-востоку от Балтийского щита располагается Среднерусская впадина. Очертания этой впадины, как вытекает из карты, закономерно связаны с расположением положительных элементов докембрийского основания.

В восточной половине платформы выделяется крупное подземное сооружение, состоящее из трех сводовых поднятий: Токмовского, Жигулевского и Татарского, взаимно связанных друг с другом. Эти сводовые поднятия входят в Волго-Уральский свод, впервые выделенный Н. С. Шатским [1945].

Однако Н. С. Шатский в понятие Волго-Уральского свода ранее включал и Воронежскую антеклизу и полагал, что эта единая положительная структура разделяет две крупные синеклизы: на севере Московскую (Среднерусскую), а на юге Прикаспийскую.

В принципе, действительно, эта полоса положительных поднятий намекает собой разделение двух упомянутых крупных синеклиз. Но теперь надо учитывать, что эта полоса положительных элементов фундамента не является единой. Она разделена сравнительно узкой, но довольно глубокой

Рязано-Саратовской впадиной, которая существенно влияла на ход геологического развития исследуемой территории.

Рассмотрение всех остальных структурно-морфологических элементов платформы показывает, что они также взаимосвязаны в отношении простираний либо с расположением Балтийского щита, либо Уральского хребта. Отметим еще одно весьма существенное обстоятельство, а именно: выделяемые в современном плане структурно-морфологические элементы докембрийского фундамента в общем закономерно погружаются с запада на восток, что хорошо видно на фиг. 7.

СОВРЕМЕННЫЙ СТРУКТУРНЫЙ ПЛАН ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

В современном структурном плане центральных областей Русской платформы еще до опорного бурения выделялся ряд структурных элементов первого порядка: Московская впадина, позднее названная А. А. Бакировым [1948] Среднерусской, Воронежский массив. Кроме того, выделялись структуры второго порядка: Сухонский, Окско-Цнинский, Алатырский, Керенско-Чембарский, Сурско-Мокшинский валы, Пензо-Муромский, Рязано-Костромской прогибы.

Все эти структурные элементы в результате опорного бурения, в совокупности с данными разведочных скважин, получили более детальное освещение и, кроме того, были выявлены новые, ранее не выделявшиеся дислокации (Токмовский свод, Рязано-Саратовская впадина и др.).

Тектоническое строение описываемой территории изображено на геологических профилях 8—13 и на структурных картах (фиг. 14—17). Тектоническое строение центральных областей описывалось ранее и, в частности, в работах А. А. Бакирова [1948, 1951].

В данном очерке мы даем характеристику ранее выделявшихся структурных форм с учетом новых данных и, кроме того, приводим описание ряда новых тектонических дислокаций, выявленных в процессе опорного бурения.

Прежде всего кратко охарактеризуем региональную структуру центральных областей по ряду профильных пересечений, а затем несколько подробнее остановимся на описании тектонических зон второго порядка и связанных с ними локальных структур третьего порядка.

РЕГИОНАЛЬНАЯ СТРУКТУРА ЦЕНТРАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Для наглядности представления о глубинном тектоническом строении и о закономерностях распределения стратиграфических комплексов осадочных образований в пределах центральной части Русской платформы и пограничных с нею районов, нами построен ряд схематических геологических профилей, главным образом, через опорные скважины.

Первый профиль проведен по линии: Ленинград—Краснокамск (фиг. 8).

В пределах этого широтного профиля, на участке Ленинград—Котельнич отчетливо выделяется Среднерусская впадина с центром наибольшего погружения между Вологдой и Шарьей. В этой центральной части Среднерусской впадины, в районе Солигаличской опорной скважины, отмечается поднятие в осадочной толще палеозойских образований, соответствующее Сухонскому валу. К западу от этого вала породы постепенно воздымаются, а многие толщи разреза выклиниваются, что характеризует строение западного крыла Среднерусской впадины.

Далее к востоку, между Котельничем и Глазовым, также отмечается приподнятый участок пород. Наиболее приподнятая часть, выраженная на поверхности, в пермских слоях, располагается между Котельничем и

Вожгалами и соответствует Вятскому валу. Западное крыло этого вала более крутое, а восточное — пологое.

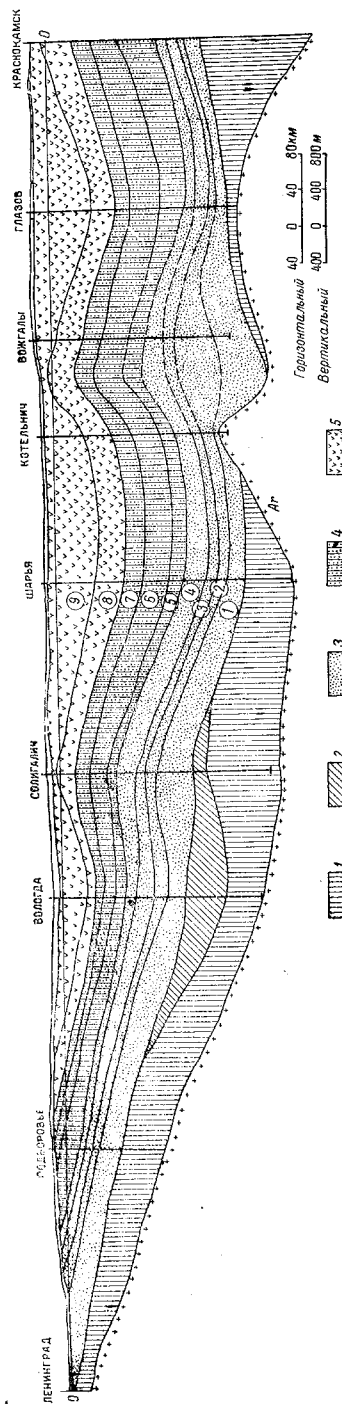
Характерным для этого участка профиля является то, что Вятский вал отражается, по всей вероятности, не во всем комплексе осадков, а лишь в перми, карбоне и частично в самых верхних слоях девона.

В живецких отложениях и низах франского яруса поднятие не прослеживается, и вместо этого, в связи с накоплением большой толщи терригенных отложений, отмечается прогиб. Свод в девонских слоях, как это показано на профиле (фиг. 8), постепенно передвигается на восток.

В верхних слоях франского яруса он фиксируется в районе Вожгал, а в более низких слоях живецкого яруса и нижнецигровского горизонта франского яруса, как это вытекает из построений, свод размещается между Вожгалами и Глазовом, на фоне регионального моноклиналиного залегания более молодых отложений.

На основании вышеизложенного можно думать, что проводившаяся в свое время разведка Вожгальской структуры, расположенной на одной из ветвей Вятского вала, не увенчалась успехом лишь потому, что структурный план верхнего и нижнего комплексов отложений построен различно. Нам кажется, что наибольший интерес для поисково-разведочных работ на нефть и газ представляет обширная меридиональная полоса, расположенная между Глазовом и Вожгалами.

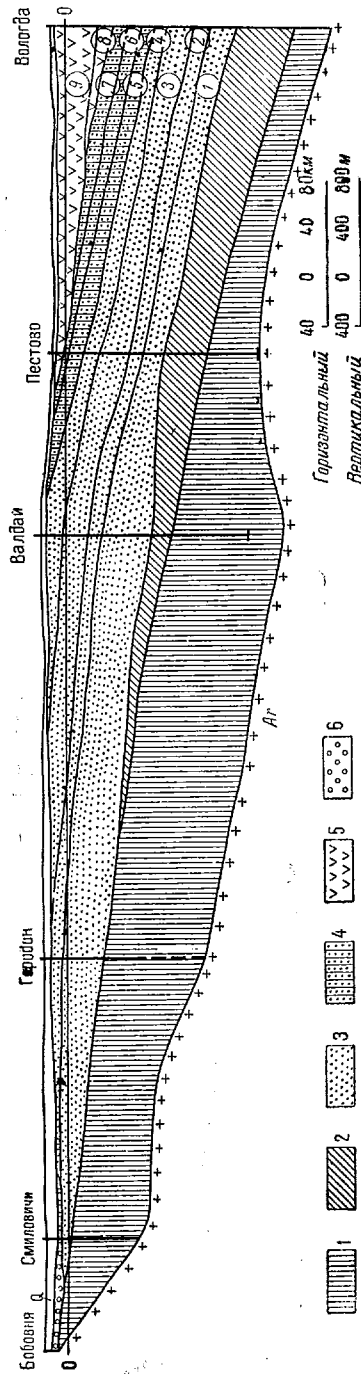
На профиле для поискового бурения можно указать на район Зуевки. Рассматривая самую восточную часть профиля, можно видеть, что к востоку от Глазова, по направлению к Краснокамску, слой осадочного комплекса посте-



Фиг. 8. Схематический геологический профиль по линии Ленинград — Краснокамск. Составил П. Г. Суворов.

1 — кембрий, 2 — ордовик, 3 — девон, 4 — карбон, 5 — пермь.

Цифры в кружках: 1 — живецкий ярус и нижнецигровские слои франского яруса, 2 — верхнецигровские и семилугские слои франского яруса, 3 — воронезские, евлановские и ливенские слои франского яруса, 4 — фамецкий ярус, 5 — нижний карбон, 6 — средний карбон, 7 — воронезские, евлановские и ливенские слои перми, 8 — нижняя пермь, 9 — верхняя пермь.



Фиг. 9. Схематический геологический профиль по линии Бобовня—Вологда. Составил П. Г. Суворов.

1 — кембрий, 2 — ордовик, 3 — девон, 4 — карбон, 5 — пермь, 6 — третичные отложения.

Цифры в кружках: 1 — живецкий ярус и нижнецигровские слои франского яруса, 2 — верхнецигровские и семилюкские слои франского яруса, 3 — воронезские, елановские и ливенские слои франского яруса, 4 — фаменский ярус, 5 — нижний карбон, 6 — средний карбон, 7 — верхний карбон, 8 — нижняя пермь, 9 — верхняя пермь.

пенно воздымаются, более резко — в верхней части разреза.

Второй профиль проведен по линии Бобовня—Вологда (фиг. 9). Этот профиль проходит через северо-западную часть Среднерусской впадины. Характерным для этого профиля является в общем моноклиналиное залегание осадочных пород, постепенно погружающихся от Белорусского выступа в сторону Среднерусской впадины. При движении от Вологды на юго-запад отмечается последовательное выпадение из разреза в начале пермских, затем каменноугольных и, наконец, девонских отложений.

Третий профиль проведен по линии Баятино—Радаевка (фиг. 10). Этот профиль дает представление о структуре территории в южной части описываемого региона.

На этом профиле в районе Баятинской и Калужской опорных скважин отчетливо фиксируется южный борт Среднерусской впадины.

Следуя на восток вдоль профиля, мы пересекаем Рязано-Саратовскую впадину, центр наибольшего прогиба которой фиксируется в районе Каверино. Однако в верхней половине осадочного комплекса отмечается подъем пород, который соответствует юго-восточному окончанию Окско-Цнинского вала. Далее на востоке наблюдается крупный выступ кристаллических пород и поднятие в осадочном комплексе, что отвечает Токмовскому своду.

Восточнее этого свода отмечается погружение палеозойских пород до Мелекесса,

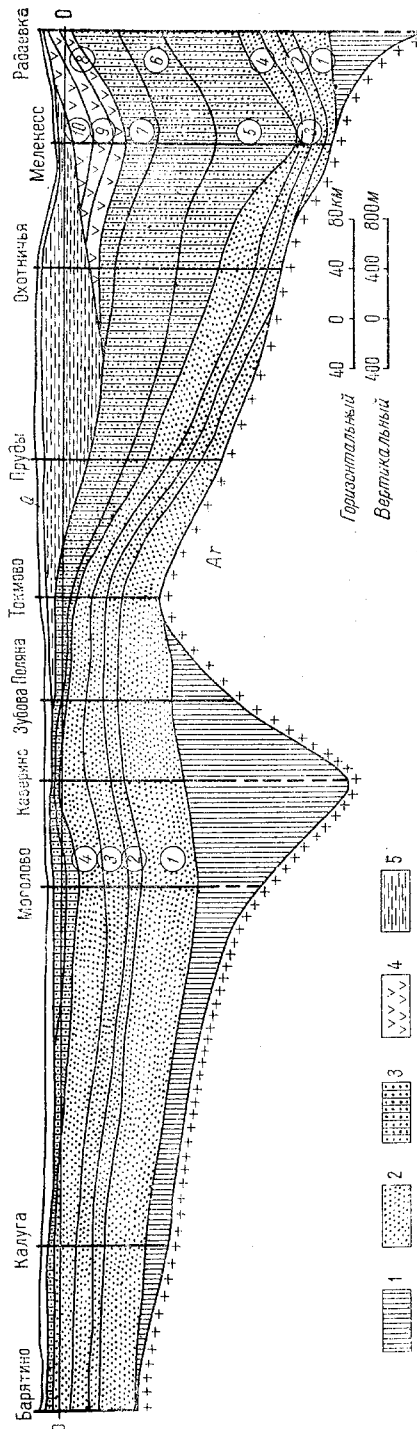
а далее происходит их подъем в сторону Радаевки.

Характерным для восточной части профиля является трансгрессивное залегание мезозойских отложений на различных горизонтах среднего и верхнего карбона и перми. Мезозойский комплекс отложений здесь образует региональный прогиб между Сурой и Волгой, который соответствует северной части Ульяновско-Саратовской синеклизы А. Д. Архангельского.

Четвертый профиль проведен по линии Смелое — Котлас (фиг. 11). Этот профиль дает представление о строении Воронежского массива и его склонов, а также о Среднерусской впадине, пересеченной почти по ее простиранию.

Характерным для Воронежского массива является следующее: на его юго-западном более крутом склоне, который обращен в сторону Днепровско-Донецкой впадины, на кристаллическом фундаменте залегают отложения карбона, перекрываемые пермскими, а затем мезозойскими образованиями.

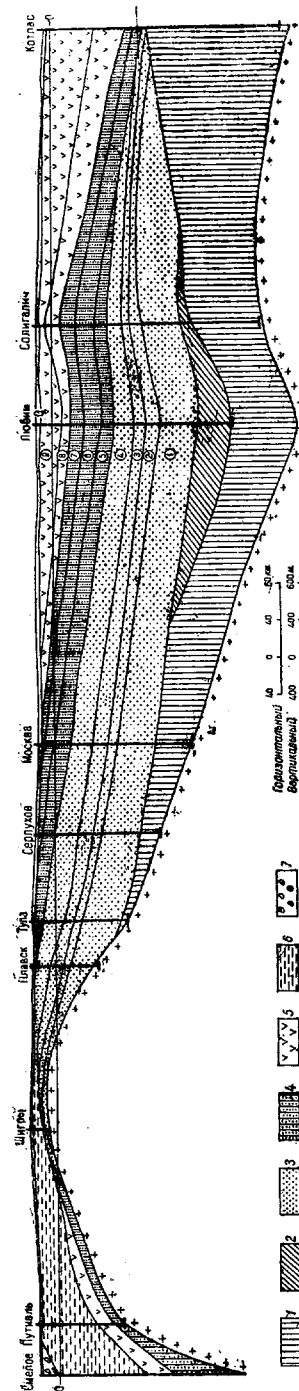
В центральной части Воронежского массива, на кристаллическом фундаменте, залегают сравнительно небольшой мощности девонские образования. Отложения девонского возраста, несколько увеличиваясь в мощности, слагают и северо-восточный более пологий склон этого массива.



Фиг. 10. Схематический геологический профиль по линии Барятно—Радаевка. Составил П. Г. Суворов.

1 — кембрий, 2 — девон, 3 — карбон, 4 — пермь, 5 — мезозой и третичные отложения.

Цифры в кружках: 1 — известковый ярус и нижнецигуловские слои франского яруса, 2 — верхнецигуловские и семилугские слои франского яруса, 3 — воронженские, елановские и ливенские слои франского яруса, 4 — фаменский ярус, 5 — нижний карбон, 6 — средний карбон, 7 — верхний карбон, 8 — иланья пермь, 9 — казанский ярус верхней перми, 10 — татарский ярус верхней перми.



Фиг. 11. Схематический геологический профиль по линии Смелое — Котлас. Составил П. Г. Суворов.

1 — кембрий, 2 — ордовик, 3 — девон, 4 — карбон, 5 — пермь, 6 — мезозой, 7 — третичные отложения.

Цифры в кружках: — нижнетургорские слои французского яруса, 2 — верхнепигорские и семилунские слои французского яруса, 3 — волюженские, елановские и ливенские слои французского яруса, 4 — фамелский ярус, 5 — нижний карбон, 6 — средний карбон, 7 — верхний карбон, 8 — нижняя пермь, 9 — верхняя пермь.

Далее в сторону центральной части Среднерусской впадины в общем происходит региональное погружение. На фоне этого погружения отмечается подъем пород в районе Солигалича, что соответствует Сухонской зоне поднятия.

Характерным для этой части профиля является: полное выклинивание в южном направлении пермских, каменноугольных и нижнепалеозойских отложений, а девонские отложения сокращаются в мощности за счет выпадения ряда горизонтов при движении к Воронежскому массиву.

В северной части профиля по направлению к Котласу полностью выклиниваются отложения ордовика и нижнего карбона, а также нижние горизонты среднего карбона. Девонские отложения резко сокращаются в мощности за счет выпадения ряда горизонтов. Пермские и нижнепалеозойские отложения по направлению к Котласу, наоборот, увеличиваются в мощности.

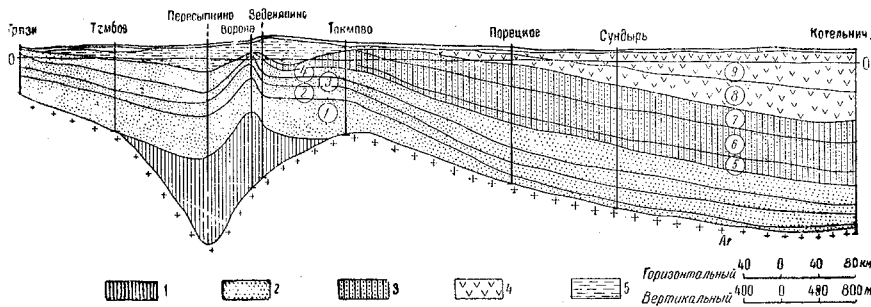
Все вышесказанное свидетельствует о сложных условиях геологического развития двух крупных элементов центральных областей — Воронежского массива и Среднерусской впадины.

Пятый профиль проведен по линии Грязи — Котельнич (фиг. 12). Этот профиль пересекает северо-восточный склон Воронежского массива, где располагаются скважины Грязи и Тамбов, затем Рязано-Саратовскую впадину, осложненную на северо-восточном борту Керенско-Чембарским валом. Далее фиксируется Токмовское поднятие, и в дальнейшем вплоть до Котельнича наблюдается региональное погружение палеозойских образований и поверхности кристаллического фундамента.

Шестой профиль проведен с северо-запада на юго-восток, по линии Любим — Казанля (фиг. 13).

Любимская опорная скважина в пределах данного профиля располагается в центральной части Средне-

русской впадины. Следуя по этому профилю в юго-восточном направлении, отмечается подъем пород в районе Непейчино, что соответствует северо-западной части Окско-Цнинского вала. Далее на юго-востоке фиксируется погружение осадочного комплекса, которое, возможно, соответ-

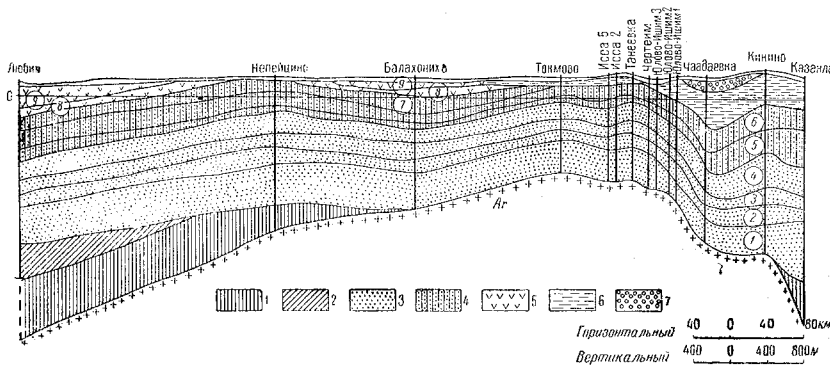


Фиг. 12. Схематический геологический профиль по линии Грязи—Котельнич. Составил П. Г. Суворов.

1 — кембрий, 2 — девон, 3 — карбон, 4 — пермь, 5 — мезозой.

Цифры в кружках: 1 — живецкий ярус и нижнецигровские слои франского яруса, 2 — верхнецигровские и семилуцкие слои франского яруса, 3 — воронежские, евлановские и ливенские слои франского яруса, 4 — фамецкий ярус, 5 — нижний карбон, 6 — средний карбон, 7 — верхний карбон, 8 — нижняя пермь, 9 — верхняя пермь.

ствует Пензо-Муромскому прогибу. В пределах юго-восточной части профиля наблюдается крупное поднятие, соответствующее Токмовскому своду, а также осевой зоне Суреко-Мокшпинского вала.



Фиг. 13. Схематический геологический профиль по линии Любим—Казанла. Составил П. Г. Суворов.

1 — кембрий, 2 — ордовик, 3 — девон, 4 — карбон, 5 — пермь, 6 — мезозой, 7 — третичные отложения.

Цифры в кружках: 1 — живецкий ярус и нижнецигровские слои франского яруса, 2 — верхнецигровские и семилуцкие слои франского яруса, 3 — воронежские, евлановские и ливенские слои франского яруса, 4 — фамецкий ярус, 5 — нижний карбон, 6 — средний карбон, 7 — верхний карбон, 8 — нижняя пермь, 9 — верхняя пермь.

Таковы основные черты региональной структуры центральных областей.

Все вышеизложенное о региональной структуре свидетельствует о том, что в пределах центральных областей Русской платформы выделяется ряд положительных и отрицательных тектонических элементов первого порядка:

Воронежское и Токмовское поднятия, Среднерусская и Рязано-Саратовская впадины.

Эти структуры первого порядка в свою очередь осложнены структурами второго порядка, а последние — локальными структурами третьего порядка, характеристика которых приводится ниже.

ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗОН ВТОРОГО ПОРЯДКА

В пределах центральных областей Русской платформы имеется много тектонических зон второго порядка (см. фиг. 18), в которых образовалось много структур третьего порядка. Детальное описание многих структур приводилось в работе А. А. Бакирова [1948]. В последующие годы строение некоторых тектонических зон было уточнено и выявлены новые структуры. Для полноты характеристики строения центральных областей ниже приводятся данные по основным тектоническим зонам второго порядка.

Окско-Цнинская зона поднятий выделяется в литературе под названием Окско-Цнинского вала и располагается в пределах юго-западного склона Токмовского свода.

На участке с. Каверино — г. Касимов упомянутый вал имеет почти меридиональное простирание, сменяющееся севернее Коврова на северо-восточное, а к югу от верхнего течения р. Алеши на юго-восточное, и в таком направлении эта зона поднятий протягивается до линии Вадинск—Земетчино, где она приобретает распычатые очертания и окончательно затухает.

Эта антиклинальная зона представляет собой крупное тектоническое сооружение, на фоне которого вырисовывается ряд антиклинальных складок и куполовидных поднятий, располагающихся кулисообразно и разделяющихся между собой небольшими прогибами. Западные крылья этих складок, как и антиклинальной зоны в целом, являются более крутыми. Амплитуда изгиба слоев на западном крыле относительно Рязано-Костромского прогиба достигает 250—300 м, а на восточном 40—50 м. Однако на фоне господствующего более крутого наклона слоев к западу, в пределах рассматриваемой дислокации, имеются поднятия с крутым восточным крылом (Касимовское поднятие).

На геологической карте зона Окско-Цнинских поднятий проявляется в виде сплошной полосы нижне-, средне- и верхнекаменноугольных отложений, простирающейся среди поля пермских, юрских и нижнемеловых пород. В районе Морсово каменноугольные отложения полностью выпадают из разреза, и здесь отложения юры залегают непосредственно на карбонатных породах верхнего девона.

Юго-восточное окончание Окско-Цнинского вала, как и большинство дислокаций платформы, имеет асимметричное строение. Юго-западное его крыло значительно круче северо-восточного. В пределах этого крыла, судя по поверхности верейского горизонта, слои падают под углом 6—8° и более. Наиболее приподнятая часть вала по указанной поверхности, а также по отложениям юры приурочена к району Каверино—Сборное, где вырисовывается Ерахтуро-Куплянское поднятие. Отсюда осевая зона поднятий погружается как на северо-запад, так и на юго-восток. На юго-восточном погружении зоны, вырисовывающейся в бассейне нижнего течения р. Выши по отложениям юры, геолого-структурной съемкой было намечено еще два

куполовидных поднятия: Затоно-Львовское и Морсовское. В результате колонкового бурения, проведенного в пределах последнего, было установлено, что вместо указанных двух поднятий здесь существует только одно, но более значительное, которое по отложениям девона представляет собой главный центр воздымания оси Окско-Цнинской зоны поднятий.

Кровля франского яруса в своде этого поднятия залегает на 30 м выше, чем в своде Ерахтуро-Куплянской структуры.

Непосредственно к востоку от осевой зоны южного окончания Окско-Цнинского вала в 1948—1949 гг. была открыта новая полоса поднятий, представленная значительной по своим размерам Zubovo-Полянская структура и Беднодемьяновским куполовидным поднятием.

Эти структурные формы являются сложениями северо-восточного крыла рассматриваемой антиклинали. Они простираются в северо-западном направлении. В бассейне р. Мокши Zubovo-Полянская структура, постепенно погружаясь, окончателно затухает. Амплитуда этих поднятий по кровле верейских отложений относительно прсиба, отделяющего их от вала, достигает 60—80 м. К востоку от Zubовой Поляны располагается Инсарско-Троицкая полоса поднятий, которая по сравнению с предыдущей выражена менее четко.

Судя по немногим фактическим данным, все локальные поднятия, расположенные в пределах южного окончания Окско-Цнинского вала, при переходе от молодых к более древним слоям постепенно становятся все более пологими и в отложениях среднего девона, очевидно, в большинстве своем окончателно исчезают.

В северной части Окско-Цнинской антиклинальной зоны наиболее изученным является Непейцинское поднятие.

Для уточнения его размеров и конфигурации пробурено более сорока колонковых скважин. По данным бурения, Непейцинское поднятие представляет собой громадную асимметричную складку северо-западного простираения с крутым западным крылом, размером 10 × 30 км. На западном крыле поднятия углы надения достигают 15—20°, а на восточном не превышают 1°.

В 1948—1952 гг. на Непейцинском поднятии пробурены три глубокие разведочные скважины. Скважина № 1 пробурена в своде поднятия, № 2 — у крутого западного крыла, № 3 — на восточном крыле. Данные скважины вскрыли весь осадочный комплекс пород. Ниже (табл. 3) приводятся данные абсолютных отметок среднекаменноугольных, девонских, нижнепалеозойских и архейских пород в этих скважинах.

Таблица 3

Номер скважины	Местоположение на структуре	Альп-туда устья, м	Абсолютные отметки кровли стратиграфических комплексов, м				
			Ar	C _m	D _{3fr}	D _{3fam}	C ₂
2	Западное крыло	163	-1497	-1125	-354	-140	-120
1	Свод структуры	170	-1393	-1127	-350	-130	-115
3	Восточное крыло	167	-1461	-1156	-376	-170	-130

Из таблицы видно, что наиболее повышенное залегание кристаллических пород фундамента отмечается в скважине № 1. Амплитуда изгиба нижнепалеозойских, девонских и среднекаменноугольных слоев на восточном крыле определяется в 15—40 м.

Наиболее четко фиксируется падение девонских слоев. На участке между скважинами № 1 и 2 указанные отложения залегают почти горизонтально. Это объясняется тем, что скважина № 2 пробурена очень близко к сводовой части структуры.

Касимовское поднятие также асимметрично, с более крутым северо-восточным крылом. Ширина складки 8—10 км, длина 25—30 км, амплитуда 60—70 м. Указанное поднятие выводит на дневную поверхность отложения мячковского горизонта, которые к северу, западу и востоку погружаются и покрываются осадками верхнего карбона.

Область северо-восточного погружения зоны Окско-Цнинских поднятий характеризуется плавно погружающейся на север и северо-восток моноклиналию, осложненной структурами третьего порядка. Наиболее крупными из них являются Решемское и Вичугское поднятия.

Решемское поднятие расположено на правом берегу р. Волги, восточнее г. Кинешмы. По данным В. П. Ступакова, оно имеет северо-восточное простирание. Свод поднятия находится в районе с. Решмы и сложен красноцветными породами нижнего триаса.

На северо-запад и юго-восток от свода структуры отмечается быстрое погружение слоев нижнего триаса. Здесь они перекрываются юрскими и меловыми осадками. Амплитуда поднятия 60—70 м.

От с. Решмы на юг идет постепенное погружение мезозойских слоев, а затем начинается быстрое поднятие пластов в сторону осевой зоны Окско-Цнинского вала. Западнее указанного поднятия расположен небольшой Кинешмский прогиб почти меридионального простирания, выполненный нижнемеловыми и верхнеюрскими образованиями.

На восток от Решемского поднятия расположен небольшой прогиб в районе г. Юрьевца. Амплитуда его 50—60 м, простирание северо-восточное. Севернее г. Юрьевца он сливается с главной осевой зоной Среднерусской впадины.

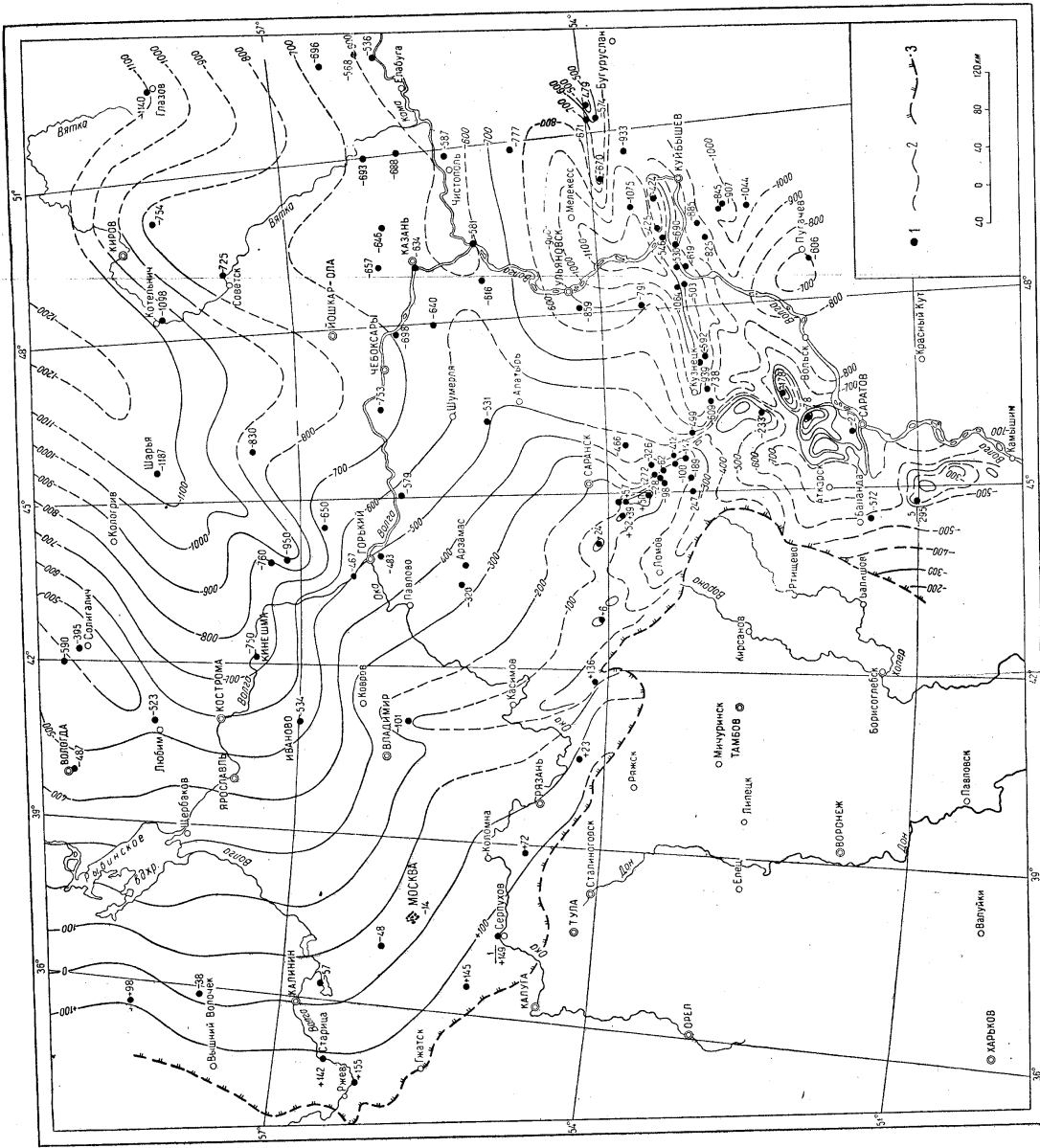
Вичугское поднятие расположено близ г. Вичуга. По данным В. В. Белова, оно простирается с юго-востока на северо-запад. Северо-восточное крыло более крутое, по сравнению с юго-западным. Амплитуда поднятия определяется всего в 30—35 м.

Таким образом, геологические материалы буровых скважин и геологоструктурных съемок указывают на то, что так называемая зона Окско-Цнинских поднятий (Окско-Цнинский вал) представляет крупную положительную структуру второго порядка, на фоне которой вырисовывается ряд локальных брахиантиклинальных и куполовидных поднятий третьего порядка.

На север и северо-восток от г. Коврова отмечается быстрое погружение слоев пермского и каменноугольного возраста. Здесь, по-видимому, происходит разветвление указанной выше антиклинальной зоны на две ветви — северную и северо-восточную. Северная ветвь зоны Окско-Цнинских поднятий в районе Кинешемского Поволжья сливается с главной осевой зоной Среднерусской впадины. Вторая ветвь проходит на Пучег и дальше через Шадрино на Наумово.

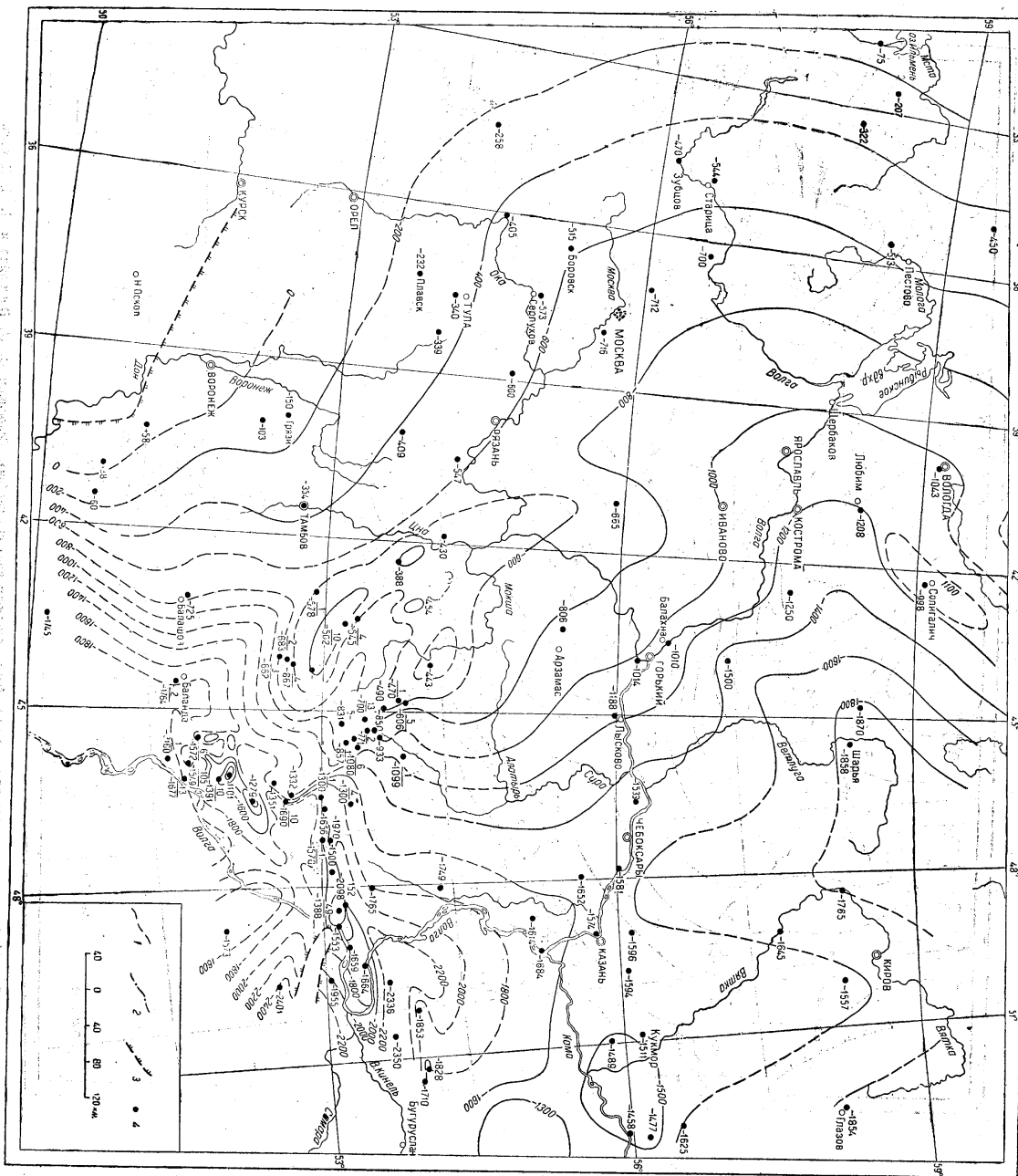
Окско-Цнинская зона поднятий, как это видно из структурных карт, отчетливо прослеживается также по кровле верейского горизонта и по кровле нижнешигровских слоев (фиг. 14 и 15).

Восточное ее крыло представляет обширную моноклиналию с простиранием изогипс по кровле верейского горизонта в северо-западном направлении с наклоном слоев карбона и девона на восток равным 1—2 м на 1 км.



Фиг. 14. Структурная карта по кровле верескового горизонта среднего карбона. Составил: С. К. Нестайко и П. С. Холлов.
 1 — буровые скважины, 2 — стратозонитовый кровль верескового горизонта через 1000 м, 3 — граница распространения отложения верескового горизонта.

Запас 1007.



Дет. 15. Сурьютная карта до юго-западного края Краснодарского края. Составили: С. Н. Нечитайло и П. С. Хохлов.
 1 — структурная карта, 2 — структурная карта, 3 — структурная карта, 4 — структурная карта, 5 — структурная карта, 6 — структурная карта, 7 — структурная карта, 8 — структурная карта.
 Занесено 10/97.

От Непейцино к северу и северо-востоку происходит довольно быстрое погружение верейских и пижнецигровских отложений.

Так, если, например, в пределах южной части рассматриваемой зоны поднятий пижнецигровские отложения встречены на абсолютной отметке — 450 м, на Непейцинском поднятии — 665 м, то в Балахне они залегают на 1010 м.

Керенско-Чембарская зона поднятий, так же как и Окско-Цнинский вал, является осложнением юго-западного склона Токмовского свода. Она протягивается строго по простиранию последнего и представляет как бы единую зону дислокаций, неуклонно погружающуюся, судя по условиям залегания мезозойских слоев, в юго-восточном направлении. Начинаясь примерно от линии Заметчино — Вадииск, Керенско-Чембарская зона поднятий протягивается через верховья рр. Выши, Вороны и Хопра к г. Петровску, расположенному в верхнем течении р. Медведицы.

В районе Петровска и Малой Сердобы прослеживается уже периклинальное окончание описываемой зоны поднятий, которое имеет вид структурного носа, погружаясь в юго-восточном направлении. Оно довольно близко подходит к кольцеобразной зоне Саратовских дислокаций, от которых отделено так называемой Петровской впадиной.

Керенско-Чембарская зона поднятий по характеру своего строения весьма существенно отличается от Окско-Цнинского вала, так что отождествлять их, как это делают некоторые исследователи, нельзя, поскольку единство этих дислокаций представляет собой чисто кажущееся явление.

Имеющиеся фактические данные показывают, что рассматриваемая положительная тектоническая зона развилась вне генетической связи с Окско-Цнинским валом. Она существенно отличается от упомянутого вала прежде всего тем, что имеет отчетливо выраженное крутое северо-восточное крыло. Кроме того, для Окско-Цнинского вала характерна строгая линейность в расположении отдельных поднятий, посаженных на его оси и сохраняющих простирание самого вала. При этом крутое крыло последнего обращено в сторону регионального падения слоев и представляет уступ на фоне юго-западного склона Токмовского свода.

Совершенно иная картина наблюдается в пределах Керенско-Чембарской зоны поднятий. Эта зона занимает обширную площадь и включает в себя ряд структурных ступеней, осложненных большим числом то более, то менее значительных, чаще всего куполовидных, реже антиклиналеобразных поднятий, которые на северо-западе, в большинстве случаев, простираются с северо-запада на юго-восток, а в юго-восточной части уже нередко имеют различную направленность, иногда прямо противоположную общему простиранию самой зоны. Другой особенностью данной зоны является сравнительно частая сдвоенность или сопряженность структурных форм, а также общее погружение их в юго-восточном направлении. Не менее характерным для этой зоны является также то, что флексуорообразные изгибы слоев большинства структурных ступеней, отмечаемые в ее пределах, обращены не в сторону регионального падения пластов, а, наоборот, в сторону вершины Токмовского свода. Результаты исследований последних лет показывают, что Керенско-Чембарская зона дислокаций имеет более сложное тектоническое строение, чем представлялось ранее. В пределах этой зоны в настоящее время наметились шесть параллельно идущих полос поднятий, из которых три центральные полосы занимают наиболее высокое положение. Другие три полосы располагаются на погружении зоны, одна — на юго-западном и две — на северо-восточном.

Из всех локальных структур рассматриваемой тектонической зоны наиболее детально изучены Пачелмское (Воронское), Красноозерское и Веденяпинское поднятия. В пределах первого трестом «Союзнефтегазразведка» было пробурено более десяти глубоких разведочных и несколько мелких структурно-картировочных скважин.

По данным этих скважин И. Г. Лоджевским были составлены детальные структурные карты, отражающие строение Пачелмского поднятия по различным стратиграфическим горизонтам. Судя по этим картам, куполовидное поднятие девонских слоев, обрисовавшееся в районе Пачелмы по кровле семилукских слоев, в современном структурном плане получило отчетливое и достаточно точное (если не считать некоторого смещения изолиний и отдельных деталей в строении) отражение в вышележащих слоях девона и мезозоя.

Единственная, причем исключительно важная особенность глубинного строения Пачелмского поднятия состоит в том, что наклон слоев на крыльях, по мере перехода от молодых к более древним отложениям девона, довольно резко возрастает.

Указанное закономерное увеличение углов наклона девонских слоев на крыльях Пачелмского поднятия свидетельствует о том, что оно начало формироваться не позднее среднефранского времени. В пределах рассматриваемого района молодые тектонические движения со всей очевидностью накладываются на более древние. В связи с этим наиболее высокие слои разреза в общих чертах унаследовали тектонику нижележащих толщ девона.

Касаясь характера дислоцированности нижнекембрийских отложений, развитых на описываемой территории, необходимо прежде всего указать на существование значительного перерыва, фиксируемого здесь между отложениями нижнего кембрия и среднего девона.

Данные глубокого бурения показывают, что еще до начала отложения девонских осадков нижнекембрийские слои в области современной Керенско-Чембарской полосы поднятий уже были в значительной степени дислоцированы. Тектонические нарушения, возникшие здесь в конце отложения осадков нижнего кембрия, очевидно, имели линейный характер. При этом наиболее приподнятая зона в это время располагалась в пределах погруженной части северо-восточного крыла рассматриваемой полосы поднятий, где, как известно, отсутствуют не только глинистая толща балтийского комплекса, но и отложения, относимые к ламинаритовым слоям, которые в своде Пачелмского и Красноозерского поднятий достигают мощности 180—190 м. Таким образом, на основании сказанного можно заключить, что Керенско-Чембарская полоса поднятий развивалась в пределах юго-западного крыла древней структуры, сформировавшейся еще до начала девонского времени. Заканчивая этим рассмотрение Керенско-Чембарской зоны поднятий, следует отметить, что она в современном структурном плане в отложениях нижнего кембрия, очевидно, проявляется весьма слабо. При этом по мере приближения к фундаменту амплитуда поднятия нижнекембрийских слоев все более уменьшается, и слои, непосредственно залегающие на фундаменте, в пределах большей части описываемой зоны, очевидно, уже принимают моноклинальный наклон, соответствующий общему погружению юго-западного склона Торковского свода.

Сурско-Мокшинская зона поднятий вплоть до 1942 г. представлялась в соответствии с описанием, сделанным в свое время А. Д. Архангельским [1916], в виде антиклинального поднятия, протягивающегося от верхнего течения р. Иссы на юго-восток до устья р. Ишима.

В результате детальных исследований, которые систематически начали проводиться с 1942 г., представление о строении Сурско-Мокшинской полосы поднятий довольно существенно изменилось. Прежде всего было установлено, что эта крутая положительная тектоническая форма имеет резко выраженное северо-восточное крыло с падением слоев до 15° и более и осложнена рядом локальных поднятий различных размеров, расположенных в большинстве случаев на одной оси, простирающейся с северо-запада на юго-восток.

В северо-западной части рассматриваемой зоны А. В. Кузнецов выявил и относительно детально описал Иссинскую структуру, а также наметил сопряженные с нею более погруженные поднятия: Бестужевское и Салмовское, находящиеся севернее и северо-западнее с. Иссы; Танеевское и Вознесенское, располагающиеся в области нижнего течения р. Шукши. Одновременно с этим на правобережье р. Суры Д. К. Андреев наметил Иваньрское, Екатериновское и другие поднятия. Несколько позднее в Юлово-Ишимском районе, а затем и в пределах поднятий, намеченных Д. К. Андреевым, было проведено колонковое бурение, в результате которого характер строения рассматриваемой части Сурско-Мокшинских дислокаций определился достаточно точно. Вместо Иваньрского и Екатериновского поднятий по кровле юры обрисовалась одна более значительная структура, свод которой оказался приуроченным к с. Березенки, где в излучине р. Иваньрса В. А. Теряевым ранее был обнаружен выход известняков среднего карбона.

Таким образом, в полосе, заключенной между нижним течением р. Иссы, с одной стороны, и устьем р. Юлова — с другой, геологосъемочными и разведочными работами было выявлено не три главных центра воздымания Сурско-Мокшинской оси, как это предполагалось некоторыми исследователями на первом этапе детальных работ, а всего лишь два — Иссинский и Березенковский. Существование же Вознесенско-Танеевского центра воздымания оси на р. Шукше позднейшими работами не было подтверждено, так как незначительные и слабо выраженные поднятия, ранее намечившиеся в районе сс. Вознесенки и Танеевки, оказались лишь осложнениями Иссинской структуры, имеющими местное значение.

После того как тектоническое строение описываемой части Сурско-Мокшинской полосы поднятий обрисовалось достаточно ясно, наиболее остро встал вопрос о том, затухает ли эта полоса поднятий в районе впадения р. Юлова в р. Суру или же она продолжается далее на юго-восток и имеет структурную связь с Кикино-Гусихинскими поднятиями. Этот вопрос до последнего времени оставался неясным. Правда, большинство исследователей склонялось к мнению, высказанному Е. Н. Пермяковым [1949] и некоторыми другими геологами о том, что Сурско-Мокшинская полоса дислокаций не связана с Кикино-Гусихинскими поднятиями.

Однако фактические данные, которые были получены в результате ряда геологических съемок, проведенных в Балтайском, Неверкинском и Камешкирском районах, в конечном итоге все же позволили установить, что Кикино-Гусихинские поднятия связаны не с Жигулевскими дислокациями, а с Сурско-Мокшинской полосой поднятий.

Прежде всего выяснилось, что полоса крутых падений от 40 до 47° , отвечающая восточному крылу Кикинской структуры, к северу от с. Чернобулак постепенно начинает отклоняться не к востоку, как это следовало ожидать при условии правильности точки зрения Е. Н. Пермякова, а к за-

паду — на соединение с крутым северо-восточным крылом Березенковской структуры.

Такое изменение в направлении простирания полосы крутых поднятий в описываемой зоне наиболее отчетливо прослеживается по элементам залегания песчаных пород нижнесаратовской свиты. Так, если в районе с. Чернобулак нижнесаратовские песчаники падают на северо-восток — 86° под углом $10-12^\circ$, то у с. Камышлейка они погружаются на северо-восток — $60-65^\circ$ под углом 17° , а уже близ с. Н. Чирчим эти породы наклонены на северо-восток — $50-55^\circ$ под углом 14° .

Далее к северо-западу, судя по элементам залегания тех же пород, наблюдаемых в районе сс. Шаткино и Саловка, полоса крутых падений сохраняет северо-западное простирание и протягивается до района ст. Чаадаевка, где сливается с общим северо-восточным крылом Сурско-Мокшинских поднятий.

Таким образом, в результате установления единого крутого крыла для собственно Сурско-Мокшинских дислокаций и Кикино-Гусихинских поднятий и определения дополнительных структурных точек в междуречье Узы и Кадады, стало вполне ясным, что указанные структурные формы в современном тектоническом плане принадлежат к одной крупной тектонической зоне, в системе которой Кикинская структура представляет собой третий, наиболее погруженный центр воздымания ее оси.

Эта тектоническая зона при составлении сводных структурных карт по кровле юры, верейского и нижнещигровского горизонтов, обрисовалась в виде линейно выраженной полосы поднятий с крутым северо-восточным крылом, резко выделяющемся на 200-километровом протяжении, начиная от верхнего течения р. Иссы на северо-западе и кончая верховьем р. Узы на юго-востоке.

Как показывают фактические данные, полученные за истекшие годы, рассматриваемая полоса поднятий развивалась на склоне регионального сводового поднятия, обособившегося в виде Токмовского свода.

Вполне естественно, что этот выступ фундамента в процессе развития должен был наложить и действительно наложил отпечаток на характер строения Сурско-Мокшинской полосы поднятий, начавшей развиваться в его пределах в более позднее время.

Прежде всего то неуклонное погружение оси Сурско-Мокшинской зоны поднятий, которое наблюдается в юго-восточном направлении, обусловлено именно общим погружением Токмовского свода в указанном направлении. Как было установлено проведенными работами, это погружение закономерно возрастает не только по мере удаления к юго-востоку от места наивысшего воздымания оси описываемой полосы поднятий (Исса), но и по мере перехода от мезо-кайнозойских слоев к нижележащим горизонтам карбона и девона.

По гипсометрическому положению этих горизонтов видно, что, если Березенковская структура относительно главного Иссинского воздымания оси погружена по кровле верейских отложений примерно на 50 м и по кровле нижнещигровских слоев на 180 м, то уже амплитуда погружения Кикинской структуры по тем же горизонтам относительно Иссинского поднятия соответственно возрастает до 170, 880 м.

Как показывает уменьшение мощности и полное выклинивание в сводовой части отдельных горизонтов палеозоя и нижних слоев мезозоя, такое последовательное и все нарастающее к юго-востоку погружение обусловлено тем, что район современного Токмовского свода с начала развития

Прикаспийской депрессии был захвачен постепенным опусканием. В то время как наиболее удаленные от свода участки претерпевали длительное и максимальное по амплитуде погружение, центральная часть свода, наоборот, в течение всего палеозоя и начала мезозоя испытала наименьшее опускание, а временами и подъемы.

Последние приводили к перерывам в осадконакоплении и к размыву ранее образовавшихся отложений. Это обстоятельство наглядно подтверждается отсутствием в возвышенной части Токмовского свода (Токмово—Исса, Березенки) отложений ряжской и морсовской свит, верхних слоев фаменского яруса, турпейских, серпуховских и намюрских отложений, значительной части яснополянского подъяруса и нижних слоев верейского горизонта.

Другая не менее важная особенность строения Сурско-Мокшинской полосы поднятий, также памятная по данным глубокого бурения, состоит в том, что прогибы, разделяющие отдельные локальные поднятия в системе этой тектонической полосы, при переходе от молодых к более древним горизонтам вследствие нарастания мощности их в южном направлении постепенно становятся все более пологими и местами окончательно исчезают. Эта особенность явнее всего прослеживается в пределах значительного по размерам прогиба, разделяющего в современном структурном плане Березенковское поднятие от Кикинского. Так, если амплитуда прогиба оси Сурско-Мокшинских дислокаций относительно Кикинского поднятия по кровле юры примерно достигает 310 м, то по подошве верейского горизонта она уменьшается до 210—240 м, а уже по подошве угленосной свиты описываемый прогиб характеризуется амплитудой, не превышающей 160 м.

Спускаясь еще ниже по разрезу, можно наблюдать, что отмечаемый прогиб оси постепенно совершенно исчезает, и нижние горизонты девона в рассматриваемой части Сурско-Мокшинской зоны, как это видно из структурной карты (см. фиг. 15), составленной по кровле нижнецигровских слоев, уже моноклинально наклонены в юго-восточном направлении.

Говоря об особенностях строения Сурско-Мокшинских поднятий, следует также упомянуть и о характере строения крутого северо-восточного крыла этой полосы поднятий. Как отмечалось выше, в пределах юго-восточной части этого крыла, в районе Кикинского поднятия, саратовские слои местами наклонены под углом 17° , т. е. имеют примерно такое же падение, как и более древние слои, слагающие рассматриваемое крыло в пределах Иссинской структуры. В связи с этим приобретает определенный интерес еще одна структурная особенность описываемой тектонической зоны. Эта особенность заключается в том, что одновременно с погружением указанной зоны, судя по одноименной структурной поверхности (кровля верейского горизонта), амплитуда поднятий по отношению к северо-восточному крылу возрастает с 250 м в пределах Иссинского центра воздымания оси до 300 м в пределах Березенковского поднятия и 500—540 м в районе Кикинской структуры.

Подобное увеличение амплитуды Сурско-Мокшинских поднятий в юго-восточном направлении может быть объяснено более интенсивными тектоническими движениями, происходившими в этой части Токмовского свода в конце палеогена. Таким образом, фактические данные показывают, что локальные поднятия Сурско-Мокшинской зоны не только являются образованиями в основном мезо-кайнозойского времени, но и, судя по их структурным особенностям, находятся в прямой зависимости от характера строе-

ния Токмовского свода. Так, локальные структурные формы северо-западной части описываемой зоны, в частности, иссинский центр воздымания оси, будучи приуроченным к центральной части свода, отчетливо прослеживается не только по обнажающимся мезозойским слоям, но и по всем нижележащим горизонтам карбона и девона. В то же время такие локальные поднятия, как Кикинское, располагающееся в пределах южного склона Токмовского свода, вследствие того, что прогибы, разделяющие их с глубиной, постепенно становятся все более пологими и окончательно исчезают, в девоне приобретают вид структурных носов. В пределах последних некоторые локальные поднятия, хотя, возможно, и сохраняются, однако характеризуются уже расплывчатыми очертаниями и незначительной амплитудой.

Что касается крутого северо-восточного крыла Сурско-Мокшинской полосы поднятий, то оно на всем своем протяжении проявляется в карбоне и девоне так же резко, как и в мезо-кайнозойских отложениях. Влияние Токмовского свода на строение этого крыла сказывается в том, что амплитуда поднятий по отношению к нему, как отмечалось выше, закономерно возрастает по мере погружения Сурско-Мокшинской зоны в юго-восточном направлении.

Итак, на основании анализа фактических данных устанавливается, что локальные поднятия Сурско-Мокшинской зоны, приуроченные к южному склону Токмовского свода, в девоне все или почти все, как отдельные самостоятельные структурные формы, исчезают и, наоборот, поднятия этой зоны, располагающиеся в пределах центральной части свода, в большинстве случаев сохраняются и в отложениях девона.

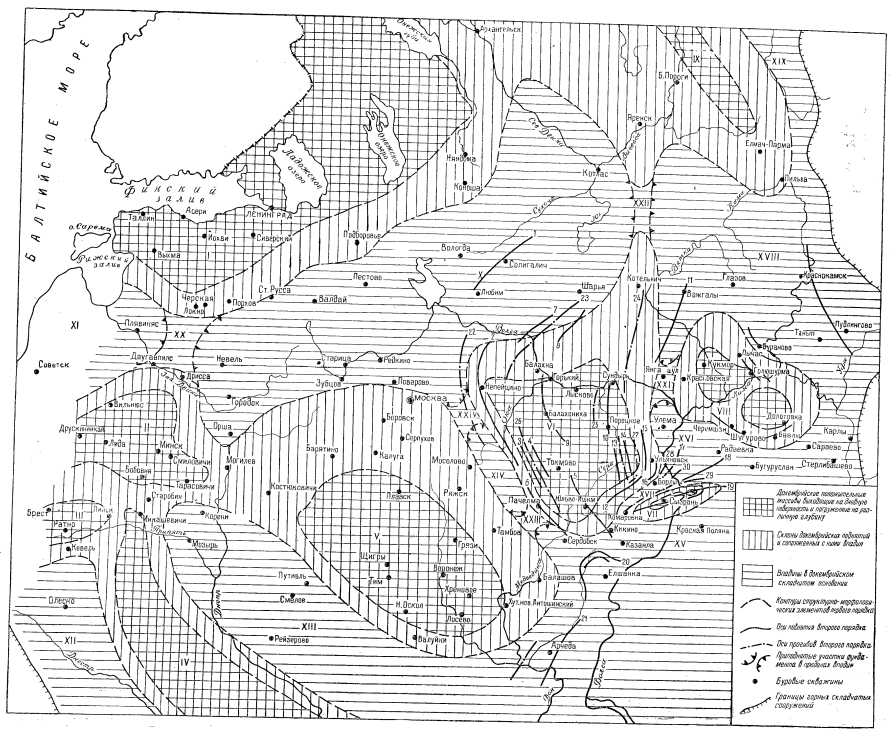
В целом Сурско-Мокшинская полоса как современная структура второго порядка сохраняется в девоне на всем протяжении в виде вала, неуклонно погружающегося в юго-восточном направлении. В общем характер строения этого вала определяется наличием в пределах его северо-восточного крыла резко выраженного флексуобразного перегиба слоев.

К востоку от Сурско-Мокшинского вала, как это видно из составленных карт (фиг. 6, 14—17), палеозойские отложения вместе с поверхностью докембрийского фундамента постепенно погружаются к р. Волге и далее. Возможно, что на этом склоне Токмовского свода палеозойские породы на фоне моноклинального регионального падения осложнены вторичной складчатостью. Однако фактических данных, устанавливающих детали тектонического строения этой территории, еще очень мало.

О структурном плане зоны можно судить по отложениям мезо-кайнозойского комплекса пород. В региональном плане по осадкам указанного комплекса рассматриваемая территория представляет собой крупную впадину, осложненную рядом положительных зон поднятий расплывчатых очертаний.

По данным структурно-геологической съемки, А. И. Милехиным здесь выделяется шесть зон поднятий, а именно: Барышская, Шлемасско-Инзенская, Вешкаймско-Сурская, Астродамовская, Борлинская и Теренгульско-Новиковская (фиг. 18).

Эти зоны поднятий разделены между собой прогибами, к числу которых относятся: Барышский, Свяжский, Шлемасский, Уреньский и др. Каждая из указанных выше зон поднятий включает ряд локальных, чаще всего куполовидных, пологих, различных очертаний структур, обычно небольшой амплитуды порядка 20—30 м.



Фиг. 18. Схематический современный тектонический план расположения главных структурно-морфологических заделов первого порядка и некоторых структур второго порядка в пределах внутренних областей Русской платформе. Составил П. Я. Суворов.

Структуры первого порядка: I — южная часть Балтийского щита, II — Валдайский выступ, III — Восточно-Кольский выступ, IV — Урало-Кавказский выступ, V — Уралоянский шит, VI — Валдайский выступ, VII — Индигирский шит, VIII — Якутский шит, IX — Голышанский выступ, X — Сибирский выступ, XI — Сибирский выступ, XII — Сибирский выступ, XIII — Сибирский выступ, XIV — Сибирский выступ, XV — Сибирский выступ, XVI — Сибирский выступ, XVII — Сибирский выступ, XVIII — Сибирский выступ, XIX — Сибирский выступ, XX — Сибирский выступ, XXI — Сибирский выступ, XXII — Сибирский выступ, XXIII — Сибирский выступ, XXIV — Сибирский выступ, XXV — Сибирский выступ, XXVI — Сибирский выступ, XXVII — Сибирский выступ, XXVIII — Сибирский выступ, XXIX — Сибирский выступ.

Структуры второго порядка: I — Южно-Кольский, II — Горно-Кольский, III — Чибинарско-Кольский, IV — Суоярви, V — Ново-Муонийон, VI — Хит-Эрэнский, VII — Палланский, VIII — Комарово-Спасский, IX — Рижско-Нарвский, X — Нарвско-Волгодонский, XI — Волгодонско-Рязанский, XII — Рязанско-Тульская, XIII — Тульско-Пензенский, XIV — Пензенско-Саратовский, XV — Саратовско-Волгоградский, XVI — Волгоградско-Самарский, XVII — Самарско-Саратовский, XVIII — Саратовско-Самарский, XIX — Самарско-Саратовский, XX — Саратовско-Самарский, XXI — Саратовско-Самарский, XXII — Саратовско-Самарский, XXIII — Саратовско-Самарский, XXIV — Саратовско-Самарский, XXV — Саратовско-Самарский, XXVI — Саратовско-Самарский, XXVII — Саратовско-Самарский, XXVIII — Саратовско-Самарский, XXIX — Саратовско-Самарский.

Зона 1917.

Барышская зона поднятий прослеживается от ст. Сюзюм, в северо-восточном направлении, до с. Барыш, где она затухает. Эта зона поднятий ограничивается на северо-западе Барышской впадиной, на северо-востоке Свияжской впадиной и на юго-востоке Жигулевским прогибом. В пределах этой зоны наблюдаются следующие локальные поднятия: Шкудымское, Шугуровское, Воецкое, Поливановское, Кочкарлейское и Козляковское.

Шлемасско-Инзенская зона поднятий протягивается с юго-востока на северо-запад и располагается между с. Базарный Сызган на юге и с. Шлемасс на севере. Эта зона поднятий с северо-востока отделяется Шлемасской впадиной, с юго-востока Барышским прогибом и с юго-запада Инзенским прогибом.

В пределах этой зоны фиксируются следующие локальные поднятия: Белореченское, Неклюдовское, Краснососенское, Анненковское, Дубенское, Аргашско-Забалуицкое, Шлемасское, Черно-Промзинское.

Вешкаймско-Сурская зона поднятий располагается между с. Вешкайма на юге и с. Сурское на севере. Простирается зона в южной части в северо-восточном направлении, в районе с. Карсун, изменяя свое простирание на меридиональное. Эта зона поднятий с востока отделяется Уреньской впадиной, с юго-востока Барышским прогибом и с запада Шлемасской впадиной. Вешкаймско-Сурская зона поднятий включает в себя следующие локальные поднятия: Красноборско-Вешкаймское, Вырыпаевское, Зимненское, Карсунское, Елшацкое, Кошелевское, Беловодовское, Кадышево-Горинское, Белозерское, Усть-Уреньское, Бело-Ключевское, Степановское.

Астродамовская зона поднятий находится между ст. Охотничья и с. Астродамовка. Протягивается эта зона в южной части в меридиональном направлении, приобретая к северу северо-западное простирание.

Рассматриваемая зона ограничена на юго-востоке Свияжской, а на западе Барышской впадинами. Зона включает в себя следующие локальные поднятия: Первомайское, Стоговское, Тогайское, Авдотьинское, Языковское, Чуфаровское, Ружевщинское, Маклаужское, Александровское, Архангельское, Аркаевское, Сунгурское и др.

Борлинская зона поднятий прослеживается от с. Борла на юге до с. Захарьевские Рудники на севере. Простирается она почти в меридиональном направлении и ограничивается с востока Назайским, а с запада — Свияжским прогибом. Борлинская зона включает в себя локальные поднятия: Борлинское, Суровское, Охотничье, Шумовское и Захарьевские Рудники.

Теренгульско-Новиковская зона поднятий располагается между сс. Тереньгой на западе и Новиковкой на северо-востоке. Эта зона простирается от с. Тереньги к р. Волге в северо-восточном направлении и далее, в левобережной части Ульяновского Поволжья, приобретает почти меридиональное направление.

Рассматриваемая зона поднятий отделяется на юго-западе от Борлинской дислокации Назайским прогибом, а на юго-востоке Теренгульской впадиной. В западной части Теренгульско-Новиковской зоны выделяются: Теренгульское, Кротовское и Головкинское локальные поднятия.

В этой зоне в пределах левобережной части Ульяновского Поволжья, вдоль бассейна р. Черемшана, намечается ряд мелких куполовидных поднятий: Долгоозерское, Висловское, Суходольское, Никольское. В пределах дальнейшего меридионального продолжения до с. Новиковки на севере эта приподнятая зона представляет собой структурный нос.

В районе с. Новиковка фиксируется локальное поднятие по верхнепермским отложениям с амплитудой около 30 м. Рассмотренная зона поднятий в левобережной части ограничивается на востоке резко очерченной по верхнепермским отложениям Мелекесской мульдой, а на западе — слабо выраженным Чердаклинским прогибом.

В заключение краткой характеристики тектонического строения Ульяновского Поволжья следует подчеркнуть, что здесь имеется большое количество локальных поднятий, но структурное взаимоотношение их в пространстве еще только намечается. Предложенное тектоническое районирование является не окончательным и требует дальнейшего уточнения.

Данных для суждения о соотношении различных структурных поверхностей, т. е. о совпадении или смещении структур по различным горизонтам еще весьма недостаточно. Можно лишь указать на то, что хорошо разбуренное Борлинское поднятие характеризуется совпадением структурных поверхностей во всем комплексе отложений от девона и до мезозоя включительно.

Однако имеются случаи, когда структуры, отмеченные по верхнему комплексу отложений в более древних слоях, не отражаются. Так, Прудовская структура и Козляковское поднятие, закартирование по маркирующему горизонту палеогена, по мезозою не подтвердились.

Каких-либо закономерностей в отношении смещения и несовпадения структур по различным стратиграфическим поверхностям подметить пока не представляется возможным.

Сухонская зона поднятий расположена на северо-западном крыле Среднерусской впадины. В центральной части этой зоны на дневную поверхность выходят осадки казанского яруса, которые на крыльях покрываются последовательно красноцветными образованиями татарского яруса. Эта зона представляет собой крупную асимметричную антиклинальную структуру второго порядка, ось которой проходит в северо-восточном направлении от Любима через Солигалич и далее на северо-восток. Углы падения северо-западного крыла достигают 15—20°, а юго-восточного 1—2°. Сводовая часть антиклинальной зоны и ее крылья осложнены сравнительно небольшими брахиантиклинальными и куполовидными поднятиями.¹

Алатырско-Горьковская зона поднятий, известная в литературе под названием Алатырского вала, расположена на северном склоне Токмовского выступа. На юге, в бассейне р. Алатыря, в указанной зоне поднятий выходят на дневную поверхность отложения верхнего карбона, которые к северу и северо-востоку быстро погружаются и покрываются осадками нижней и верхней перми, а к югу осадками юрской системы. Простираение ее почти меридиональное, переходящее в районе Горьковского Поволжья в северо-восточное.

В пределах рассматриваемой зоны проведен большой комплекс геологосъемочных и буровых работ Московским филиалом ВНИГРИ и Горьковским геологическим управлением. Геологические материалы этих исследований показывают, что Алатырско-Горьковская тектоническая зона представляет собой весьма широкий и невысокий свод.

Ширина зоны в районе г. Арзамаса определяется в 100—120 км, а на участке Горький—Дзержинск всего 40—50 км. Амплитуда поднятия на

¹ Подробно эта зона поднятий описана в статье Е. М. Люткевича и М. И. Пейсик «Север Русской платформы».

западном крыле по сравнению с юго-западным окончанием Городецко-Ковернинского прогиба не превышает 20—30 м, а на восточном 130—140 м. Северо-восточное продолжение зоны Алатырско-Горьковских поднятий проходит севернее Липды и Семенова через Варнавино на Ветлугу. Севернее г. Ветлуги она, по-видимому, затухает и сливается с главной осевой зоной Среднерусской впадины.

Кроме того, геологические материалы бурения показывают, что так называемая зона Алатырско-Горьковских поднятий представляет собой сравнительно сложное тектоническое сооружение. Она осложнена рядом структурных террас, антиклинальных и куполовидных поднятий третьего порядка, разделенных между собой небольшими прогибами.

Наиболее хорошо изученными являются здесь Убежицкое, Ново-Ликеевское и Балахнинское поднятия. На этих поднятиях проведено колонковое бурение с целью оконтуривания их по более древним горизонтам пермской системы.

Убежицкое поднятие расположено юго-западнее г. Богородска, почти в сводовой части Алатырско-Горьковской тектонической зоны. По данным бурения выяснилось, что это асимметричное поднятие брахиантиклинального типа северо-западного простирания, с амплитудой 25—30 м. Размеры поднятия около 10 на 20 км. Более крутое крыло его обращено на юго-запад.

Ново-Ликеевское поднятие расположено в пределах Горьковско-Кстовского Поволжья. Свод поднятия приурочен не к району с. Ново-Ликеево, а расположен в 10 км севернее, в районе с. Кстово. Это поднятие представляет собой антиклинальную складку почти меридионального простирания с амплитудой ее на западном крыле в 15—25 м, а на восточном 40—45 м. Размеры структуры 10—12 км на 20—25 км.

Балахнинская структура расположена в районе г. Балахна. В тектоническом отношении она приурочена к зоне северного периклинального погружения Алатырско-Горьковского поднятия. По данным электроразведки, амплитуда структуры была определена в 60 м. В результате колонкового бурения выяснилось, что это небольшое куполовидное поднятие несколько неправильной формы имеет амплитуду на юге 20—30 м, а на севере 40—50 м.

Здесь, за период с 1947 по 1949 гг., пробурены две глубокие поисково-разведочные скважины до кристаллических пород фундамента. Скважина № 1 пробурена в своде структуры, а скважина № 2 на северном периклинальном погружении ее. По данным глубокого бурения, от скважины № 1 к северу наблюдается довольно пологое погружение слоев каменноугольных и девонских отложений, равное 1—2 м на 1 км. Породы кристаллического фундамента в этом направлении погружаются.

Сравнивая структурный план по пермским отложениям со структурными планами по каменноугольным и девонским слоям, можно отметить, что по кровле верейского горизонта и нижнещигровских слоев Алатырско-Горьковское поднятие не отмечается. Оно представляет собой крупную моноклираль с северо-западным простиранием, являющуюся восточным склоном Окско-Цинской антиклинали.

Пучежско-Шадрипское антиклинальное поднятие располагается вдоль северо-западного борта Городецко-Ковернинского прогиба и довольно отчетливо фиксируется на структурных картах, составленных по казанским, верейским и щигровским слоям.

В тектоническом отношении эта дислокация является, по-видимому, северо-восточным ответвлением зоны Окско-Цнинских поднятий.

По данным колонкового бурения, амплитуда изгиба слоев татарского и казанского ярусов на северо-западном крыле Пучежско-Шадринского поднятия, по сравнению с Юрьевским прогибом, определяется в 60—70 м, а на юго-восточном крыле по сравнению с Городецко-Ковернинским прогибом достигает 500—600 м. Осевая зона этого поднятия проходит в северо-восточном направлении от Пучежа через Шадрино на Наумово. Северо-восточнее д. Наумово она быстро погружается и сливается с юго-восточным бортом Среднерусской впадины.

В пределах рассматриваемой тектонической зоны имеет широкое развитие так называемая «перемятая толща» красноцветных пород, с громадными глыбами карбонатных пород пермского и верхнекаменноугольного возраста. Мощность этой толщи на отдельных участках Пучежско-Шадринского антиклинального поднятия достигает 200—300 м. По вопросу геотектонического строения этого района и генезиса перемятой толщи нет еще установившегося мнения. В настоящее время лишь выяснено, что образование этой своеобразной перемятой толщи пород происходило в доюрское время.

Керженецко-Ветлужская зона поднятий расположена к юго-востоку от Городецко-Ковернинского прогиба и проходит в северо-восточном направлении от Балахны через г. Варнавино на г. Ветлугу. Данная валоподобная структура является, по-видимому, северо-восточным продолжением зоны Алатырско-Горьковских поднятий. Она наиболее четко фиксируется по пермским отложениям.

Рассматриваемая зона поднятий осложнена рядом небольших структур третьего порядка. Наиболее хорошо выраженными из них являются Красно-Баковская и Ветлужская структуры.

Красно-Баковская структура расположена в бассейне среднего течения р. Ветлуги близ с. Красные Баки. По данным В. В. Белова, она имеет северо-восточное простирание, с углами падения северо-западного крыла до 1° и юго-восточного 30'. Амплитуда поднятия 25—30 м.

Ветлужская структура находится близ г. Ветлуги, в среднем течении реки того же наименования. По данным И. В. Скворцова, эта складка простирается в северо-северо-восточном направлении. Амплитуда ее 40—45 м, падение ее крыльев не превышает 30', размер 15 на 30 км.

Нижнесурская зона поднятий приурочена к бассейну нижнего течения р. Суры. Геологосъемочными работами в этой зоне выявлен ряд небольших локальных поднятий, из которых наиболее четко выражены Порецкое и Мало-Сундырское.

Порецкое поднятие расположено в зоне южного окончания Нижнесурских поднятий. Оно представляет собой брахиантиклинальную складку, почти меридионального простирания. Амплитуда поднятия 70—80 м, площадь его 10 × 20 км. Оно выводит на поверхность отложения татарского и казанского ярусов. Здесь была пробурена опорная скважина до кристаллического фундамента. Абсолютная отметка залегания фундамента определяется в —1348 м, тогда как в Сундыре она достигает —1593 м (скв. № 1). Следовательно, кристаллический фундамент от Мало-Сундырского поднятия к Порецкому поднимается на 150 м.

Мало-Сундырское поднятие располагается в бассейне нижнего течения р. Сундырь, в 20 км к югу от г. Козьмодемьянска. Оно представляет собой асимметричную складку почти меридионального простирания. Амплитуда

поднятия на западном крыле 60—70 м, а на восточном 30—40 м. Размеры его 10 × 20 км. Поднятие выводит на поверхность отложения сухонской свиты татарского яруса, которые на крыльях последовательно покрываются образованиями верхнетатарского подъяруса.

На площади рассматриваемого поднятия были пробурены четыре глубокие поисково-разведочные скважины. Три скважины (№ 1, 2, 4) вскрыли кристаллический фундамент. Скважина № 3 остановлена бурением в шигровских слоях.

Геологические материалы этих скважин показали, что Мало-Сундырское поднятие фиксируется и по более древним отложениям. Так, амплитуда его по кровле верейских отложений равна 35—40 м, по кровле фаменского яруса 40—45 м, а по более древним слоям девона структура не замыкается и испытывает подъем в северном направлении.

Зона Нижнесурских поднятий, как это видно на структурной карте подошве казанского яруса, отделяется от восточного склона Алатырско-Горьковского поднятия Сурским прогибом. Ось его проходит в долине нижнего течения р. Суры почти в меридиональном направлении, а в районе Васильсурска поворачивает на северо-восток и севернее Козьмодемьянска, по-видимому, сливается с Чебоксарско-Котельничским прогибом.

ГЛАВНЫЕ ВЫВОДЫ ПО СОВРЕМЕННОМУ СТРУКТУРНОМУ ПЛАНУ

Приведенные выше новые геологические данные, полученные в результате опорного и поисково-разведочного бурения, свидетельствуют о том, что прежние представления ряда геологов о структуре внутренней части Русской платформы, основанные на поверхностных геологических данных, существенно изменились.

Глубокое бурение показало, что поверхность кристаллического фундамента, в отличие от прежних представлений, оказалась сложно расчлененной. Кроме того, теперь установлены новые палеотектонические элементы, которые ранее не выделялись. Такими элементами являются Токмовский свод, Рязано-Саратовская впадина и др. Этот последний структурно-морфологический элемент вносит коренную поправку в представление о том, что Среднерусская и Прикаспийская впадины отделены друг от друга поднятием, которое, как предполагал Н. С. Шатский, протягивалось от Воронежского массива в сторону Уфимского плато.

Новые данные глубокого бурения показали, что это поднятие осложнено крупным сравнительно узким прогибом, соединяющим Среднерусскую впадину с Прикаспийской и игравшим существенную роль в истории геологического развития изучаемой территории.

Несмотря на эти новые данные, существенно уточняющие прежние представления о структуре внутренней части Русской платформы, нельзя умалить и того крупного вклада в науку, каким явилось открытие Н. С. Шатским Волго-Уральского свода, не потерявшее своего значения и до наших дней и, безусловно, сыгравшее существенную роль в ориентировке нефтепоисковых работ.

Данные опорного и поисково-разведочного бурения показали, что структура осадочного чехла в пределах центральных областей имеет древнее каледонское основание, что подтвердило точку зрения А. П. Карпинского, допускавшего трансгрессию нижнепалеозойских морских бассейнов во внутреннюю часть платформы. Таким образом, прежние представления ряда геологов о том, что формирование структуры осадочного чехла во вну-

тренней части Русской платформы относится к герцинскому циклу тектогенеза новыми данными не подтвердились.

Сопоставляя структурные планы различных стратиграфических поверхностей осадочного чехла между собой и с поверхностью докембрийского фундамента, можно видеть, что в ряде случаев имеет место несовпадение структурных форм как докембрийского фундамента со структурой осадочного чехла, так и структурных форм внутри осадочного чехла. Эти данные опровергают прежние представления ряда геологов о полном соответствии структурного плана осадочного чехла с поверхностью кристаллического фундамента.

Сопоставляя между собой структурные планы, составленные по подошве казанского яруса, по кровле верейского горизонта среднего карбона и по кровле нижнешигровских слоев франского яруса, можно обнаружить, что они в общих чертах сходны. На всех этих картах отчетливо фиксируются: зона Сухонских поднятий, Среднерусская впадина, Городецко-Ковернинский прогиб, Чебоксарско-Котельничский прогиб.

На структурных картах, составленных по кровле верейского горизонта и по кровле нижнешигровских слоев, кроме того, отчетливо выделяются зоны Окско-Цнинских, Керенско-Чембарских, Сурско-Мокшинских и Жигулевских поднятий.

В упомянутых выше структурных планах лишь Сурско-Мокшинская зона поднятий отражается различно. Так, по кровле верейского горизонта среднего карбона (фиг. 14), так же как и по всем вышележащим горизонтам мезозоя, на всем протяжении этой зоны до Гусихинских дислокаций включительно прослеживается ряд куполовидных и брахиантиклинальных поднятий, разделенных между собой прогибами.

Совершенно другая картина отмечается по девонским слоям (см. фиг. 15, 16). В этих древних отложениях не отмечается куполовидных структур, за исключением, может быть, северной части. На всем остальном своем протяжении Сурско-Мокшинская зона поднятий обрисована в виде структурного носа, не имеющего в своих пределах куполовидных поднятий, которые, как указывалось выше, довольно четко выражены в вышележащих слоях карбона и мезозоя.

Следует отметить также некоторые отличия структурного плана по карбону и девону для Мелекесской впадины. По карбону эта впадина обрисована полностью (см. фиг. 14), а по девону она, по-видимому, открывается в восточном направлении (см. фиг. 15 и 16).

Наконец, отметим еще, что зона Вятских дислокаций в нижних терригенных слоях девона не отражена в виде поднятия (см. фиг. 8).

Таково в кратких чертах соотношение структурных форм в пределах центральной части Русской платформы, по отложениям мезозоя, перми, карбона и нижнешигровским слоям верхнего девона.

Сопоставляя структурный план подошвы среднего девона со структурным планом всех вышележащих поверхностей, можно обнаружить общие черты сходства, а в ряде мест и существенные отличия. Если на всех структурных картах (см. фиг. 14, 15, 17) отчетливо фиксируется Чебоксарско-Котельничский прогиб и зона Вятских поднятий, то по подошве среднего девона (см. фиг. 16) в пределах этих структурных элементов наблюдается противоположная картина. Так, в зоне Чебоксарско-Котельничского прогиба отмечается поднятие в виде крупного структурного носа, а в зоне Вятских поднятий, наоборот, фиксируется прогиб.

Сравнивая отмеченные выше структурные карты с рельефом поверхности докембрийского фундамента на отдельных участках внутренних областей Русской платформы, можно хорошо видеть весьма существенные отличия в структуре осадочного чехла и подстилающего его докембрийского основания.

При сравнении современного рельефа фундамента с рельефом подошвы среднего девона обращает на себя внимание наличие четко очерченной Рязано-Саратовской впадины с максимальным погружением фундамента в районе Каверино.

По другим поверхностям осадочного чехла и, в частности, по подошве нижнецигровских слоев этот участок платформы является приподнятым и соответствует юго-восточной оконечности Окско-Цнинского вала.

Если на карте додевонской поверхности и по другим поверхностям девона отчетливо прослеживается приподнятая полоса Керенско-Чембарских и Окско-Цнинских поднятий, резко отграниченная с юго-запада и северо-востока прогибами, то на карте фундамента этой приподнятой полосы не существует и она представляет собой крутой юго-западный склон резко очерченного Токмовского свода.

В направлении от Токмова к Котельничу в рельефе фундамента фиксируется приподнятая полоса докембрийских пород, постепенно погружающаяся к северу. К востоку и западу от этой полосы отмечается погружение поверхности фундамента. Такой обрисовки структурного плана почти во всем осадочном чехле не наблюдается. Исключением является подошва среднего девона, по которой в северной части между Сундырем и Котельничем фиксируются в общих чертах те же очертания, что и по фундаменту.

Сухонская зона поднятия в рельефе фундамента не отмечается, в то время как в осадочном чехле девона, карбона и перми она обрисована довольно отчетливо.

Зона Вятских поднятий в фундаменте отражена прогибом, а район Глазова располагается в зоне северного погружения Татарского свода.

Среднерусская впадина в рельефе фундамента фиксируется как крупный отрицательный тектонический элемент с весьма сложными очертаниями. Эта впадина отражается и в структуре осадочного чехла с некоторыми отличиями по своей конфигурации.

Из рассмотрения изложенных данных о соотношении структурных форм различных поверхностей можно сделать вывод о том, что сплошной унаследованности структурных форм фундамента со структурными формами осадочного чехла не существует. Также не отмечается полной унаследованности и в структурных планах осадочного покрова. Все это свидетельствует о сложных тектонических преобразованиях и о различном режиме тектонических движений, которые происходили на разных этапах формирования структурных элементов. Поэтому следует иметь в виду, что на обширной территории внутренних областей Русской платформы, мы можем встречаться с различного рода соотношениями структурных поверхностей.

В одних случаях можно наблюдать полное соответствие структурных форм, начиная от поверхности фундамента и кончая четвертичными образованиями; в других — отмечается резкое несоответствие структурных форм в слоях, выступающих на поверхности и залегающих на глубине; иногда поверхностные структуры на глубине не имеют корней, т. е. нижележащие слои оказываются выраженными прогибами. Местами прогибам, выявленным на поверхности земли, на глубине отвечают поднятия; и, на-

конец, часто фиксируется увеличение наклона слоев с глубиной или, наоборот, их выполаживание и т. п.

Все эти явления имеют теоретический и практический интерес и поэтому должны учитываться при различного рода структурных исследованиях и при проектировании поисково-разведочных работ.

Рассматривая размещение структур второго порядка по отношению к структурам первого порядка в пределах внутренней части Русской платформы, можно подметить ряд закономерностей и сделать некоторые выводы.

На карте современного тектонического плана отчетливо видно (см. фиг. 18), что структуры второго порядка размещаются в большей мере в пределах положительных структур первого порядка. Структуры второго порядка, главным образом, располагаются на склонах положительных структур первого порядка и обрамляют их, т. е. простираются параллельно этим склонам. Такое явление, по-видимому, не случайное, а закономерное. Кроме того, следует подчеркнуть, что структуры второго порядка группируются в пределах внутренней части Русской платформы, главным образом, в области Токмовского, Жигулевского и Татарского сводов, что, по-видимому, связано с наибольшей мобильностью этой зоны и с близостью ее к Уральской геосинклинали, а также с особыми условиями тектонических движений во внутренней части платформы всего участка.

В связи с этим обращает на себя внимание тот факт, что в пределах Воронежского массива мы не наблюдаем тех структурных форм, которые характерны, например, для вышеупомянутых сводов. Очевидно, это связано с особенностями развития Воронежского массива, который испытывал прогрессивный подъем в течение всего хода геологической истории и здесь не было той частой смены колебательных движений, что характерно для более восточной части Русской платформы.

В пределах Воронежского массива и его склонов отмечаются, главным образом, структурные террасовидные уступы, осложняющие общий фон моноклинального падения слоев. Указанные дислокации, как это было подмечено ранее В. А. Жуковым, представляют собой слабые флексуобразные перегибы, отражающие, по-видимому, и структурные особенности кристаллического фундамента.

Работами М. М. Москвина, Д. М. Утехина и Л. М. Бириной было установлено, что среди указанных нарушений встречаются брахиантиклинальные поднятия с амплитудой в 50—60 м и углами падения, достигающими 1—2° на крутом крыле.

Ряд пологих куполовидных и брахиантиклинальных поднятий был также зафиксирован в пределах южного крыла Среднерусской впадины.

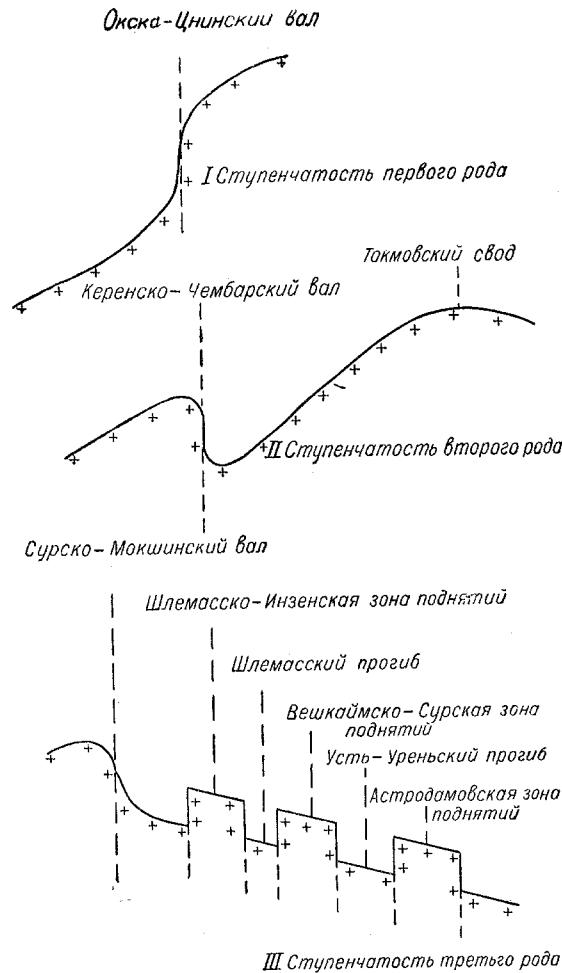
Но в пределах Воронежского массива не оказалось тех структурных форм, которые характерны для других крупных положительных зон поднятий.

Далее следует обратить внимание на тот факт, что крутые крылья структур второго порядка обычно в виде флексуобразных изгибов обращены в стороны впадин первого порядка. Однако в этом закономерном явлении встречаются отклонения, т. е. наблюдаются случаи, когда крутые крылья валоподобных структур обращены в стороны поднятий первого порядка, т. е. в стороны регионального восстания слоев. Характерным примером в этом отношении является полоса Керенско-Чембарских дислокаций и зона Сухонских поднятий. Возникновение таких дислокаций, крутые крылья которых характеризуются флексуобразными изгибами слоев, по-видимому,

обусловлено расколами докембрийского фундамента и передвижением отдельных блоков его по этим расколам. Крутые крылья структур осадочного чехла всегда являются обращенными в стороны опущенных блоков.

Таким образом, склоны докембрийских массивов погружаются, как правило, не плавно, а уступами, т. е. имеют ступенчатый характер. Нами выделяется ступенчатость трех родов, а именно: ступенчатость первого рода — она отражается во флексуриобразных изгибах слоев, обращенных в стороны впадин; ступенчатость второго рода, наоборот, фиксируется во флексуриобразных изгибах слоев, обращенных в стороны региональных поднятий первого порядка; ступенчатость третьего рода характеризуется двусторонними расколами фундамента и выдвиганием по этим расколам отдельных блоков второго порядка (фиг. 19¹).

К этим приподнятым блокам приурочиваются, как правило, положительные зоны второго порядка, отраженные в структуре осадочного чехла. Эти тектонические зоны поднятий отличаются от валоподобных флексуриобразных структур тем, что они имеют сравнительно широкие расплывчатые очертания. Локальные структуры, которые развиты в пределах этих зон, являются как бы разбросанными в шахматном порядке по всей площади поднятия второго порядка, в то время как в зонах валоподобных структур типа Жигулевского и других валов они следуют одна за другой, располагаясь четкообразно вдоль оси вала, прижимаясь к полосе флексуриобразного перегиба слоев. В пределах этих валов отмечается также и кулисообразное расположение локальных структур.



Фиг. 19. Формы блоковой ступенчатости кристаллического фундамента в пределах Русской платформы.

¹ Выдвинутое автором положение о ступенчатости нескольких родов, в частности ступенчатости третьего рода, обусловленной расколами фундамента на значительной площади, с образованием нескольких зон поднятий является дискуссионным и одним из возможных вариантов образования структур третьего порядка. *Ред.*

В связи с изложенным, очевидно, можно сделать вывод, что тектонические формы первого и второго порядка, отраженные в осадочном чехле платформы, генетически связаны с развитием и современным положением поверхности докембрийского фундамента.

Далее, если мы посмотрим на гипсометрическую карту рельефа докембрийского фундамента (см. фиг. 6) и сравним ее со структурными картами осадочного чехла (см. фиг. 14, 15, 16), то заметим, что изогипсы поверхности фундамента в значительной мере простираются параллельно направлению стратоизогипс осадочной толщи. Больше того, как правило, крутые склоны структур фиксируются и по изогипсам фундамента, и по стратоизогипсам осадочного чехла.

Таким образом, по положению изогипс рельефа кристаллического фундамента можно в значительной мере судить о характере дислокаций в осадочной толще. Теперь, очевидно, нельзя сомневаться, например, в том, что кольцеобразный структурный план Саратовских дислокаций тесно связан с очертанием изогипс рельефа кристаллического фундамента (см. фиг. 6).

Из сказанного выше вытекает вывод и о том, что по структурным картам осадочного чехла, в известной мере, можно судить о характере рельефа кристаллического фундамента.

Рассматривая размещение локальных структур третьего порядка в пределах внутренней части платформы, можно заметить, что они закономерно связаны с зонами поднятий второго порядка. Как правило, структуры третьего порядка располагаются на фоне известных нам валоподобных структур второго порядка, причем размещаются они либо линейно, либо кулисообразно, простираясь в том же направлении, что и структуры второго порядка. Наклоны крыльев структур третьего порядка подчинены тем же закономерностям, которые характерны для валоподобного поднятия в целом.

Генетически эти локальные структуры, несомненно, связаны с формированием валоподобных структур второго порядка и являются производными формами последних. Кроме валоподобных поднятий второго порядка (Окско-Цнинский, Сухонский, Керенско-Чембарский, Сурско-Мокшинский, Жигулевский валы и др.) и связанных с ними локальных структур третьего порядка, существует еще другая группа тектонических дислокаций. К таким структурным элементам относятся положительные зоны поднятий, в свою очередь разделенные прогибами, но не имеющие валоподобных очертаний. На фоне этих положительных широких зон поднятий располагаются мелкие локальные структуры с небольшой амплитудой до 20—40 м. Эти структуры по поверхностным слоям обычно имеют расплывчатую форму, и каких-либо закономерностей в их размещении пока подметить не удается. Подобные структурные зоны развиты, например, к северу от Жигулевского вала и к востоку от Сурско-Мокшинского вала. К таким зонам здесь относятся Барышская, Шлемасско-Инзенская, Астродамовская и др.

Каков генезис этих структурных зон сказать пока трудно. Ясно лишь, что они резко отличаются от типичных валоподобных поднятий типа Жигулевского, Сурско-Мокшинского, Керенско-Чембарского валов и др.

Можно предполагать, что эти широкие зоны поднятий расплывчатых очертаний также обусловлены расколами фундамента, но, по-видимому, с двух сторон. Эти двусторонние расколы, может быть, и обусловливали передвижение по ним крупных блоков фундамента и формирование таких зон поднятий.

Таким образом, изложенные выше данные позволяют сделать следующие заключения.

1. Структурный план внутренних областей Русской платформы был создан в результате сложных тектонических преобразований в течение каледонского, герцинского и альпийского циклов тектогенеза. Его современное положение является результатом суммы всех движений, имевших место в течение всего хода геотектонического развития платформы, и характеризуется разнообразием тектонических форм.

2. Полной унаследованности в пределах всех структур, развитых во внутренней части платформы, не существует. В структурных планах по отдельным стратиграфическим поверхностям имеют место существенные отличия.

3. Среди структур второго порядка выделяются два типа: валоподобные структуры с характерными флексуриобразными изгибами слоев, обращенными как в стороны региональных наклонов, так и в стороны поднятий структур первого порядка и структурные зоны широкого расплывчатого очертания.

4. Локальные структуры обычно развиты в пределах поднятий второго порядка и генетически связаны с последними, являясь их производными.

5. Валоподобные структуры второго порядка генетически связаны с формированием структур первого порядка и располагаются, как правило, на их склонах, подчиняясь общей закономерности в отношении простираний последних.

Однако следует отметить, что в пределах Русской платформы встречаются структуры второго порядка, которые секут структуры первого порядка вкрест их простираения, что, по-видимому, связано также с расколами в кристаллическом фундаменте. Какие-либо закономерности в этом явлении пока проследить не удастся.

6. Зоны поднятий, не имеющих валоподобных очертаний, развиты, главным образом, в пределах молодых впадин, например, к северу от Жигулевского вала, т. е. на восточном склоне Токмовского свода.

7. Структуры второго и третьего порядков во внутренней части платформы больше всего развиты в пределах крупных антеклиз или сводовых поднятий, каким, например, является Токмовский свод. Однако не для всех антеклиз это является характерным. Например, на Воронежской антеклизе почти не существует четко выраженных структур, которые характерны для Токмовского свода. Это объясняется, как уже указывалось нами, различным режимом тектонических движений.

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ ЦЕНТРАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ И СОСЕДНИХ РАЙОНОВ

Восстановлением истории геологического развития Русской платформы занимались многие поколения русских геологов. Еще в 1894 г. А. П. Карпинский в своем классическом труде изложил некоторые черты этого развития и связал его с волнообразными колебательными движениями земной коры, а также установил главнейшие направления движений, параллельных Уральскому и Кавказскому хребтам.

А. П. Карпинский более 50 лет тому назад считал, что крупные структурные элементы Русской платформы начали формироваться еще в нижнем палеозое, т. е. в каледонском цикле тектогенеза.

В настоящее время идеи А. П. Карпинского подтверждаются достоверным фактическим материалом, полученным в результате глубокого и, в частности, опорного бурения.

А. Д. Архангельский считал, что начало формирования главнейших структурных элементов Русской платформы относится к девону. Следовательно, их развитие он связывал с герцинским циклом тектогенеза. Примерно такой же точки зрения ранее придерживался и Н. С. Шатский [1945]. Он рисовал обширный выступ фундамента «Сарматский щит», разделяющий две крупные синеклизы — Московскую и Прикаспийскую. Развитие этих крупных элементов антеклиз и синеклиз Н. С. Шатский также связывал с герцинским циклом тектогенеза и полагал, что оно началось в среднем девоне.

В. В. Белоусов [1948] тоже полагал, что начало развития структуры центральных областей относится к среднему девону, т. е. к герцинскому циклу тектогенеза. Кроме того, он ранее считал, что на Русской платформе коренных качественных изменений геотектонического режима не происходит и думал, что план расположения субгеоантиклиналей и субгеосинклиналей очень устойчиво сохранялся в течение герцинского и альпийского циклов тектогенеза.

Мы не останавливаемся подробно на работах, посвященных вопросам строения и развития Русской платформы вообще и ее центральных областей, в частности (как указанных выше, так и других исследователей). Укажем лишь, что этому вопросу посвящены последние работы М. Ф. Мирчинка и А. А. Бакирова [1951], А. А. Бакирова [1954], в которых обстоятельно и критически рассмотрены различные представления о строении и развитии Русской платформы. Результаты этих исследований, безусловно, являются весьма ценным вкладом в теорию геотектонического развития крупных структурных элементов земной коры в связи с изучением их нефтегазоносности. Следуя учению академика И. М. Губкина, который неоднократно указывал на решающее значение тектоники в формировании всех типов нефтяных месторождений и требовал самого тщательного изучения тектонических структур, а также истории и условий их формирования, М. Ф. Мирчинк и А. А. Бакиров успешно развивают это положение И. М. Губкина и своими исследованиями обогащают нефтяную геологическую науку.

Упомянутые авторы впервые опубликовали ряд новых схем формирования структурных элементов первого порядка на Русской платформе в течение каледонского, герцинского и альпийского этапов тектогенеза и в своих выводах подчеркнули, что «изучение палеотектоники Русской платформы имеет не только теоретическое значение для развития геологической науки, но и приобретает большой практический интерес». Следуя этим указаниям, мы стремились в процессе обобщения материалов опорного бурения рассмотреть подробнее вопросы палеотектоники центральных областей и пограничных районов Русской платформы. Наши построения базировались на анализе мощностей и фаций осадочных образований.

Геотектоническое развитие крупных структурных элементов нами прослеживалось на ряде гипсометрических карт путем последовательного наращивания снизу вверх мощностей осадочного чехла. Таким образом, было прослежено развитие поверхности докембрийского фундамента и доживетской поверхности. Кроме того, в целях выяснения особенностей развития как крупных, так и локальных структур по тому же принципу делались профильные пересечения.

В узких рамках этого очерка не представляется возможным сколько-нибудь подробно осветить вопросы истории геотектонического развития структур различных порядков. Поэтому приводим лишь некоторые основные результаты и выводы, которые являются важным итогом опорного бурения и научно-исследовательских работ. Палеотектонические реконструкции докембрийской поверхности позволили установить, что к началу силура на Русской платформе четко оформились три крупных положительных элемента, а именно: Балтийский, Украинско-Воронежский и Окско-Уфимский щиты и ряд впадин: Среднерусская, Рязано-Саратовская, Вятско-Камская, Днестровско-Бугская и др.

В течение силура на западе возникла крупная Прибалтийская впадина и меридиональное поднятие с центром в Локно, последнее отделило Среднерусскую впадину от вновь возникшей Прибалтийской. Коренные преобразования структуры фундамента имели место в течение герцинского цикла тектогенеза на различных его этапах развития. Главнейшими преобразованиями девонского этапа является то, что докембрийский фундамент Окско-Уфимского щита расчленяется на отдельные структурно-морфологические элементы. В результате происшедших тектонических движений возник крупный меридиональный выступ фундамента, протягивавшийся от Покровки на юге и до Котельнича на севере. Восточнее этого выступа четко обособился Татарский свод. Между двумя названными выше положительными элементами фундамента возникла впадина, именуемая в современном структурном плане Мелекес-Радаевской.

Крупные преобразования в структуре фундамента в начале девона произошли в пределах Украинско-Воронежского щита. Этот щит расчленился на два самостоятельных выступа — Украинский и Воронежский, — между которыми возникла крупная Днепровско-Донецкая впадина.

Каменноугольный этап герцинского цикла тектогенеза, так же как и девонский, характеризуется резкой перестройкой структурного плана. В это время к юго-западу от Покровско-Котельничского выступа начинается формироваться Токмовский свод и значительно расширяется Днепровско-Донецкая впадина.

Пермский этап характеризуется полным обособлением крупного Токмовского выступа и исчезновением Покровско-Котельничского. В течение мезозойской и кайнозойской эр произошли новые преобразования. В это время обособляется Жигулевский выступ фундамента и Ставропольский прогиб с северо-восточным простиранием.

Таким образом, анализ развития докембрийской поверхности и приведенное выше описание в новой трактовке ее современного состояния существенно меняет прежние представления о развитии и глубинном строении недр Русской платформы.

Современная геологическая структура докембрийской поверхности возникла в результате сложных тектонических преобразований в период проявления главных циклов тектогенеза — каледонского, герцинского и альпийского. При этом коренные качественные изменения в процессе развития докембрийской поверхности происходили не только в кульминационные моменты указанных циклов, но и в процессе эволюционного развития их.

Современные структурно-морфологические элементы кристаллического фундамента, выделяемые на Русской платформе, не одновозрастны по времени заложения их и, кроме того, в большинстве случаев они отличаются друг от друга по условиям и особенностям формирования.

По времени заложения структурно-морфологические элементы докембрийского фундамента, фиксируемые в современном плане, могут быть разделены: на докембрийские (Балтийский щит), нижнепалеозойские (Белорусский и Брест-Ковельский выступы, Татарский свод, Прибалтийская, Среднерусская, Рязано-Саратовская, Мелекес-Радаевская впадины), девонские (Украинский щит, Воронежский выступ, Донецко-Днепровская впадина, Жигулевский свод), каменноугольные (Токмовский свод).

Отмечаются также и более молодые осложнения в фундаменте, например, впадина, отделяющая южное окончание Токмовского свода от Жигулевского, была заложена в мезозое и продолжала формироваться в третичное время.

Все выделяемые элементы в рельефе фундамента следует рассматривать как тектонические, поскольку их формирование происходило под воздействием тектонических волнообразно-колебательных движений. Волнообразно-колебательные движения обуславливали раскалывание фундамента и неравномерное перемещение его блоков. Это является главной причиной тех преобразований, которые претерпела поверхность кристаллического фундамента Русской платформы в течение каледонского, герцинского и альпийского циклов тектогенеза. Такая точка зрения ранее была высказана А. П. Карпинским, она поддерживалась И. М. Губкиным, и в настоящее время принимается рядом советских ученых.

Современная геологическая структура осадочного чехла исследуемой территории, несомненно, тесно связана с историей формирования поверхности кристаллического фундамента. В процессе развития поверхности докембрийского фундамента происходили преобразования и в структуре осадочного покрова. Этот вывод имеет весьма важное значение для нефтяной геологии, в деле ориентировки и определения направления поисково-разведочных работ на нефть и газ.

Анализируя историю формирования структурно-морфологических элементов докембрийского фундамента, представляется возможным разделить их на ряд типов. Такое деление с учетом новых данных опорного бурения было предложено А. А. Бакировым [1954], который выделяет: щиты, выступы, погребенные своды, погребенные края, впадины, прогибы в пределах плиты. Всем этим элементам фундамента А. А. Бакиров дает генетическую характеристику с точки зрения геотектонического режима их развития. Эта классификация структурно-морфологических элементов фундамента является новым шагом вперед в деле геотектонических построений.

Нами в законченной во ВНИГНИ работе по итогам опорного бурения было выделено несколько типов структурно-морфологических элементов фундамента. Выделение этих типов хорошо увязывается с классификацией тектонических элементов фундамента А. А. Бакирова.

По совокупности ряда факторов, характеризующих историю формирования докембрийского складчатого основания, среди положительных структурно-морфологических элементов мы выделяем три типа: открытый, поверхностный и глубинный.

Открытый тип характеризуется устойчивой тенденцией к поднятию с момента заложения и размывом возможно отлагавшихся в ходе развития осадков. Поэтому докембрийские породы здесь выходят на поверхность (Балтийский и Украинский щиты).

Поверхностный тип характеризуется устойчивой тенденцией преимущественно к поднятию с момента заложения. Периоды погружения были сравнительно невелики, они часто сменялись продолжительными перерывами

с размывом ранее отложившихся осадков. Вследствие этого осадочный чехол над поверхностью фундамента в структурах этого типа имеет сравнительно небольшую мощность (Белорусский, Брест-Ковельский и Воронежский выступы).

Глубинный тип характеризуется значительной мощностью осадочного чехла, залегающего над поверхностью фундамента. В этом типе можно выделить два подтипа:

а) структурно-морфологические элементы древнего заложения (например, Татарский свод), формировавшиеся с момента возникновения на фоне сравнительно интенсивного прогибания земной коры;

б) структурно-морфологические элементы позднего заложения (Токмовский свод), формировавшиеся с момента возникновения на фоне преимущественно восходящих волнообразно-колебательных движений. Это обуславливало значительные перерывы и размыв отлагавшихся осадков в процессе развития свода.

Среди отрицательных элементов можно выделить два типа.

Первый тип — впадины, характеризующиеся устойчивым режимом погружения, полнотой разреза и относительным однообразием фациальных особенностей отложений.

Второй тип — впадины, которые в ходе развития утрачивали тенденцию к погружению и формировались в условиях неустойчивого режима волнообразно-колебательных движений. Такой характер развития обусловил неполноту разреза и разнообразие фациальных особенностей отложений.

Условия литогенеза в выделенных типах структур были отличны, что обусловлено различным характером волнообразно-колебательных движений.

В связи с этим, очевидно, не все элементы докембрийского фундамента и связанные с ними структурные формы осадочного чехла представляют одинаковый интерес для нефтепоисковых работ. Наибольший практический интерес, по-видимому, представляют древние погребенные своды и впадины с устойчивым режимом погружения.

Учитывая, что в пределах Русской платформы нефтеносными являются, главным образом, отложения среднего палеозоя и более молодые осадки, мы считаем целесообразным проследить формирование структуры осадочного чехла с начала среднедевонского литогенеза и до четвертичного периода включительно.

Формирование структуры осадочного чехла, после длительного континентального перерыва, т. е. с начала девонского литогенеза и до современных дней, характеризуется сложными особенностями тектонических преобразований, обусловленных различным режимом колебательных движений.

Формирование структурного плана рассматриваемой территории за указанный отрезок времени протекало непрерывно-прерывисто с неоднократным перерывом постепенности и изменением геотектонического режима колебательных движений. Следовательно, структурный план этой территории не оставался стабильным от живецкого века и до конца альпийского цикла тектогенеза, а претерпевал коренные качественные изменения в процессе формирования, не только в кульминационные моменты на границах крупных циклов тектогенеза, но и в процессе эволюционного их развития.

Главнейшие тектонические преобразования с начала девонского литогенеза в пределах рассматриваемой территории имели место на следующих этапах развития.

1. В течение живетского века происходило постепенное погружение под уровень моря Сурско-Волжского и Нижнекамского выступов фундамента. К концу этого времени упомянутые выступы оставались, однако, в значительной мере еще над уровнем моря. Южная часть Воронежского массива и Котельничский выступ фундамента в живетский век, по-видимому, не покрывались морскими осадками. Развитие структурного плана в течение живетского века происходило унаследованно, без заметных перестроек.

2. В течение нижнецигровского времени, за исключением южной части Воронежского массива, все остальные выступы фундамента значительно погрузились. Лишь в пределах Сурско-Волжского выступа оставались еще островные участки. Каких-либо существенных преобразований в структурном плане за этот отрезок времени не произошло.

3. В течение верхнецигровского и семилукского времени Сурско-Волжский выступ фундамента, по-видимому, полностью погрузился под уровень моря. Участок у с. Покровка, где отсутствуют осадочные образования, возможно, подвергался размыву.

4. В течение воронежского и ливенско-евлановского времени произошли лишь некоторые осложнения в обрисовке структурных элементов, но общие черты их, по-прежнему, характеризуются унаследованным развитием.

5. В течение фаменского века на погруженном юго-западном борту Сурско-Волжского свода обрисовалось поднятие, которое в современном плане фиксируется сокращенной мощностью отложений фаменского яруса на Воронежской структуре Керенско-Чембарского вала.

За рассматриваемый отрезок времени центр наибольшего погружения Среднерусской впадины переместился несколько к югу, в район Каверино. Незначительная миграция центра погружения впадины отмечалась и ранее, а в общих чертах до начала карбона она развивалась унаследованно.

Некоторые структурные преобразования к началу карбона произошли на востоке в пределах Татарского свода. На всей остальной территории структурный план осадочного чехла в течение фаменского века сохранял в основном унаследованные черты развития.

6. В течение каменноугольного периода четко обрисовался Пачелмский свод, в связи с этим исчезла такая крупная структурная единица как Сурско-Волжский свод, который стал моноклиналью или восточным крылом Пачелмского свода; центр Среднерусской впадины переместился далеко на север в район Любим—Иваново, а ее меридиональное простирание в северной части изменилось на северо-восточное. В этот же отрезок времени возникли такие структурные единицы как Яблоновский купол и Сызранский структурный нос. На юге Воронежского массива, по расколу фундамента, опустилась южная часть массива и тем самым расширился северный борт Днепровско-Донецкой впадины, где на породы фундамента легли осадки карбона.

На остальных частях территории развитие тектонических элементов протекало унаследованно, в соответствии с предыдущим структурным планом.

7. В пермский период возник Сухонский вал; Среднерусская впадина получила наиболее четкое северо-восточное простирание; в зоне Котельничского поднятия произошла инверсия, слои осадочного чехла здесь приобрели обратное падение, т. е. они наклонились на северо-восток; значительные преобразования имели место в Волго-Уральских районах Русской платформы.

8. В мезозойскую эру и третичном периоде появился так называемый Кавернинский прогиб, осложнивший юго-восточное крыло Среднерусской впадины; на месте Пачелмского свода возникли Керенско-Чембарское и Токмовское поднятия, разделенные Пензенским прогибом; в районе Сызранского структурного носа обрисовалось полностью замкнутое поднятие, и, таким образом, оформился Жигулевский вал с двумя центрами воздымания; на юго-западном погружении Жигулевского вала в районе Комаровки оформился прогиб, который соединился со Ставропольским прогибом, наметившимся ранее.

Все другие элементы структурного плана испытывали унаследованное развитие, конечно при некотором усложнении их конфигурации.

На современной карте тектонического рельефа подошвы среднего девона (см. фиг. 16) отражены все главные черты палеоструктурного плана, сложившегося к началу четвертичного периода. Однако некоторые усложнения конфигурации структурных элементов имели место и в четвертичном периоде.

Кратко суммированные данные о развитии структуры осадочного чехла с начала девонского литогенеза и до четвертичного периода показывают следующее.

1. Наиболее крупные перестройки структурного плана приурочены к определенным этапам тектогенеза. Эти перестройки фиксируются в конце девона и начале карбона, в конце карбона и начале перми, в конце перми и начале мезозоя, в конце мезозоя и начале третичного времени, а на отдельных участках, например в зоне Жигулевских дислокаций, существенные преобразования имели место и в третичном периоде.

Коренные преобразования структурного плана отмечаются больше всего в восточной половине рассматриваемой территории, где располагаются в настоящее время Токмовский свод, Пензенский прогиб, Керенско-Чембарский вал, Жигулевский вал, Мелекесская впадина и другие структуры.

Все остальные структурные элементы, например, западный борт Среднерусской впадины, Прибалтийская впадина, центральная часть, северный и северо-восточный склоны Воронежского массива, испытывали унаследованное развитие с древних времен.

2. Существенный вывод вытекает из региональных перерывов, а именно, рассматривая пермский этап осадконакопления и тектогенеза и сопоставляя палеоструктурные карты, составленные к началу пермского и мезозойского времени, можно убедиться в том, что там, где вследствие регионального подъема территории осадки перми не отлагались, не отмечается ни роста структур, ни их преобразований. Примером этому могут служить такие палеоструктурные элементы, как Пачелмский свод и Сызранский структурный нос. Там же, где произошло накопление мощных толщ пермских отложений, наблюдаются существенные и даже коренные тектонические преобразования.

Таким образом, из изложенного вытекает вывод, что формирование и рост структурных форм как крупных, так, по-видимому, и мелких происходит, главным образом, в процессе осадконакопления. Этот вывод, вероятно, имеет важное значение для понимания особенностей формирования платформенной складчатости, и поэтому должен учитываться при производстве палеотектонических реконструкций и в других платформенных областях.

3. Рассматривая историю формирования крупных структур осадочного чехла во внутренней части Русской платформы, можно сделать некоторые выводы о времени образования отдельных структур и выделить среди них

некоторые генетические типы, что, по-видимому, может иметь не только научный, но и практический интерес. Тектонические элементы, фиксируемые в настоящее время по комплексу осадочного чехла среднего и верхнего палеозоя и мезо-кайнозоя, возникли или на фоне древних нижнепалеозойских структур, главным образом, прогибов, либо в зонах выступов кристаллического фундамента, в пределах которых происходили расколы и сложные неравномерные перемещения отдельных блоков. По времени заложения, начиная с девонского этапа осадконакопления, структурные элементы, отмечаемые по подошве среднего девона, могут быть разделены: на девонские (Татарский свод, Воронежский свод, Среднерусская впадина, Прибалтийская впадина, Вятско-Камская впадина, Котельничский структурный нос и, возможно, Керенско-Чембарский вал), каменноугольные (Жигулевский вал, Ставропольский прогиб, Сердобский прогиб), пермские (Ожеко-Клязьминский структурный нос, Мелекесская впадина), мезозойские (Токмовский свод и его юго-восточное посообразное ответвление, соответствующее Сурско-Мокшинской полосе поднятий, Пензенский прогиб, Комаровский прогиб).

Из изложенных материалов со всей очевидностью вытекает главнейший вывод о том, что всестороннее детальное изучение колебательных движений, а следовательно, и особенностей формирования структур имеет решающее значение для направления нефтепоисковых работ.

Заканчивая краткое изложение основных геологических результатов и выводов, вытекающих из данных опорного бурения, проведенного в центральных областях Русской платформы, можно заключить, что опорное бурение внесло ценный вклад в познание геологического строения и геологической истории изучаемой территории. Больше того, оно позволило опровергнуть многие прежние представления о глубинной геологии и истории формирования структурных элементов центральной части Русской платформы.

Совокупность всех данных, полученных в результате опорного бурения и других работ, позволяет по-новому, наиболее обоснованно, оценить перспективы нефтеносности центральной части Русской платформы и определить пути дальнейших работ в области поисков месторождений нефти и газа в пределах этой территории.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Госгеолиздат, 1948.
- Архангельский А. Д. Верхнемеловые отложения востока Европейской части России. Материалы для геологии России, т. XXV, 1912.
- Архангельский А. Д. Палеоценовые отложения Саратовского Поволжья и их фауна. Материалы для геологии России, т. XXII, вып. 1, 1905.
- Архангельский А. Д. Геологический очерк Пензенской губернии. Труды экспед. изуч. ест. ист. услов. Пенз. губ., сер. 1, вып. 1, 1916.
- Архангельский А. Д. и Добров С. А. Геологический очерк Саратовской губернии, Издание Саратовского губернского земства, 1913.
- Бакиров А. А. Стратиграфия и палеогеография пермских отложений центральных областей Русской платформы. Труды МФ ВНИГРИ, вып. 1, 1948.
- Бакиров А. А. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности палеозойских отложений Среднерусской синеклизы. Гостоптехиздат, 1948.
- Бакиров А. А. и Мирчинк М. Ф. О некоторых вопросах теории геотектонического развития крупных структурных элементов земной коры в связи с изучением их нефтегазоносности. Нефт. хоз., № 9, 1951.
- Бакиров А. А. Главнейшие черты тектонического развития внутренней части Русской платформы. Сб. статей к геологии центральных областей. Госгеолиздат, 1951.

- Бакиров А. А. Современные представления о геологическом строении кристаллического фундамента Русской платформы. Труды Академии нефтяной промышленности, вып. 1, 1954.
- Белоусов В. В. Фации и мощности осадочных толщ Европейской части СССР. Труды ИГиН АН СССР, вып. 76, сер. (23), 1944.
- Белоусов В. В. О происхождении складчатости. Сов. геология, № 16, 1946.
- Белоусов В. В. Типы складчатости. Голоморфная и идиоморфная складчатости. Сов. геология, № 8, 1945.
- Белоусов В. В. Условия формирования идиоморфной складчатости. Труды инст. теор. геофизики, т. III, 1947.
- Белоусов В. В. Общая геотектоника. Госгеолиздат, 1948.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Гос. научно-технич. изд-во литературы по геологии и охране недр, М., 1954.
- Бириня Л. М. Нижнекаменноугольные отложения центральной части Московской синеклизы (строение, залегание и условия образования). Гостоптехиздат, 1953.
- Грязнов Н. К. О структуре Волго-Камской части Русской платформы, ДАН СССР, т. 77, № 4, 1951.
- Губкин И. М. Урало-Волжская нефтеносная область (Второе Баку). Изд. АН СССР, 1940.
- Егорова Л. Н. Остракоды живецкого яруса центральных областей. ДАН СССР, т. ХСIV, № 3, 1954.
- Карпинский А. П. Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России. Изв. АН, V сер., т. 1, № 1, 1894.
- Карпинский А. П. Общий обзор колебаний земной коры в пределах Европейской России. Собр. соч., т. II, изд. АН СССР, 1939.
- Карпинский А. П. Замечания о характере дислокаций пород в южной половине Европейской России. Горный журнал, т. 3, 1883.
- Лодочников В. Н. К петрологии Воронежской кристаллической глыбы Русской платформы. Геол. ком. Материалы по общей и прикл. геол., вып. 69, 1927.
- Люткевич Е. М. Тектоника севера Русской платформы. БМОИП, новая серия, отд. геол., т. 18 (5—6), 1940.
- Ляшенко А. И. Мосоловский горизонт. ДАН СССР, т. ХСI, № 1, 1953.
- Ляшенко А. И. Воробьевский горизонт. ДАН СССР, т. ХСII, № 1, 1953.
- Мазарович А. Н. Двадцать лет в изучении тектоники Русской платформы. БМОИП, отд. геол., т. XV (51), 1937.
- Митгарц Б. Б. и Толстихина М. М. Основные этапы развития в палеозое докембрийского фундамента в западной части Русской платформы. Материалы по геологии Европейской части СССР, Госгеолиздат, 1952.
- Мирчик М. Ф. и Бакиров А. А. О геотектоническом развитии Русской платформы в связи с изучением ее нефтегазоносности. Нефт. хоз., № 1, 1951.
- Милановский Е. В. Очерк геологии Среднего и Нижнего Поволжья. Гостоптехиздат, 1940.
- Наумова С. Н. и Тихомиров В. С. О возрасте пярнуских слоев. ДАН СССР, т. ХСI, № 2, 1953.
- Наумова С. Н. Споро-пыльцевые комплексы верхнего девона Русской платформы и их значение для стратиграфии. Труды ИГиН АН СССР, вып. 143, 1953.
- Павлов А. П. Краткий очерк геологического строения местности между Свягой, Барышем и Сурой в Симбирской губернии. Изв. геологического комитета, т. VI, № 3, 1887.
- Пермяков Е. Н. Тектоническая трещиноватость Русской платформы. БМОИП, нов. сер., вып. 12/16, 1949.
- Пермяков Е. Н. К познанию геологической истории района Жигулевского купола. БМОИП, нов. сер., т. XIII, 1935.
- Пистрак Р. М. Палеогеография девона Подмосковной котловины и смежных с нею областей. БМОИП, отд. геол., т. X, VI, № 3, 1938.
- Пистрак Р. М. Фации девонских и каменноугольных отложений Русской платформы и связь их со структурой. Труды ИГиН АН СССР, вып. III, геол. сер., № 39, 1950.
- Решения Всесоюзного совещания по выработке общей унифицированной схемы стратиграфии девонских и додевонских отложений Русской платформы и западного склона Урала. Гостоптехиздат, 1951.

Розанов Л. Н. Колебательные движения и формирование платформенных структур. Сов. геология, № 39, 1949.

Сенюков В. М. Геологическое строение Ульяновско-Саратовской синеклизы. Гостоптехиздат, 1947.

Суворов П. Г. Современное состояние поверхности докембрийского складчатого основания Русской платформы. Труды БТЭИ ЦИМТнефти, «Новости нефтяной техники», сер. нефтепромысловое дело, вып. 2, 1955.

Суворов П. Г. Основные черты строения и развития Мелекесской впадины. Труды БТЭИ ЦИМТнефти «Новости нефтяной техники», сер. нефтепромысловое дело, вып. 4, 1955.

Успенская Н. Ю. Об основных типах нефтегазоносных платформенных структур. ДАН СССР, т. III, № 4, 1946.

Форш Н. Н. К методике структурного анализа платформенных тектонических структур. Гостоптехиздат, 1953.

Фотиади Э. Э. К вопросу строения докембрийского складчатого основания Русской платформы. ДАН СССР, т. 57, № 8, 1947.

Филиппова М. Ф. Девон центральных областей Русской платформы. Гостоптехиздат, 1953.

Филиппова М. Ф. Особенности девонских отложений в разрезах Ивановской и Вожгальской скважин. Труды МФ ВНИГРИ, вып. 1, 1949.

Флоренский В. П. и Лапинская Т. А. Кристаллические породы основания Русской платформы по данным глубокого бурения в западной части Жигулевских дислокаций. Сб. Вопросы геологии, добычи и переработки нефти. Труды Моск. нефт. ин-та им. акад. Губкина, вып. 13, 1953.

Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. БМОИП, нов. сер., вып. 2, 1945.

Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы (сравнительная тектоника древних платформ), ст. 1. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1946.

Шатский Н. С. О глубинных дислокациях, охватывающих и платформы и складчатые области (Поволжье и Кавказ). Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1948.

Шатский Н. С. О древнейших отложениях осадочного чехла Русской платформы и о ее структуре в древнем палеозое. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1952.

Шведов М. С. История Московского каменноугольного бассейна в динамическую эпоху. Труды МГРИ, т. XII, 1938.

Шведов М. С. Геологическая история средней части Русской платформы в течение нижнекаменноугольной и первой половины среднекаменноугольной эпох. Гостоптехиздат, 1954.

Широков А. З. Рельеф и структура докембрийского основания Русской платформы. Природа, № 4, 1948.

В. В. Глушко, Я. М. Сандлер

ЗАПАДНЫЕ ОБЛАСТИ УКРАИНЫ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

В составе западных областей Украины выделяются следующие основные тектонические единицы (фиг. 1):

- 1) юго-западная окраина Русской платформы;
- 2) Предкарпатский краевой прогиб;
- 3) складчатая область Советских Карпат;
- 4) Закарпатский внутренний прогиб.

В пределах юго-западной окраины Русской платформы в свою очередь различают:

- 1) Украинский кристаллический массив;
- 2) склон Украинского кристаллического массива с глубинами залегания фундамента от 0 до 2000 м;
- 3) Львовский прогиб.

Не касаясь особенностей строения кристаллического массива, отметим, что его склон покрыт осадочными образованиями кембрия, силура, девона, нижнего карбона, верхней юры, верхнего мела и неогена. При этом все осадочные отложения платформы в западном и юго-западном направлениях от Украинского кристаллического массива, т. е. в сторону Львовского прогиба, полого (5—10 м на 1 км) погружаются. Вместе с этим наблюдается и постепенное увеличение их мощности.

Строение и история развития Львовского прогиба довольно сложны. На основе данных бурения и гравиметрии в этой структуре можно выделить палеозойский, юрский и меловой прогибы.

Палеозойский прогиб выполнен мощной толщей (свыше 2500 м) пород кембрия, силура, девона и карбона. В восточном-юго-восточном направлении палеозойский прогиб замыкается. С юго-запада он ограничен дислоцированными отложениями нижнего палеозоя. На складчатом палеозойском основании и частично на платформе был сформирован юрский прогиб. Мощность осадочных образований, выполняющих юрский прогиб, судя по данным Стрыйской опорной скважины, точно так же как и в Преддобрудженском прогибе, должна быть значительно больше 1000 м.

После мезозойской складчатости в верхнемеловое время в прогибание вовлекается северо-восточное крыло юрского прогиба и значительная часть палеозойской платформы. При этом ось мелового прогиба (Львовской меловой мульды) почти совпадает с осью палеозойского прогиба и проходит по линии Львов—Рава-Русская—Люблин—Варшава. Мощность осадков верхнего мела в Львовском прогибе достигает 900 м.

Во время формирования Предкарпатского краевого прогиба в прогибание было вовлечено и юго-западное крыло Львовского мелового прогиба, вследствие чего меловые отложения оказались перекрытыми мощной толщей неогеновых отложений. Работами С. И. Пастернака и О. К. Смирновой [1948], а затем Д. П. Найдина [1953] было установлено замыкание верхнемеловой мульды в районе Станислава. Последнее доказывается появлением в юго-восточном направлении все более и более древних верхнемеловых пород с одновременным уменьшением их мощности.

Предкарпатский краевой прогиб по своему строению и истории развития подразделяется на Внешнюю и Внутреннюю зоны А. А. Богданов [1949]. Внутренняя зона была заложена на северо-восточном крыле Карпатской геосинклинали. В отличие от Внешней зоны Внутренняя характеризуется сложно дислоцированными породами. Ее юго-западное крыло на расстоянии 5—14 км перекрыто надвинутыми породами флишевых Карпат. При этом Внутренняя зона Предкарпатского прогиба надвинута на Внешнюю зону. Амплитуда надвига достигает 12—15 км.

В строении Внутренней зоны принимают участие отложения верхнего мела, палеогена и неогена. Наиболее древние породы мела и палеогена выходят на поверхность вдоль северо-восточной границы Карпат, слагая здесь ядерные части крупных антиклинальных складок. Эта полоса складок выделяется нами в Бориславско-Покутскую подзону. Структуры, расположенные к северо-востоку от этой подзоны, объединяются в Долинско-Слободскую подзону Внутренней зоны прогиба. Юго-западная часть этой подзоны перекрыта надвигом Бориславско-Покутской подзоны.

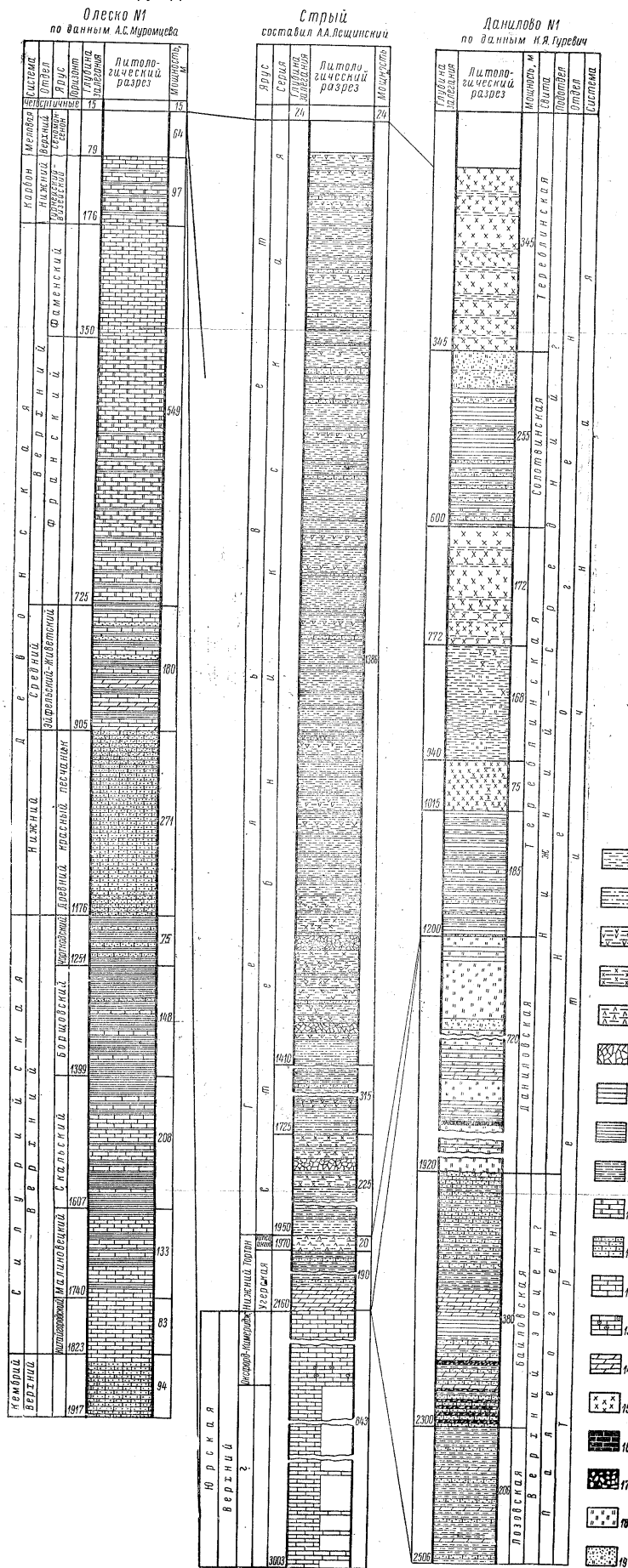
Внешняя зона Предкарпатского прогиба была сформирована на горизонтально залегающих осадках верхнего мела и верхней юры. Она подразделяется на две части: северо-западную, более прогнутую, и юго-восточную, менее прогнутую.

В разрезе пород миоцена, слагающих Внешнюю зону, присутствуют только отложения тортона и нижнего сармата. Это свидетельствует о том, что Внешняя зона начала формироваться гораздо позже, чем Внутренняя. Во Внешней зоне развиты пологие куполовидные структуры и брахиантиклинали, разбитые многочисленными сбросами на блоки.

Северо-восточная граница Внешней зоны проходит по разрыву, по которому юго-западное крыло Львовского мелового прогиба опущено на глубину до 1000 м.

Предкарпатский краевой прогиб с юго-запада ограничен складчатой областью Карпат. Эта область в общем имеет антиклинальное строение. Она состоит из Внутренней и Внешней антиклинальных зон [А. А. Богданов, 1949], между которыми располагается центральная синклиналиная зона или зона Кросно по О. С. Вялову [1953]. Зона Кросно и Внешняя антиклинальная зона (Скибовая зона) по существу представляют северо-восточное крыло Карпатской мегантиклинали. Обе эти зоны сложены мощной толщей палеогенового и верхнемелового флиша и состоят из большого числа чешуй, надвинутых одна на другую в северо-восточном направлении.

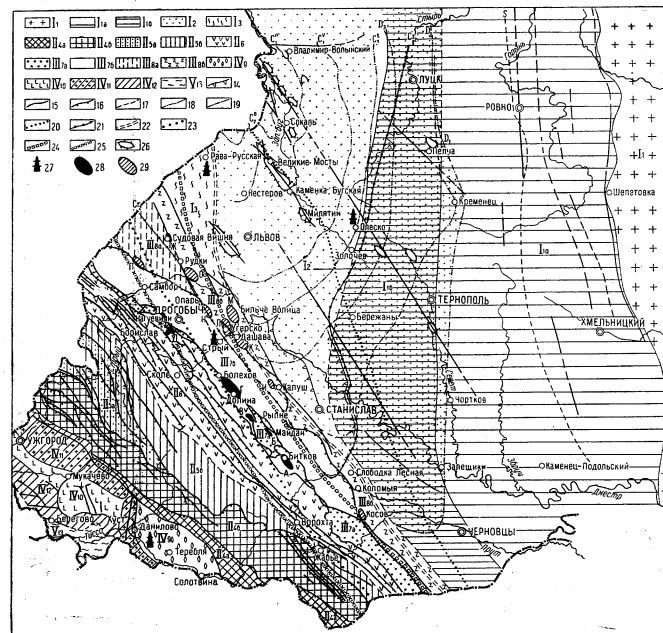
К югу от зоны Кросно располагается Внутренняя антиклинальная зона (зона Магуры), Мармарошский кристаллический массив и зона Утесов. Мармарошский кристаллический массив является внутренним ядром Карпатской мегантиклинали [М. В. Муратов, 1949]. Этот массив в северо-западном направлении постепенно погружается, скрываясь под осадки флиша. На его продолжении располагается зона юрских утесов, к которой с юга примыкает Закарпатский внутренний прогиб, сложенный миоценовым



Фиг. 2. Разрезы опорных сваян западных областей Украины:

1 — глины, 2 — глины песчаные, 3 — глины загипсованные, 4 — глины засоленные, 5 — глины с ангидридом, 6 — глины орехи ровные, 7 — армилиты, 8 — сланцы, 9 — алевролиты, 10 — доломиты, 11 — песчаники, 12 — известняки, 13 — известняки с фауной, 14 — мергели, 15 — суглы, 16 — кремни, 17 — конгломераты, 18 — туфы, 19 — туффы.

Знак 1097.



Фиг. 1. Схематическая тектоническая карта западных областей УССР. Составили: В. В. Глушко, Я. О. Кузнецкий, Я. М. Сандлер, В. Н. Угрюбин, А. В. Хижинков. 1955 г.

I. Платформа. 1а — силовое Украинское кристаллическое массива с глубинами залегания фундамента от 0 до 1000 м, 1б — то же с глубинами залегания фундамента от 1000 до 2000 м, 2 — Львовский палеозойский прогиб, 3 — складчатый нижний палеозой, перерывчатый платформенный мезокайнозойский отложениями.

II. Складчатая область Карпат. 4а — внутренний антеклизиорий, Раховско-Ценинская зона (Мармарошская масса и полоса углесов), 4б — зона Магура, Центральный синклизиорий (зона Кросно), 5а — Ужонь-Дунайская подзона, 5б — Туровско-Набавчанская подзона (Туровская, Горбованская и Дубосская части), 6 — западная антиклиналь (Солотвинская зона).

III. Предкарпатский краевой прогиб. Внутренняя зона. 7а — Понуюто-Бориславская подзона, 7б — Домброво-Слободжанская подзона. Внешняя зона. 8а — Крушинская подзона, 8б — Косово-Угерская подзона.

IV. Закарпатский прогиб. 9 — Солотвинская впадина, 10 — Мугачевская впадина, 11 — Выгорлат-Гутинская зона, 12 — Березовская зона.

V. 13 — впадина Альфельд, 14 — Фленсура, 15 — Обросы, 16 — надвиги, 17 — восточная граница распространения осырта, 18 — граница распространения отложений девона, 19 — граница распространения лужичан, 20 — северо-восточная граница распространения юры, 21 — южная Львовской впадины (граница распространения нампана), 22 — предолесская граница между платформенным и складчатым палеозоем, 23 — зона относительных минимумов значимой силы трюности, совпадающая (продолжающаяся) с осью южного Карпатского прогиба, 24 — зона относительных максимумов значимой силы трюности, связанная (продолжающаяся) с южнокарпатскими складчатыми сооружениями, 25 — зона относительных максимумов значимой силы трюности, связанная (продолжающаяся) с карпатскими складчатыми сооружениями, 26 — антиклинальные поднятия платформенного таща, 27 — опорные синклизиы, 28 — нефтяные месторождения: а) Битков, б) Майдан, в) Рыпне, г) Додина, д) Борислав, е) Натугачки, ж) Судова Вилка, з) Гавола месторождения: а) Косов, б) Калыбо, в) Дашана, г) Угерско, д) Мельничан, е) Озары, ж) Фудия, з) Халдровичи.

молассом. В последнем обычно выделяют три тектонические зоны: Чопскую, Выгорлат-Гутинскую и Солотвинскую [О. С. Вялов, 1953]. Первая и третья зоны сложены осадочными образованиями миоцена, а вторая — андезито-базальтами.

Выгорлат-Гутинская зона отделяет Чопскую зону (впадину) от складчатой области Карпат и от Солотвинской зоны (впадины).

Формирование Чопской и Солотвинской зон связано с мощными разломами, по которым юго-западное крыло Карпатской мегантиклинали было опущено на значительную глубину.

По мнению А. А. Богданова, Чопская впадина отделена от Срединной Венгерской массы разломом, фиксируемым геофизическими данными. Этот разлом проходит по линии Чоп-Берегово (возможно севернее).

Солотвинская впадина на севере ограничена складчатыми Карпатами, на западе и юге — Выгорлат-Гутинской эффузивной зоной. На востоке она прослеживается на территории Румынии, где, вероятно, переходит в Трансильванскую впадину.

СТРАТИГРАФИЯ

В пределах Западных областей УССР за 1947—1952 гг. пробурено три опорные скважины: Олеская, Стрыйская и Даниловская. Первая из них заложена на юго-западном окончании Русской платформы — в восточной части Львовской области (г. Олеско), вторая — Стрыйская находится в пределах Внешней зоны Предкарпатского краевого прогиба — на юго-востоке Дрогобычской области (г. Стрый). Даниловская опорная скважина пробурена в Солотвинской впадине — в юго-восточной части Закарпатской области (с. Данилово).

ОЛЕССКАЯ ОПОРНАЯ СКВАЖИНА

Опорная скважина в Олеско вскрыла наиболее полный разрез палеозойских отложений, известный в пределах юго-западной окраины Русской платформы. До начала бурения этой скважины по р. Днестру были известны выходы силурийских и нижнедевонских отложений, а на Волыни — пород среднего девона (Пелча); кроме этого, структурными скважинами были вскрыты осадки нижнего карбона. Опорная скважина в Олеско впервые вскрыла полный разрез девона — его нижний, средний и верхний отделы; прежде отложения франского и фаменского ярусов на Подоле и Волыни не были известны.

В связи с этим установлен постепенный переход между отложениями нижнего карбона и верхнего девона. В районе Олеско породы силура ложатся на кварциты (кварцитовидные песчаники), возраст которых может быть датирован как ордовик — кембрий (?). В бассейне Днестра известны как ордовик, так и силур. Отложения силура хорошо охарактеризованы фауной брахиопод и, по данным И. Д. Гофштейна [1954], лежат несогласно на глинистых песчаниках молодого горизонта ордовика. О. И. Никифорова, производившая определение фауны по скважине, в разрезе силура выделяет следующие горизонты: китайгородский, малиновецкий, скальский, борщовский и чортковский. Ранее ею эти горизонты были выделены по Днестру.

Отложения силура в районе Олеско имеют значительно большую мощность — 650 м, чем на Днестре — 480 м [О. И. Никифорова, 1948]. Литологические особенности пород силура и нижнего девона в этих двух районах близки. Нижняя часть силура как на Днестре, так и в Олеско

представлена известняками, а верхняя часть — темными глинистыми сланцами. Нижний девон в этих районах выражен в фации пестроцветных песчаников.

Ниже приводится разрез скважины по данным А. С. Муромцева (фиг. 2). Сверху до 79 м пройдены и четвертичные и меловые отложения, залегающие несогласно на нижнекаменноугольных отложениях.

Карбон. Нижний карбон представлен двумя ярусами: турнейским и визейским. В их разрезе преобладают известняки серые, крепкие, кристаллические, местами доломитизированные и окремненные, часто битуминозные и содержат тонкие прослои сланцев глинистых, серых и темно-серых, некарбонатных. В нижней части разреза — чередование сланцев, известняков и доломитов. Мощность нижнего карбона 97 м.

Девон. Верхний девон — фаменский и франский ярусы. По характеру пород здесь можно выделить следующие литологические разности (сверху вниз):

а) известняки серые, темно-серые и коричневые, крепкие, местами доломитизированные с гнездами и трещинами, выполненными кальцитом; здесь встречаются членики криноидей;

б) известняки глинистые, темные, плотные с многочисленными ядрами брахиопод и члениками криноидей. Здесь определены *Camarotoechia* sp., *Cyrtospirifer* ex gr. *verneuili* M u r c h., *C. archiaci* M u r c h. и др.;

в) чередование доломитов и известняков коричневых, крепких песчаных, местами битуминозных; иногда в кавернах они содержат примазки темного твердого битума;

г) доломиты светло-серые и темно-серые, песчаные, местами битуминозные, крепкие, с гнездами и прожилками кальцита и с прослоями серых сланцев;

д) переслаивание известняков и доломитов с глинистыми сланцами. В интервале 646—650 м известняки переполнены фауной *Cyrtospirifer* ex gr. *verneuili* M u r c h., *Atrypa* sp. и др.;

е) глины и глинистые сланцы серые, зеленые, плотные, известковистые. Мощность верхнего девона 549 м.

Средний девон — живетский и эйфельский ярусы. Отложения среднего девона представлены толщей чередующихся между собой глинистых сланцев и кристаллических известняков с редкими прослоями песчаников серых, известковистых, плотных; в верхней части количество песчаников увеличивается. В нижней части отмечаются мергели зеленые, а также прослой и пласты гипса.

В интервале 775—781 м в известняках определена *Estheria* sp., *Atrypa* sp. На глубине 787—817 м в мергелях встречена лингула и мелкие обломки ребристой фауны. Мощность среднего девона 180 м.

Нижний девон — древний красный песчаник. Однородная толща пестрых песчаников — от красно-бурых до серо-зеленых и белых; они обычно известковистые, слюдястые, плотные, местами глинистые. В отдельных частях песчаники переходят в крупные разности и приобретают вид гравелитов. В них наблюдаются зеркала скольжения, а также отмечены обломки рыб, среди которых определены *Pteraspis rostrata* A g., *Leptodomus* sp., *Acanthodes* sp., *Psammosteus* sp. и др. Мощность нижнего девона 271 м.

Силур. В разрезе силура выделены следующие горизонты.

1. Чортковский горизонт мощностью 75 м сложен сланцами темно-серыми, слюдястыми, песчаными, грубослоистыми, известковистыми с фауной *Tentaculites* sp., с прослоями песчаников и известняков с *Edmondia*

podolica Siem., *Leptodomus* sp., *L. podolicus* Siem., *Lingula rugosa* Kozl. и др.

2. Борщовский горизонт имеет мощность 148 м; он представлен сланцами темно-серыми, слабопесчанистыми, известковистыми с прослоями известняков, в которых встречена обильная фауна спириферид и остатки рыб — *Spirifer (Howellella) angustiplicatus* Kozl., *Ostracoda*, *Atrypa* sp., *Crinoidea* sp.

3. Скальский горизонт мощностью в 208 м в верхней части выражен сланцами темно-серыми, известковистыми с прослоями известняков, ниже которых идут известняки темно-серые, кристаллические, плотные с прослоями темных сланцев. Из фауны здесь определены *Dayia navicula* Sow., *Crinoidea* sp., *Schellwienella* sp., *Leptodomus podolicus*, Siem.

4. Малиновецкий горизонт имеет мощность 133 м; в его строении преимущественно участвуют известняки темно-серые, глинистые, плотные, кристаллические с прослоями серых сланцев. Фауна представлена остракодами — *Bevrichia* ex gr. *slovata* Kolmodin, *Bythocypris* cf. *numeralis* Kummegow.

5. Китайгородский горизонт мощностью 83 м представлен известняками глинистыми, темно-серыми, местами сильно доломитизированными, с зеркалами скольжения. Здесь встречены *Spirifer (Eospirifer)* cf. *radiatus* Sow., *Dolerorthis* cf. *rustica* Sow.

Общая мощность силура 647 м.

Ордовик-кембрий (?). Эта толща сложена песчаниками кварцитовидными, белыми, плотными со следами оруденения. Вскрытая мощность 94 м.

Весь разрез палеозойских отложений по опорной скважине Олеско характеризуется пониженной пористостью. Для пород карбона и девона пористость составляет в среднем 1—2%; в более древних силурийских отложениях пористость составляет доли процента. По многочисленным образцам пород угол наклона по всему стволу скважины составляет 3—5°.

СТРЫЙСКАЯ ОПОРНАЯ СКВАЖИНА

Опорная скважина заложена во Внешней зоне Предкарпатского прогиба и в соответствии с проектным разрезом должна была вскрыть флишевые отложения палеогена и породы нижнего миоцена. При этом исходили из данных о том, что в районе Стрия на глубине должен находиться погребенный вал (Добрудженский), на юго-западном склоне которого происходит выклинивание палеогеновых отложений Внутренней зоны прогиба.

Стрыйская опорная скважина с глубины 2160 м и до забоя 3003 м вскрыла мощную толщу юрских отложений, представленную известняками. При этом следует указать, что юра такой мощности (более 800 м) не была известна в пределах западных областей УССР. К северо-востоку от Стрия мощность юрских отложений составляет около 100—300 м.

В разрезе опорной скважины отсутствуют отложения верхнего мела, и здесь непосредственно на юре залегают миоценовые породы, представленные угерской, гипсоангидритовой (тирасской) и стebníкской сериями.

Литологическая характеристика пород, пройденных Стрыйской опорной скважиной, по данным А. А. Лещинского (см. фиг. 2), следующая.

Под четвертичными отложениями мощностью 24 м залегают верхнетретичные отложения.

Гельвет. Стебнікская серия. По литологическим особенностям в отложениях стebníкской серии можно выделить три толщи;

к верхней относятся глины пестрые — серые, зеленовато-серые, зеленые, бурые и красно-бурые от слабо до сильно песчаных, известковистые, слюдяные. Они обычно сильно перематы, с зеркалами скольжения, иногда плотные и местами расланцованные; в отдельных участках глины загипсованы, реже засолены. Среди глин встречаются прослойки песчаников серых, мелкозернистых и алевролитов; кроме того, отмечаются прослойки брекчий, состоящие из обломков глин и алевролитов; мощность 1386 м.

В средней части наблюдается чередование алевролитов зеленовато-бурых, песчаных, известковистых, слюдяных, плотных и глин такого же цвета — пятнистых, песчаных, известковистых, слюдяных. Мощность 315 м.

В основании серии находятся глины темно-серые и бурые, местами сильно перематые — брекчиевидные, известковистые, песчаные, слюдяные, плотные с прослоями алевролитов и прожилками гипса. Мощность 225 м.

По комплексам микрофауны отложения стебникской серии делятся на три части: до глубины 980 м микрофауна представлена разнообразными фораминиферами — *Bolivina subdilata* P i s c h. (in coll.), *Eponid^s* sp., *Cassidulina globogulina* I v. (in coll.), *Globigerina brevispira* S u b b., *Gl. pseudedita* S u b b. и др.

В интервале 980—1540 м среди фораминифер преобладает глобигериновый комплекс. Мощность стебникской серии по разрезу без учета углов падения и зон перематости — 1926 м.

Нижний торгон. Тирасская гипсоангидритовая серия. В разрезе скважины тирасская серия представлена черными ангидритизированными глинами с включениями гипса.

К северо-востоку от Стрыя эта серия сложена гипсами и ангидритами с незначительной примесью терригенного материала. Это обстоятельство свидетельствует о фациальной изменчивости отложений тирасской серии в юго-западном направлении и может указывать на местоположение области сноса. Мощность серии 20 м.

Угерская серия нижнего тортона выражена двумя толщами, из которых верхняя мощностью 145 м представлена алевролитами темно-серыми, зеленовато-серыми, известковистыми, слюдяными с включениями глауконита и прослоями песчаников мелкозернистых, известковистых; встречаются тонкие прожилки гипса и ангидрита. Нижняя часть мощностью в 45 м сложена мергелями зеленовато-серыми, плотными, с раковистым изломом и включениями обуглившегося детритуса.

Верхняя юра. Во внешней зоне Предкарпатского краевого прогиба юрские отложения вскрыты скважинами в районах Стрый, Угерско, Рудки и Судовая Вишня. В пределах этих районов верхнеюрские отложения представлены известняками.

В разрезе опорной скважины известняки светло-серые с кремевым оттенком, преимущественно органогенные и органогенно-обломочные, оолитовые, а также скрытокристаллические; они плотные и содержат прожилки кальцита. Вскрытая мощность 843 м.

В известняках встречена макрофауна, среди которой С. И. Пастернак определил *Nerinea* cf. *ursicinensis* var. *minima* (G u r o w), *Nerinea* sp., *Stylophora* cf. *neumayri* A l t h, *Turbo* sp. и др. Микрофауна определена Л. Г. Даин и представлена *Spirophthalmidium*, *Textularia*, *Quinqueloculina*, *Pseudocyclamina* и др.

Следует указать, что в районе Угерско под известняками верхней юры были вскрыты дислоцированные темные аргиллиты, которые по аналогии с Рава-Русской могут быть отнесены к верхнему силуру.¹

Исходя из этого, в районе Стрыя под толщей известняков следует ожидать наличие дислоцированных пород палеозоя.

ДАНИЛОВСКАЯ ОПОРНАЯ СКВАЖИНА

В соответствии со стратиграфической схемой И. Б. Плепакова миоценовые отложения Закарпатья подразделяются на следующие серии и свиты третичного возраста (снизу вверх).

Бурдигал (?) - гельвет. Тиссенская серия. Она состоит из трех свит:

а) терблинская свита мощностью более 250 м представлена солью с примесью глин;

б) солотвинская свита имеет мощность 1350 м; она выражена глинами с прослоями песчаников и реже туфов;

в) хустецкая свита мощностью 1000 м сложена глинами с редкими прослоями песчаников; в основании свиты находится горизонт новоселицких дацитовых туфов, мощностью до 300 м.

Тортон. Тересвинская серия. В ней содержатся следующие свиты:

а) няговская свита представлена глинами с прослоями песчаников; в основании залегают конгломераты мощностью 100—200 м. Общая мощность 600 м;

б) тячевская свита мощностью 1300 м выражена чередованием мощных пластов глин и песчаников; в основании находится 2-метровый слой вулканического туфа;

в) вульховецкая свита в нижней части представлена массивными песчаниками, а в верхней — глинами с прослоями конгломератов. Мощность 700 м.

Апшинская серия состоит из четырех свит — бешикурской, бесхевской, стрембинской и прегудской, сложенных конгломератами, песчаниками и глинами. Мощность серии 2600 м.

Сармат. Выщювская свита имеет мощность 700 м; она представлена глинами с прослоями песчаников.

Липшинская свита мощностью 400 м сложена глинами с прослоями песчаников и туфов; встречаются пласты бурого угля.

Паннон. Изовская свита мощностью 200 м представлена туфами и туффитами.

Гутинская свита мощностью 600 м представлена андезитами и туфами.

Ильницкая свита сложена глинами, песчаниками и туфами. Мощность 600 м.

Почти по всему разрезу миоцена между сериями и свитами устанавливается несогласие. Для миоценовых отложений Закарпатья существует еще ряд стратиграфических схем.

Даниловская опорная скважина была заложена в присводовой части Данилово-Терблинской антиклинальной складки. Сверху здесь вскрыты только нижние свиты миоцена — терблинская и солотвинская. Ниже

¹ В последнее время в темно-серых аргиллитах скважины Угерско найден обломок граптолита.

тереблинской свиты в интервале 1200—1920 м встречена толща туфов, которая впервые установлена в основании миоценовых отложений Закарпатского прогиба; указанная толща К. Я. Гуревич названа даниловской свитой и сопоставляется ею с подсолевыми туфами Трансильванской впадины, где они, по данным А. Коха, с угловым несогласием перекрывают породы палеогена.

Под спокойно залегающими туфогенными породами даниловской свиты на глубине 1920 м была вскрыта часть сильно дислоцированных эоценовых отложений (байловская и лозовская свиты), которые не были здесь известны. Эоценовый возраст пород был установлен палеонтологом ВНИГРИ Е. В. Мятлюк по комплексу фораминифер, который сопоставляется с фауной эоцена Скибовых Карпат.

Миоценовые отложения, вскрытые опорной скважиной, представлены даниловской, тереблинской и солотвинской свитами. Здесь, по характеру (форме) строения соляного штока, скважина вначале вскрывает тереблинскую свиту, затем проходит по породам солотвинской свиты, под которыми нормально залегают тереблинская свита.

Ниже приводится разрез скважины по данным К. Я. Гуревич (фиг. 2).

Нижний-средний миоцен. Тереблинская свита — мощность 345 м. В строении этой свиты принимает участие соль серая, иногда белая, крупнокристаллическая с примесью и, реже, прослоями глин серых, слабо известковистых, слюдистых, сланцеватых и включениями песчаника. В глинистом материале встречены единичные экземпляры фораминифер.

Солотвинская свита — мощность 255 м. Верхняя часть свиты мощностью 55 м сложена туфами и туффитами зеленовато-серыми, темно-серыми, плотными с включениями глин серых, сланцеватых; ниже этой пачки идут аргиллиты темно-серые, песчаные, известковистые, чередующиеся с алевролитами серыми, известковистыми, плотными. Редко встречаются прослойки туфов.

Тереблинская свита — мощность 600 м. По характеру развитых пород здесь можно выделить следующие пачки: а) соль серая, крупнокристаллическая с прослоями соленосных глин — мощность 172 м; б) глины соленосные серые и темно-серые, известковистые с включениями туфогенных пород — мощность 168 м; в) соль, аналогичная, вышеописанной мощностью 75 м; г) чередование аргиллитов и алевролитов темно-серых, известковистых с тонкими прослоями песчаников серых, мелкозернистых и туффитов, мощность 185 м.

Даниловская свита — мощность 720 м. В верхней части даниловской свиты мощностью 250 м развиты туфы зеленовато-серые, местами карбонатизированные; они в основном кристалловитрокластические, измененные и содержат прослойки туффитов и аргиллитов. Нижняя часть свиты сложена чередованием туфов кристаллических, витрокластических, светло-серых и зеленоватых, плотных, трещиноватых; аргиллитов темно-серых, известковистых и мергелей темно-серых, почти черных.

Верхний эоцен. Байловская свита — мощность 380 м. Сложена свита пестроцветной толщей красно-бурых, зеленовато-серых и серых песчаников, алевролитов, аргиллитов и мергелей; в основании свиты залегает горизонт конгломератов и гравелитов мощностью 40 м; углы падения пород измеряются 20—45°.

Лозовская свита — мощность 206 м. Представлена свита алевролитами серыми и темно-серыми, сильно известковистыми с прослоями песчаников

серых оттенков, мелкозернистых, известковистых и мергелей серых и темно-серых, плотных; углы падения пород 50—70°.

Все разности пород сильно перемяты, с зеркалами скольжения и напоминают брекчию.

ТЕКТОНИКА

Одним из узловых вопросов тектоники Предкарпатского прогиба является выяснение строения его допалеогенового основания в связи с приуроченностью нефтяных месторождений к отложениям палеогена и мела.

Основываясь на фациальном анализе осадков миоцена, материалах геофизики и на общих региональных соображениях, геологи, занимающиеся Карпатами и их предгорьем, уверенно утверждают, что на границе Внутренней и Внешней зон Предкарпатского прогиба располагается ныне глубоко погруженная складчатая палеозойская гряда, являющаяся продолжением Келецко-Сандомирского кряжа и Добруджи. Это палеозойское сооружение примыкает к юго-западному окончанию Русской платформы по разломам. Существование гряды обусловило резкое различие фаций меловой системы в геосинклинали и на платформе. Она же явилась северо-восточной границей распространения отложений палеогена и нижнего миоцена.

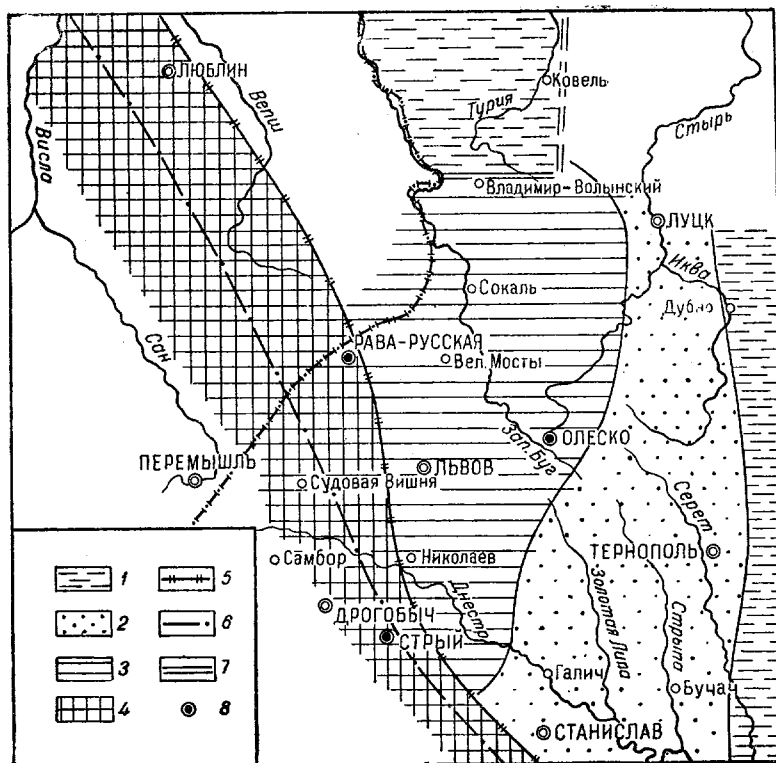
Однако мощная толща юрских отложений, вскрытых опорным бурением в Стрые и разведочным бурением в Угерско, Рудках и Рава-Русской, а также данные новейших сейсмических работ в прогибе и на платформе не позволяют согласиться с вышеприведенной точкой зрения о местоположении погребенных герцид и, следовательно, не позволяют согласиться с установленным мнением о глубинном строении прогиба. Ниже приводятся соображения о глубинном строении Предкарпатского прогиба и платформы, основанные на материалах опорного бурения и других данных, при этом особенности их строения рассматриваются совместно, во взаимосвязи, ибо только при таком подходе может быть правильно решена интересующая нас проблема.

Как уже отмечалось, палеозойские отложения в западном направлении от Украинского кристаллического массива полого погружаются с одновременным увеличением их мощности. Фациальные особенности и значительная мощность — 2000—2500 м — осадочных образований являются основанием для выделения на юго-западном крае Русской платформы палеозойского прогиба. Восточная граница этого прогиба проходит по линии Дубно—Кременец—Трембовля, т. е. по линии, ограничивающей распространение девонских отложений. Западная-юго-западная граница палеозойского прогиба до самого последнего времени оставалась неясной. Буровыми работами в Рава-Русской, Угерско и Слободке Лесной под спокойно залегающими отложениями мезозоя вскрыты дислоцированные нижнепалеозойские (верхний силур) породы. К востоку от Рава-Русской под мезозойскими осадками залегают породы нижнего карбона. Таким образом, граница складчатого и платформенного палеозоя располагается между гг. Рава-Русская и Великие Мосты и, вероятно, совпадает с осью относительных минимумов значения силы тяжести, проходящей через Дашава—Рава-Русская—севернее Люблина и южнее Варшавы (фиг. 3).

Авторы полагают, что по этой линии складчатый палеозой надвинут на прогиб, вследствие чего его западное крыло оказалось на значительном расстоянии перекрытым надвигом. К северо-востоку от надвига в палеозой-

ских отложениях выявлены пологие антиклинальные поднятия, имеющие северо-западное простирание (поднятия Великих Мостов, Каменки Бугской, Городна, Львова и левобережья Днестра). По мере удаления от складчатой области в сторону Украинского кристаллического массива пликативная дислоцированность палеозойских отложений постепенно затухает.

По геофизическим данным к востоку от г. Львова известны разломы в кристаллическом фундаменте, простирание которых в общих чертах



Фиг. 3. Схема палеозойской тектонической структуры Западных областей УССР.

1 — силур, 2 — девон, 3 — карбон, 4 — складчатый нижний палеозой, 5 — северо-восточная граница складчатого палеозоя, совпадающая с осевой зоной относительных минимумов значений силы тяжести, 6 — осевая зона относительных максимумов значений силы тяжести, 7 — Владимир-Волынский разлом, 8 — опорные скважины.

параллельно краю складчатого палеозоя. Вполне возможно, что и осадочные породы палеозоя затрагиваются этими разрывами. Некоторым доказательством сказанного может служить разрыв в палеозойских отложениях, проходящий через Миятин.

В восточном-юго-восточном направлении нижнекаменноугольные отложения, выполняющие палеозойский прогиб, выклиниваются. Одновременно с этим мощность нижнего палеозоя уменьшается. Все это говорит о замыкании палеозойского прогиба и о том, что, начиная примерно со Станислава, складчатый палеозой отделяется от платформы краевым швом [Д. П. Найдин, 1953].

Согласно данным бурения в строении складчатого палеозоя (Рава-Русского поднятия или Средне-Висленского гребня) принимают участие

силурийские осадочные образования. Более молодых осадков палеозоя здесь, вероятно, нет. К северо-востоку от Равы-Русской располагается Брест-Ковельское поднятие, с юга ограниченное мощным разрывом. Это поднятие было сформировано в каледонское время [Г. Х. Дикенштейн, 1953].

В Предбруджелском прогибе, по данным Гофштейна И. Д., под толщей юрских осадков располагается складчатый нижний палеозой предположительно каледонского орогенеза. Приведенные факты являются основанием для того, чтобы предположить каледонский возраст дислокаций в Раве-Русской. Если это так, то можно считать, что в пределах западных областей Украинской ССР и Бессарабии Русская платформа ограничена не герцинидами, как ранее считалось, а каледонидами. Граница между платформой и каледонидами на этой большой территории проходит по линии Варшава—Люблин—Рава-Русская—Дашава—Коломыя—Хуши—Комрат—устье р. Днестр.

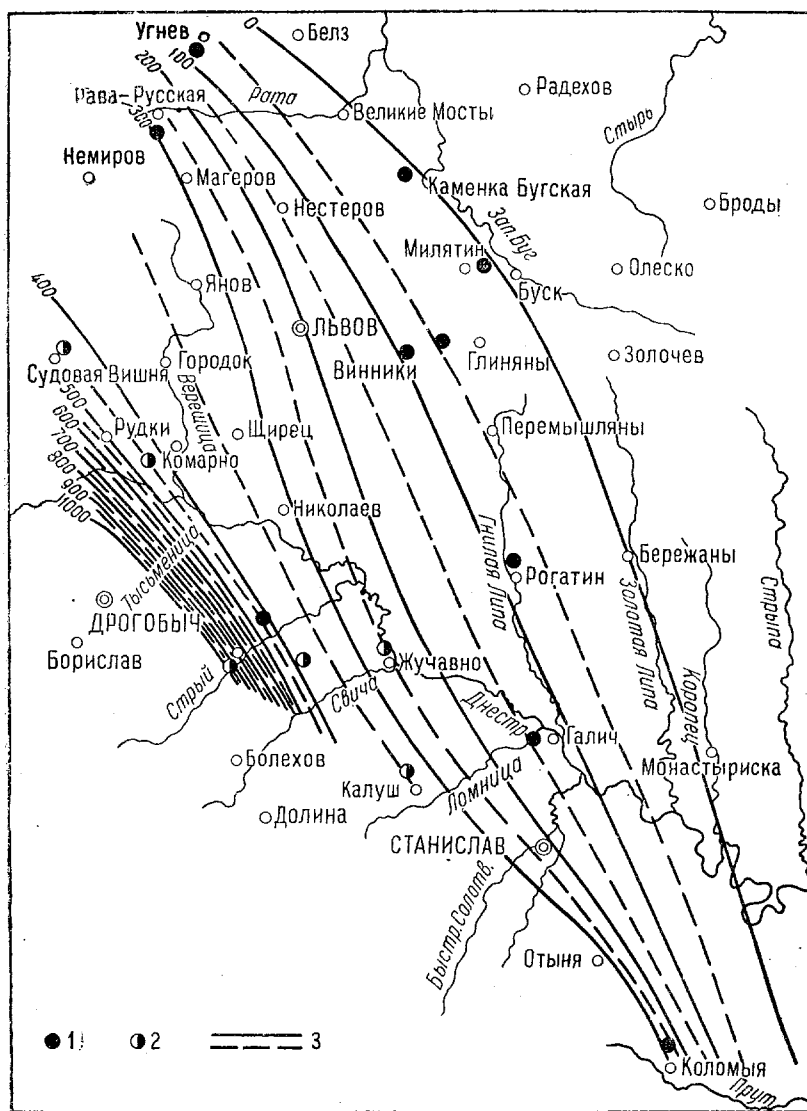
Совершенно естественно, что герциниды, связывающие Добруджу и Келецко-Сандомирские складки, должны располагаться южнее указанной полосы каледонид. Согласно данным геофизики можно считать, что герциниды Келецко-Сандомирских гор, вернее осевая зона наивысших поднятий этой складчатой системы, проходит примерно по линии Перемышль—Самбор. В районе Борислава они скрываются под флишевые Карпаты, располагаясь по линии Сколе—Ворохта. На территории Румынии герцинские складчатые сооружения отчетливо прослеживаются в Добрудже.

После герцинского орогенеза на каледонском складчатом основании и частично на платформе в юрское время был сформирован Предгорный прогиб. Согласно данным опорного бурения в Стрые мощность карбонатных осадков юры, выполняющих Предкелецко-Сандомирский прогиб, превышает 845 м. Как и Придобрудженский юрский прогиб, Предкелецко-Сандомирский прогиб имеет асимметричное строение: юго-западное крыло крутое, северное — пологое. Об этом свидетельствует распределение мощностей отложений юры¹ (фиг. 4). Так, в Стрые мощность юры превышает 845 м, в Угерско — 300—400 м, а в Винниках—Милятин — 50—100 м. Мы обладаем еще слишком ограниченными материалами для того, чтобы вполне определенно наметить контуры юрского Предкелецко-Сандомирского прогиба. Поэтому нижеприводимые рассуждения имеют значение предположения, основанного на отрывочных данных и общих региональных соображениях.

На крайнем северо-западе ось юрского прогиба проходит между гг. Сандомир и Люблин. К югу от этой оси располагаются герцинские складчатые сооружения Келецко-Сандомирских гор, а к северу — сложнодислоцированные породы Средневисленского гребня [Н. С. Шатский, 1946], перекрытые отложениями мезозоя и выявленные бурением в Раве-Русской. К юго-востоку эта ось, вероятно, проходит к югу от Судовой Вишни, через Дрогобыч, Болехов, Долину, Битков и Жабье. На северо-западе Предкарпатского прогиба она совпадает с наиболее глубоко опущенной частью Внешней зоны, а на участке Дрогобыч—Битков — с Внутренней зоной прогиба. Далее к юго-востоку юрский прогиб уходит под Карпаты. На

¹ В связи с невыясненным стратиграфическим положением пестроцветных пород, которые подстилают верхнеюрские отложения, их мощности (0—140 м) не учтены при составлении схематической карты (принадлежность их к верхней юре вполне возможна).

территории Румынии и Молдавской ССР ось юрского прогиба выходит из-под Карпат и четко прослеживается вплоть до Черного моря, располагаясь к северу от Добруджи.



Фиг. 4. Схематическая карта мощностей верхнеюрских отложений юго-западной окраины Русской платформы. Составил Я. М. Сандлер. 1954 г.

1 — площади, на которых пройдены верхнеюрские отложения, 2 — площади, на которых синклины остановлены в отложениях верхней юры, 3 — линии равных мощностей.

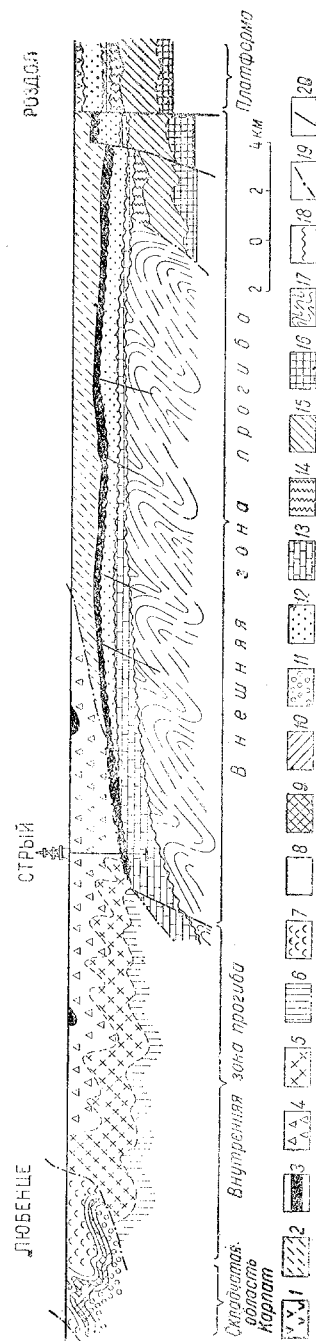
Исходя из всего вышесказанного, можно полагать, что Предкарпатский краевой прогиб имеет неоднородное основание.

Северо-западная часть Внутренней зоны прогиба в основании имеет герцинское складчатое сооружение, находящееся на продолжении Келецко-

Сандомирских гор; центральная часть Внутренней зоны и северо-западная Внешней, являющиеся наиболее глубоко погруженными частями Предкарпатского прогиба, были сформированы на юрском прогибе. Наконец, юго-восточная часть Внутренней зоны в основании имеет складчатый нижний палеозой (каледониды), а юго-восточная часть Внешней зоны расположена на юго-западном крыле Львовского мелового прогиба. В соответствии с этим находится и распределение фаций миоценовых отложений Предкарпатского прогиба. Так, на северо-западе и юго-востоке прогиба широкое развитие получили песчаники, гравелиты и конгломераты. В центральной части отложения миоцена представлены песчаниками и глинами, содержащими значительное количество хемогенных осадков (поваренная и калийная соли, гипсы и ангидриты). Конгломераты в этой части прогиба отсутствуют. Распределение мощностей миоценовой молассы показывает, что наиболее интенсивно погружалась центральная часть Внутренней и северо-западная часть Внешней зон Предкарпатского прогиба.

Таким образом, материалы, полученные Стрыйской опорной скважиной, позволяют говорить об открытии юрского Предкелицко-Сандомирского прогиба и в связи с этим по-новому представлять глубинное строение и историю развития Предкарпатского краевого прогиба и примыкающей части Русской платформы. Кроме этого, Стрыйская опорная скважина доказала, что амплитуда надвига Внутренней зоны на Внешнюю не меньше 12 км и что граница распространения палеогеновых и нижнемиоценовых отложений располагается южнее г. Стрый (фиг. 5).

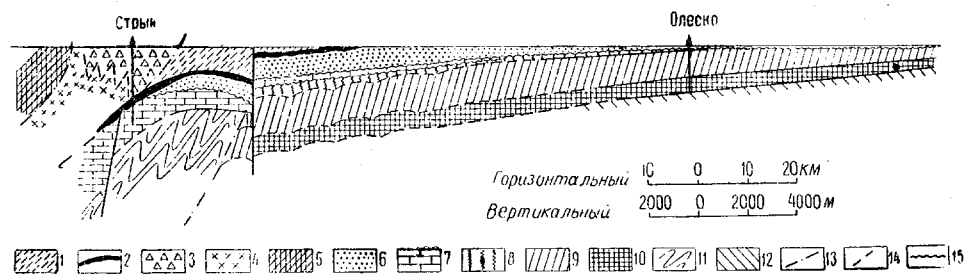
Олеская опорная скважина позволила уточнить строение палеозойского прогиба в пределах юго-западного окончания Русской платформы. Бурением этой скважины установлено, что докембрийские породы в районе Олеско залегают на глубине не менее 2000 м. Опорное бурение вместе



Фиг. 5. Геологический профиль через предкарпатский краевой прогиб по линии Любенец—Стрый—Роздол.

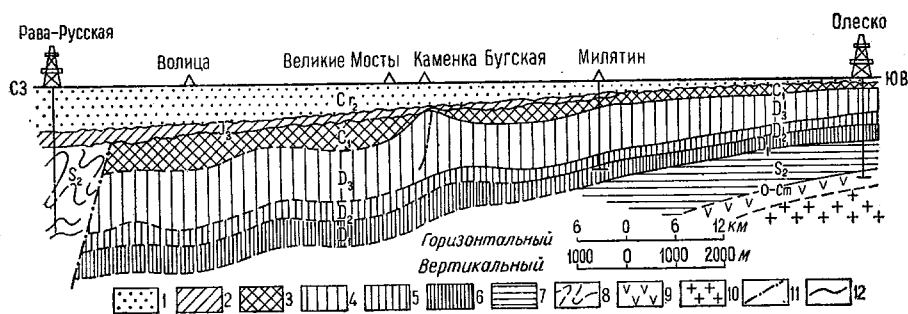
Сармат + тортон, 1 — нерасчлененная толща. Сармат + верхний тортон, 2 — галицкая серия. Нижний тортон, 3 — гипсоангидритовая и утервал-серия. Нижний миоцен, 4 — стобинская серия. Олигоцен, 5 — вортышеская серия. Олигоцен, 6 — полянская (космачская) серия, 7 — мендлинговская серия. Эоцен-палеоцен, 8 — быстрицкая свита, 9 — выгодская свита, 10 — маявская свита. Верхний мел, 11 — ячневская свита (фация флиша), 12 — верхний мел в платформенной фации, 13 — верхняя юра, 14 — карбон, 15 — девон, 16 — силур платформенный, 17 — линия несогласия, 18 — линия надвига, 19 — линия несогласия, 20 — сбросы.

со структурным опровергло представление о существовании Гологоро-Кременецкой антиклинальной складки. Материалы бурения показывают, что осадочные образования, слагающие юго-западную окраину Русской платформы, начиная от Украинского кристаллического массива, очень полого погружаются в западном-юго-западном направлении. В этом же направлении, наряду с появлением более молодых горизонтов, увеличивается мощность как палеозойских, так и мезозойских отложений (фиг. 6 и 7).



Фиг. 6. Геологический профиль по линии Стрый—Олеско.

Тортон, 1 — галицкая серия, 2 — гипсоангидритовая и угерская серии. Нижний миоцен, 3 — стевникская серия, 4 — воротыщенская серия, 5 — палеогеновый и верхне-меловой флиш, 6 — верхний мел платформы, 7 — верхняя юра, 8 — нижний карбон, 9 — девон, 10 — силур платформы, 11 — складчатый силур, 12 — ордовик-кембрий, 13 — линии надвига, 14 — сбросы, 15 — линии несогласия.



Фиг. 7. Геологический профиль через Львовский прогиб по линии Рава-Русская—Олеско.

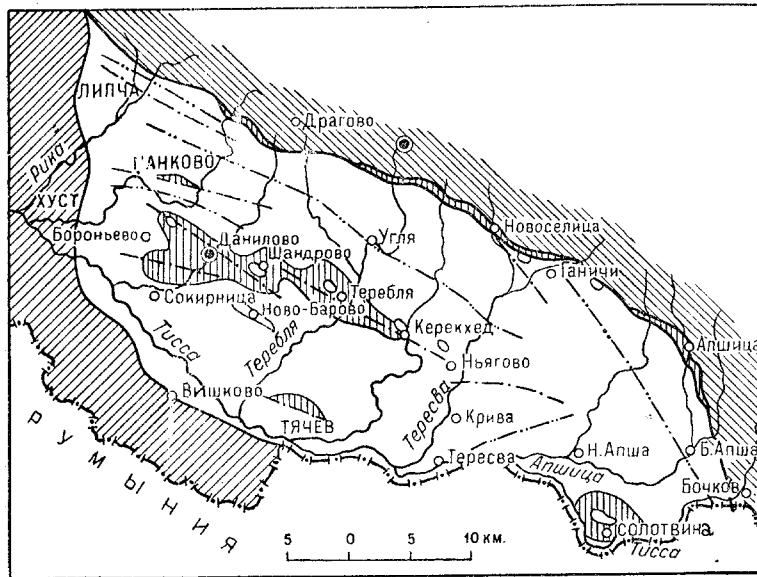
1 — верхний мел, 2 — верхняя юра, 3 — нижний карбон, 4 — верхний девон, 5 — средний девон, 6 — нижний девон, 7 — силур платформенный, 8 — силур складчатый — геосинклиальный, 9 — ордовик-кембрий, 10 — докембрий, 11 — линии тектонического нарушения, 12 — линии несогласия.

Уже в конце 1953 г. бурением в Рава-Русской установлена юго-западная граница палеозойской платформы. В полосе палеозойских отложений, примыкающих к складчатому палеозою, структурным бурением и сейсморазведкой выявлены пологие антиклинальные поднятия в палеозое. Эти структуры находятся в полосе между складчатым нижним палеозоем и почти горизонтально залегающим платформенным палеозоем. Их формирование связано с герцинским орогенезом.

Представление И. Д. Соболева о том, что Пелченская дислокация находится на продолжении Келецко-Сандомирских герцинид, нашло свое отражение в геологической карте Европейской части СССР, изданной в 1948 г. в масштабе 1 : 1 500 000. Проведенное здесь бурение показало

локальный характер дислоцированности палеозойских пород в Пелче. Эту дислоцированность, по-видимому, следует связывать с интрузией.

В Солотвинской впадине Закарпатского внутреннего прогиба, согласно данным И. Б. Плевакова, следует выделять центральную антиклинальную зону и северную краевую зону. Между этими двумя зонами располагается третья синклиналильная зона (фиг. 8).



Фиг. 8. Схематическая геологическая карта Солотвинской впадины миоценовых отложений Закарпатской Украины. Составил: И. Б. Плеваков.

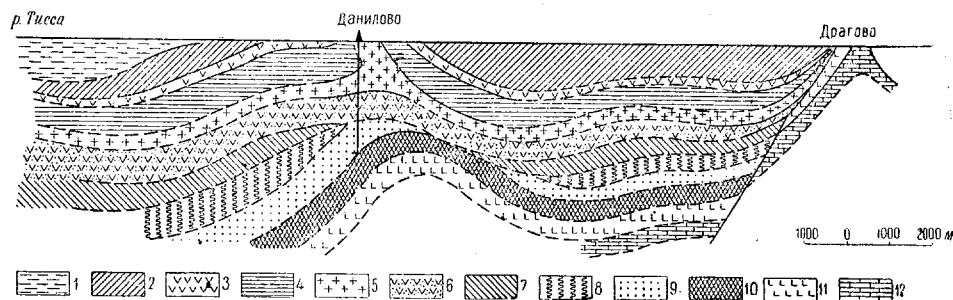
1 — гутинская вулканогенная формация (сармат-торгон), 2 — апшинская и тересненская серии и хустская свита (гельвет), 3 — новоселицкий дацитовый туф и солотвинская свита (гельвет-бурдигал?), 4 — флиш и образование зоны экзотических утесов (палеоген-мелюра), 5 — опорная синклиналь, 6 — шток соли, 7 — ось антиклинали, 8 — ось синклинали

В состав центральной антиклинальной зоны входят следующие структуры: Солотвинская, Данилово-Тереблинская, Нанковская и другие более мелкие. Все эти структуры характеризуются наличием резко выраженных явлений диапиризма. Последнее связано с тем, что в разрезе нижнемиоценовых отложений присутствует довольно мощная толща соленосных пород тереблинской свиты.

Широкое развитие явлений диапиризма обусловило присутствие значительного количества как поперечных, так и продольных дизъюнктивных нарушений, зафиксированных детальными геологическими съемками.

Осадочные образования, слагающие северную краевую зону, трансгрессивно перекрывают породы карпатского флиша, которые по разрыву, проходящему, видимо, под миоценовыми отложениями, опущены на значительную глубину. В пределах этой зоны на фоне моноклиналильного погружения на юг имеются небольшие антиклинальные структуры Карпатского простирания.

Даниловская опорная скважина пробурена в присводовой части Данилово-Тереблинской складки. Эта структура на значительном расстоянии вытянута в северо-западном направлении. Сложена она породами тереблинской (соляной) свиты, причем в участках Данилово, Шандрово и Теребля, по данным М. М. Белоусова, соль выходит на поверхность, прорывая все вышележащие осадки. Вследствие этого углы падения пород миоцена в присводовой части крутые. По мере удаления от свода углы падения уменьшаются. То же самое наблюдается и с увеличением глубины. Так, по данным глубокого бурения углы падения пород даниловской свиты не превышают $10-15^\circ$, в то время как в вышележащих отложениях тереблинской свиты углы падения достигают $70-75^\circ$.



Фиг. 9. Схематический геологический профиль через Солотвинскую впадину. Составила: Гуревич К. Я.

1 — теревинская серия (N_1tr_2), 2 — хустецкая свита (N_1tr_1), 3 — новоселицкий туф (N_2tr_1), 4 — солотвинская свита ($N-hlv_2$), 5 — тереблинская свита (N_2hlv_1), 6 — даниловская туфогеенная свита (N_1btd), 7 — нижний миоцен (N_1akv), 8 — олигоцен, 9 — эоцен, 10 — палеоцен, 11 — мел, 12 — юра.

Даниловская опорная скважина после пород миоцена на глубине 1920 м вскрыла отложения верхнего эоцена, интенсивно дислоцированные в складки, вследствие чего углы падения вновь становятся крутыми — $50-70^\circ$ (фиг. 9).

Все это свидетельствует о том, что отложения миоцена с резким угловым несогласием залегают на более древних породах, и о том, что осадки эоцена, впервые установленные в Закарпатском прогибе, были дислоцированы до начала накопления молассового комплекса. Наличие осадков палеогена в основании прогиба и мощные разломы вдоль южной границы зоны Утесов говорят о том, что Солотвинская впадина была сформирована на юго-западном крыле Карпатской мегаантиклинали. Особенности тектонического строения и характер стратиграфического разреза осадочных образований миоцена Солотвинской и Трансильванской впадин очень близки. Последнее указывает на их генетическое родство и на то, что Солотвинская впадина, вероятно, может рассматриваться как северо-западное продолжение Трансильванской впадины.

ЛИТЕРАТУРА

- Быховер Н. А. Геология и полезные ископаемые западных областей УССР. М., 1941.
 Богданов А. А. Основные черты тектоники Восточных Карпат. «Сов. геология», сб. 40, 1949.
 Вялов О. С. Общее структурное подразделение западных областей УССР. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1953.

Гофштейн И. Д. Схема тектоники Бессарабии. БМОИП, т. XXVII, вып. 6, 1952.

Гофштейн И. Д. О несогласии на границе нижнего и верхнего силура в Приднестровье. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1954.

Дикенштейн Г. X. Основные черты структуры западной части Русской платформы в нижнем палеозое. БМОИП, отд. геол., т. XXVIII (4), 1953.

Муратов М. В. Тектоника и история развития Альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. Тектоника СССР, т. II, 1949.

Найдин Д. П. Основные черты тектоники Львовско-Люблинской мульды. БМОИП, отд. геол., т. XXVIII (3), 1953.

Пишванова Л. С. Новые данные о микрофауне тиссенской серии среднемиоценовых отложений Закарпатской области УССР. Микрофауна СССР, сб. 4, 1950.

Плешаков И. Б. Геологическое строение и нефтеносность Мармарошского бассейна миоценовых соленосных отложений Закарпатской области УССР. Труды Научно-геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам УССР, 1949.

Смирнова О. К. и Пастернак С. И. Меловые отложения Львовской мульды. Труды Львовск. геол. общ., вып. 1, 1948.

Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1946.

И. Ю. Лапкин, Б. П. Стерлин

ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКАЯ ВПАДИНА

ВВЕДЕНИЕ

Геологическое строение рассматриваемой территории, в особенности ее глубинная геология, полтора столетия привлекает внимание исследователей. Особо широко известны работы А. П. Карпинского [1919], А. Д. Архангельского [1948], Н. С. Шатского [1931, 1946], П. И. Степанова (1932), Д. Н. Соболева (1932), [1938] и М. М. Тетяева [1926]. Тектоникой этой области также занимались И. А. Балабушевич, Н. Ф. Балуховский, В. Г. Бондарчук, В. В. Вебер, А. Т. Донабедов, Г. Е. Дикенштейн, В. С. Завистовский, В. Я. Клименко, С. К. Комоцкий, Ю. А. Косыгин, А. М. Куцыба, И. Ю. Лапкин, Б. Л. Личков, Л. Ф. Лунгерстаузен, К. И. Маков, З. А. Мишунина, Д. П. Назаренко, В. С. Попов, В. Б. Порфирьев, Г. Е. Рябухин, В. А. Сельский, А. Д. Сергеев, В. Б. Соллогуб, С. И. Субботин, С. Е. Черпак, В. Н. Чирвинский, М. В. Чирвинская, И. Т. Шапека, И. С. Шаратов, И. М. Ямниченко и др. (см. литературу).

Новейшая тектоническая схема [И. Ю. Лапкин и др., 1952], предложенная нефтеразведчиками, сопровождается кратким обзором основных взглядов предшественников, что позволяет их здесь не повторять.

Согласно указанной тектонической схеме восточная часть Украинской ССР представляет обширную депрессию между Украинским и Воронежским кристаллическими массивами. В состав депрессии входят Донецкое складчатое сооружение, Преддонецкий прогиб и Днепровско-Донецкая впадина.

Донецкое складчатое сооружение представляет герцинскую геосинклиналиную область, сложенную мощными толщами верхнего палеозоя, главная фаза горообразования которой имела место в конце палеозоя (верхний карбон—пермь).

Преддонецкий прогиб, располагающийся севернее Донецкого складчатого сооружения, является типичным передовым прогибом, образовавшимся в самом конце карбона в результате опускания платформы, примыкавшей к донецкой геосинклинали, во время превращения ее в результате тектогенеза в ороген.

Днепровско-Донецкая впадина рассматривается как платформенная область, в которой выделяются ее бортовые части, центральный грабен и зоны его окаймления, а также Ельско-Шацкиловская депрессия. Бортовые части характеризуются относительно спокойным залеганием осадочного комплекса. Зоны окаймления рисуются в виде сравнительно узких полос,

где фундамент интенсивно нарушен разломами, проявляющимися в осадочной толще системой валообразных поднятий, к которым, как это выявлено в южной зоне, приурочены обособленные структуры как осложненные, так и не осложненные солью.

Ельско-Шацкиловская впадина также рассматривается как грабен. При этом указывается, что «восточная граница ее не установлена, в связи с чем не ясно взаимоотношение с центральным грабеном. Возможно, как это предполагалось ранее, в районе Чернигова имеется поперечный вал, который разделяет указанные элементы между собой. Этот вал, вероятно, сопровождается нарушениями» [И. Ю. Лапкин и др., 1952, стр. 60]. В пределах Днепровско-Донецкой впадины намечаются поперечные региональные полосы нарушений (Ядловско-Трактомировская зона магнитных аномалий; Кировоградская полоса региональных минимумов силы тяжести по линии Золотоноша—Прилуки—Холм и другие).

Сочленение Днепровско-Донецкой впадины с Донецким складчатым сооружением и примыкающим к нему Преддонецким прогибом происходит вдоль предполагаемой зоны значительных флексуобразных перегибов и нарушений, связанных, по-видимому, с крупным разломом в кристаллическом фундаменте. Эти нарушения, имевшие место перед началом триаса, и привели к резкому обособлению Днепровско-Донецкой впадины от Донбасса. Авторы этой схемы, анализируя основные этапы развития, указывают, что ход геологических процессов по-разному сказался в пределах названных регионов, и подчеркивают, что «представления, согласно которым складчатые структуры Донецкого кряжа продолжают в недра впадины, как и мнение об их подземном продолжении в северном направлении к Воронежскому массиву, не оправдались» [И. Ю. Лапкин и др., 1952, стр. 63].

В статье, опубликованной после выхода в свет указанной схемы, И. С. Шарапов [1954] выдвигает следующие положения.

Современное геотектоническое строение Днепровско-Донецкой впадины в целом соответствует геотектоническому плану начальной стадии ее развития, «относящейся, по всей вероятности, к нижнему—среднему девону» (стр. 55).

«Сложная перемежаемость морских и континентальных отложений, особенно нижнего и среднего карбона, характеризует геосинклинальный этап в развитии Днепровско-Донецкой впадины» (разрядка наша — И. Л. и В. С. стр. 59).

Вся Днепровско-Донецкая впадина продольными и поперечными нарушениями, связанными с разломами в кристаллическом фундаменте, разбита на систему крупных блоков и глыб. И. С. Шарапов считает, что Днепровско-Донецкая впадина на западе отграничена Черниговским валом от Ельско-Шацкиловской впадины, а на востоке крупным поперечным нарушением восточнее Харькова — от «Придонецкого прогиба». Последний, по его мнению [1953], окружает западный Донбасс со всех сторон и в свою очередь окружен бортовыми частями Днепровско-Донецкой впадины.

Поперечное нарушение, показанное И. С. Шараповым восточнее Харькова, совпадает, по его мнению, с предполагаемым разломом в кристаллических породах на карте И. Ю. Лапкина, М. В. Чирвинской и С. Е. Черпака. На самом же деле, названные авторы вдоль разлома проводят восточную границу Днепровско-Донецкой впадины, а по данным И. С. Шарапова, впадина продолжается далеко к востоку от этого разлома.

ОБЪЕМ ОПОРНОГО БУРЕНИЯ

В настоящее время в различных частях Днепровско-Донецкой впадины пробурено пять опорных скважин: Рейзеровская, Смеловская, Петровская, Купянская и Черниговская. Определительские и научно-исследовательские работы, связанные с изучением кернового материала, проводились в ИГН АН УССР, ЦНИИ треста «Укрвостокнефтеразведка», ВНИГРИ, ВНИГНИ и «Укрнефтегеофизика». В них принимали участие Д. Е. Айзенберг, М. И. Бланк, Н. Е. Бражникова, М. А. Карпова, О. К. Каптаренко-Черноусова, Ф. Е. Лапчик, Е. С. Липник, В. П. Макридин, Е. О. Новик, Л. С. Палец, П. Д. Потиевская, Б. П. Стерлин, И. С. Усенко, А. А. Чернявская, П. Л. Шульга, И. М. Ямниченко и др.

Общим недостатком, несомненно отразившимся на качестве бурения и обработке каменного материала опорных скважин, явилось то обстоятельство, что с начала бурения не было выделено лицо высокой квалификации, ответственное за составление отчета. Это привело к разрозненности результатов обработки кернового материала, не всегда проведенной на должном научном уровне.

Отчет по Рейзеровской и Смеловской скважинам составлен главным геологом треста «Укрвостокнефтеразведка» С. Е. Черпаком. Обработка материалов и составление отчетов по Петровской, Купянской и Черниговской скважинам были возложены на УКР ВНИГНИ (В. М. Завьялов, Б. И. Кельбас, В. А. Витенко). Керновый материал этих опорных скважин еще полностью не изучен, однако имеющиеся данные все же позволяют стратифицировать их разрезы и сделать необходимые выводы.

При расчленении разрезов опорных скважин, помимо кернового материала, нами были учтены данные соседних разведочных и картировочных скважин, использованы материалы электрокаротажка и новейшие сведения по стратиграфии осадочной толщи различных структурных элементов Днепровско-Донецкой впадины, полученные в результате работ ИГН АН УССР, ВНИГРИ и ВНИГНИ. Естественно, что приводимое ниже расчленение разрезов опорных скважин будет иногда существенно отличаться от представлений, имеющихся по этому вопросу в опубликованной и фондовой литературе.

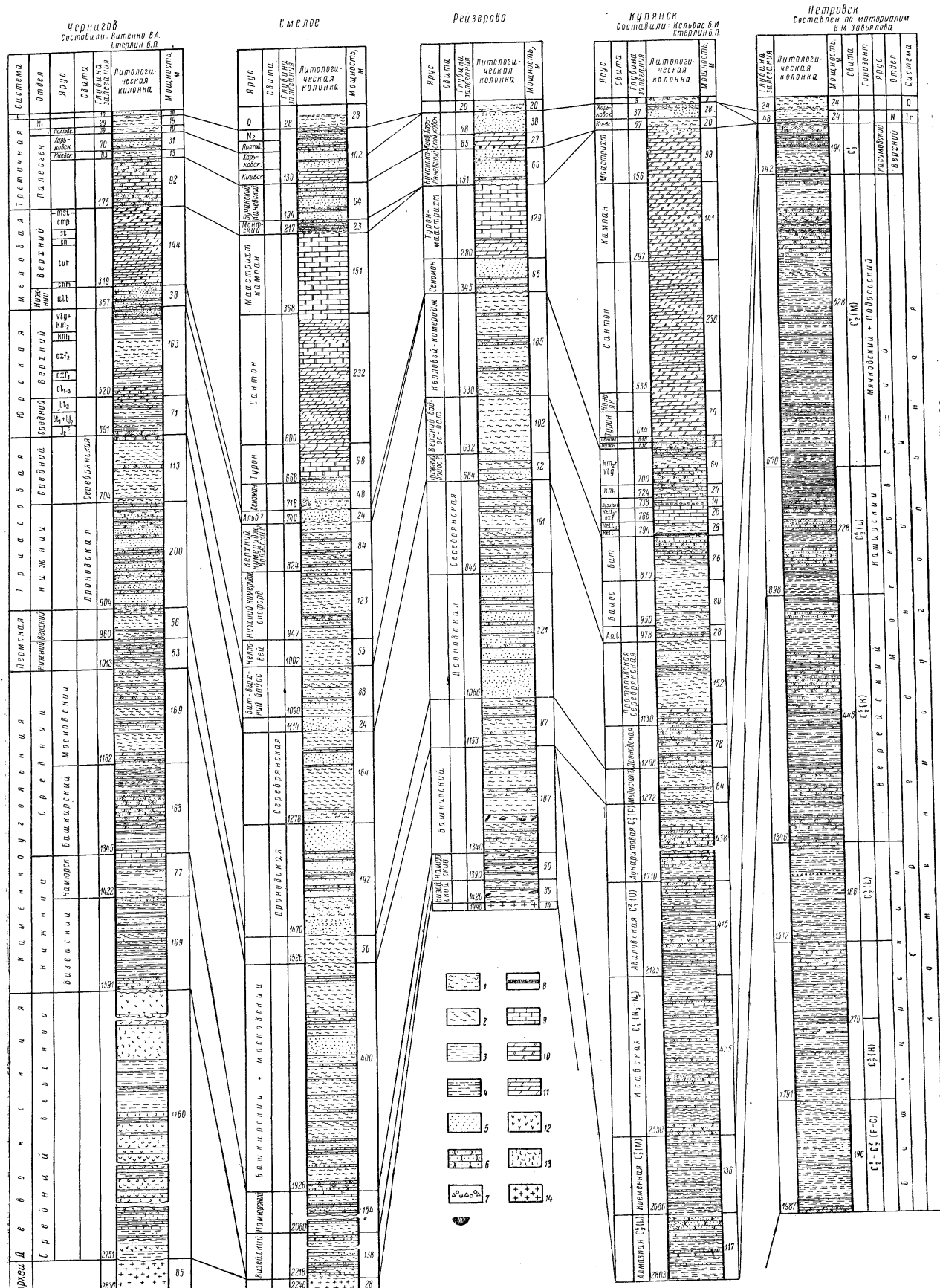
СТРАТИГРАФИЯ

РЕЙЗЕРОВСКАЯ ОПОРНАЯ СКВАЖИНА

Рейзеровская разведочная скважина была переведена в опорные при забое 1433 м в породах докембрия. Скважина заложена на юго-западном борту Днепровско-Донецкой впадины на окраине с. Исковцы в 18 км юго-западнее г. Лубны Полтавской области.

Маршрутными геофизическими работами 1938 г. в районе заложения скважины был установлен антиклинальный перегиб в отложениях палеозоя и мезозоя. Детальной гравитационной съемкой в 1945 г. было оконтурено два локальных максимума силы тяжести в форме брахиантиклинали. Глубина залегания кристаллического фундамента определялась по геофизическим материалам в 2000 м. Структурно-картировочное бурение (11 скважин с общим метражом 2574 м), проведенное в июне 1946 г., не подтвердило наличия антиклинальных перегибов в осадочной толще.

Рейзеровская скважина до 503 м бурилась без отбора керна, далее отбор керна производился крайне неравномерно, через 20—60 м. Керно-



Фиг. 1. Разрезы опорных скважин Днепровско-Донецкой впадины:

1 — суглинки, 2 — глины, 3 — аргиллиты, 4 — алевролиты, 5 — пески, 6 — песчаники, 7 — конгломераты, 8 — угли, 9 — известняки, 10 — мел песч., 11 — мергель, 12 — эффузивные породы, 13 — эффузивно-осадочные породы, 14 — гранито-гнейсы.

вым материалом освещено лишь 4,2% разреза скважины. Этим, видимо, и вызвано расхождение в положении стратиграфических границ, установленных ИГН АН УССР и геологами треста «Укрвостокнефтеразведка». Последние также использовали материалы соседних скважин и данные электрокароттажа, что делает их построения более обоснованными.

В интервале 345—530 м (фиг. 1) под глауконитовыми песками сеноманского яруса были пройдены зеленоватые карбонатные глины, встречающиеся обычно в морских верхнеюрских отложениях Днепроовско-Донецкой впадины. Находки нижнеоксфордского *Cardioceras excavatum* Sow. (503—509 м) и сопоставление с разрезами близ расположенных крелиусных скважин позволяют отнести породы интервала 345—530 м к нерасчлененному нижнему кимериджу—келловею. Континентальные песчано-глинистые отложения нижнего мела и волжских ярусов, здесь, по-видимому, отсутствуют.

В интервале 530—632 м ($J_2bt + bj_2$) пройдены глины пепельно-серые сланцеватые с прослоями сидеритов. Е. О. Новик указывает на находку в интервале 619—622 м аммонита *Cosmoceras cf. garantianum* Orb., характерного для зоны *Garantia garantiana* верхнего байоса, располагающейся ниже зоны *Parkinsonia doneziana*.

Наши наблюдения показывают, что морские осадки зоны *Garantia garantiana* распространены лишь в юго-восточной части южного борта Днепроовско-Донецкой впадины и в район Рейзеровской опорной скважины не заходят. В основании морской средней юры здесь залегают глины зоны *Parkinsonia doneziana*. Те же породы интервала 573—648 м О. К. Каптаренко-Черноусовой (1954) ошибочно отнесены к континентальным отложениям средней юры, залегающим, в действительности, несколько ниже.

В интервале 632—684 м (J_2) развиты серые глины и песчаники континентального происхождения, залегающие в основании юрского разреза почти во всей Днепроовско-Донецкой впадине.

По внешнему виду эти породы весьма напоминают континентальные осадки нижнего и среднего лейаса окраин Донецкого края. По положению в разрезе (залегая между пестроцветами триаса и морскими глинами зоны *Parkinsonia doneziana*) они отвечают низам верхнего байоса и всей остальной части юрского разреза. Точное определение возраста этих осадков в Днепроовско-Донецкой впадине еще не произведено¹.

В интервале 684—845 м (T_{1+2}) были пройдены пестроцветные глины и песчаники с известняковыми конкрециями и стяжениями, литологически представляющие аналоги серебрянской свиты окраин Донецкого края.

Ниже встречены следующие породы.

В интервале 845—1066 м (T_1) пески и песчаники розовые, красные, разнозернистые, местами карбонатные, с прослоями светлых сливных известняков — дроновская свита окраин Донецкого края.

В интервале 1066—1153 м ($P_2?$) глины кирпично-красные, иногда карбонатные, плотные.

В интервале 1153—1340 м (C_2^1) глины серые и зеленоватые, сланцеватые, серые алевриты, прослой песчаников и тонкие пропластки каменного угля. Отпечатки *Stigmara ficoides* Sternb. (определение Е. О. Новик), споры низов среднего карбона (А. М. Ищенко).

В интервале 1340—1390 м (C_3^1) темные сланцеватые глины и песчаники, доломитизированные известняки. *Endothyra ex gr. bradyi* Mikh., *E. aff.*

¹ В последнее время Е. Е. Мигачевой и Б. П. Стерлиным установлена принадлежность их к байосу.

obsoleta R a u s., *Tetrataxis* sp., *Archaediscus krestovnikovi* R a u s., *A. mölleri* R a u s., *A. subcylindricus* B r a z h n. et P o t., *Eostaffella varvariensis* B r a z h n. et P o t., *Ozawainella umbonata* R a u s., *Staffella* ex gr. *antiqua* D u t k., *Donezella* (определения Н. Е. Бражниковой).

В интервале 1390—1426 м (C_1v-f) почти черные сланцевые глины, охарактеризованные в Путивльской скважине верхневизейской фауной.

В интервале 1426—1440 м (P_{cm}) — розовые граниты докембрия.

СМЕЛОВСКАЯ ОПОРНАЯ СКВАЖИНА

Смеловская опорная скважина была заложена на северном борту Днепровско-Донецкой впадины в 25 км севернее Роменской соляной структуры на Хмеловском (Смеловском) поднятии. Последнее было выявлено геофизическими работами 1938 г. и подтверждено в 1944 г. геологической съемкой по пестрым глинам неогена. В 1946 г. поднятие в районе с. Хмелово было вновь подтверждено сейсмическими работами и крелиусным бурением по мергелям киевского яруса.

Последующие разведочные работы на этом поднятии показали моноклиальное залегание отложений палеозоя и мезозоя и постепенный подъем их на север. Отбор керна Смеловской опорной скважины, переведенной в эту категорию при глубине забоя в 46 м, был начат с 740 м.

Под бучакско-каневскими конгломератовидными песчаниками с гальками фосфоритов (фиг. 1) в интервале 194—217 м были пройдены серые слюдистые глины и песчаники с *Cyroidina caucasica* S u b b., *Heterostomella gigantea* S u b b., *Anomalina ammonoides* (R e u s s.) и др., относящиеся к монтскому ярусу [В. П. Василенко, 1950].

До глубины 716 м скважина вскрыла осадки верхнего мела с песчаниками сеноманского яруса в основании.

Далее были пройдены следующие породы.

В интервале 716—740 м (Cr_1) кварцевые пески и темные глины с лигнитом.

В интервале 740—824 м ($J_3vlg + km_2$) пестроцветные глины с прослоями каолинизированных песков и песчаников.

В интервале 824—947 м ($J_3km_1 + oxf.$) голубоватые карбонатные глины с прослоями сливных известняков.

На глубине 876—882 м встречены *Perisphinctes* cf. *tenuifurcatum* N i k., *Ammobaculites* ex gr. *aequalis* R o e m e r, *Cristellaria russiensis* M j a t l., *C. costata* F. et M., *C. magna* M j a t l., *C. münsteri* R o e m e r, *C. brückmanni* M j a t l., *C. tricarinella* R e u s.

На глубине 924—930 м найдены *Cardioceras alternans* B u c h., *Spirophthalmidium stufiense* P a a l z o w., *Sp. carinatum* K. et Zw., *Sp. marginata* W i s h. (определения О. К. Каптаренко-Черноусовой и И. М. Ямниченко).

В интервале 947—970 м (J_3cl_3) глины голубоватые, слоистые, карбонатные.

В интервале 970—1002 м (J_3cl_{2+1}) глины серые и голубоватые, песчаные, карбонатные.

На глубине 969—975 м из середины керна определены *Quenstedticeras* cf. *lamberti* S o w., из нижней части керна *Cosmoceras* ex gr. *jason* R e i n., *Cadoceras* aff. *elasmae* N i k., *Cristellaria inflata* W i s n., *C. uralica* M j a t l., *C. foliacea* S c h w a g e r, *C. uhligi* W i s n., *Epistomina mosquensis* U h l i g, *E. stelligeri* R e u s s, *Spirophthalmidium milioliniforme*

Раалз. В интервале 992—998 м обломки аммонитов (определение О. К. Каптаренко-Черноусовой и И. М. Ямпиченко).

В интервале 1002—1090 м ($J_2bt + bj^2_2$) глины серые, сланцеватые, с прослоями сидеритов.

В интервале 1090—1114 м (J_2) пески кварцевые, разнозернистые, глины темные углистые.

В интервале 1114—1470 м (T_{1+2}) пестроцветные глины и песчаники с прослоями и стяжениями светлых известняков — серебрянская свита (1114—1278 м) и розовые и красные пески и песчаники, разнозернистые, местами косослоистые и карбонатные — дроновская свита (1278—1470 м).

В интервале 1470—1526 м ($P_2?$) глины кирпично-красные, плотные, песчаные.

В интервале 1526—1926 м (C_2) темно-красные и фиолетовые сланцеватые глины и алевролиты (1526—1660 м). Темные и серые глины с редкими прослоями известняков и песков (1660—1926 м).

На глубине 1526—1530 м найдены *Hyperammia* sp., на глубине 1607—1613 м *Hyperammia* sp., *Glomospira* ex gr. *duplex* Cushman et Watson, *Fusiella* cf. *typica* Lee et Chen, *Ozawainella angulata* Col., *Staffella sphaeroidea* Ehrenb. et Moeil., *S. confusa* Lee et Chen.

На глубине 1876—1881 м *Coleolus* cf. *carbonarius flemuensis* Lem., *Calamites suckowii* Bronn., *Neuropteris heterophylla* Bronn., *Cordaites borosifolius* Sternb., *Stigmaria ficoides* Sternb.

В интервале 1926—2080 м (C^3_1) черные сланцеватые глины и глинистые песчаники. Вверху плотные известняки с прослоями темных глин. В этой толще встречены: *Eostaffella* cf. *varvariensis* Brazhn., *Ozawainella* aff. *pararhomboidalis* Manuk., *Oz. umbonata* Brazhn. et Pot., *Staffella antiqua* Dutk., *Profusulinella* sp.

В интервале 2080—2218 м (C_{1v-f}) — темные сланцеватые бескарбонатные глины, в средней части с линзами угля, в кровле известняк мощностью 7 м. В этой толще встречены: *Endothyra* aff. *similis* Raus. et Reithl., *E. crassa* var. *sphaerica* Raus., *Palaeotextularia oblonga* Raus., *Archaeodiscus baschkiricus* Krest. et Theod., *A. parvus* Raus. et Reithl., *Monotaxis gibba* Moeil., *Quasiendothyra? tenuissima* Brazhn. и др.

В интервале 2218—2230 м — кора выветривания древних гранитов, на 2230—2246 м — граниты докембрийского фундамента.

Несмотря на крайне неудовлетворительный вынос керн, неполное изучение разреза и газо-нефтепроявлений, Рейзеровская и Смеловская скважины выполнили свое назначение как опорные. Они внесли много ценного и нового в геологию Днепроовско-Донецкой впадины и в сочетании с другими скважинами «генерального профиля» определили также дальнейшее направление разведочных работ на нефть и газ.

Результаты бурения обеих скважин значительно сузили пределы развития отложений девона в северной и южной краевых частях впадины, где предполагалось их широкое распространение в нефтеносных фациях. К девону ранее относились красноцветные отложения, залегающие в районе Киева и Канева на кристаллическом основании и вскрытые крелиусскими скважинами в районе ст. Бахмач. Смеловская и Рейзеровская скважины показали принадлежность этих красноцветов к триасу и верхней перми, а также установили широкое распространение осадков верхнего визе на территории Днепроовско-Донецкой впадины.

Пестроцветные континентальные образования, залегающие в Смелом и Рейзерово между отложениями карбона и юры, литологически сходны

с осадками донецкой верхней (?) перми и триаса. К верхней перми на северо-западной окраине Донбасса и в зоне сочленения его с Днепровско-Донецкой впадиной (Терны, Слеваковка, Шебелинка) можно условно относить толщу красноцветных глин мощностью до 400 м, лежащую несогласно на различных свитах нижней перми и карбона и несогласно перекрываемую пестроцветными песчано-конгломератовыми образованиями дровновской свиты нижнего триаса [В. П. Стерлин, 1954]. Залегающие над дровновской свитой пестроцветные глины и песчаники серебрянской свиты повсеместно (включая разрезы опорных скважин) содержат маркирующие их известковистые стяжения. В отложениях серебрянской свиты на Краснооскольском куполе Е. Е. Мигачевой обнаружены массовые скопления *Neocalamites* sp. Последнее в триасе Западной Европы характерно для его среднего отдела. Это может служить некоторым основанием для отнесения серебрянской свиты к среднему триасу. Над отложениями серебрянской свиты уже залегают пестроцветные глины кейпера и рэта (протопивская свита).

Рейзеровская скважина впервые установила наличие морских осадков верхнего байоса во впадине. В разрезе Смеловской скважины также впервые для этого региона было установлено наличие отложений нижнего мела и монтеского яруса палеоцена. Последние вначале ошибочно были отнесены к датскому ярусу.

К нижнему мелу в разрезе Смеловской скважины О. К. Каптаренко-Черноусова отнесла пестроцветные континентальные образования, пройденные в интервале 739—831 м, залегающие обычно во впадине и на окраинах Донецкого кряжа между песками сеноманского яруса и морскими осадками нижнего кимериджа (так называемая «проблематическая толща»). В керне с глубины 825—831 м (темная песчанистая глина) ею были определены *Haplophragmoides nonionoides* Reuss, *H. umbilicatus* Dain.

Из низов «проблематической толщи» на северо-западных окраинах Донецкого кряжа (Б. Каменка, Изюм) П. С. Любимовой были описаны кимериджские *Hudsonia nalivkini* L. ü b., *Palaeocytheridea globosa* L. ü b.

В районе г. Харьков и с. Староверово Харьковской области, по материалам Г. М. Захарченко [1950] и И. И. Литвина [1955], верхняя часть «проблематической толщи» охарактеризована спорами и пылью нижнего мела, в нижележащих осадках этой же толщи обнаружены споры и пыльца верхней юры.

К северу от Смеловской скважины на территории Курской области известны осадки нижнего мела (альб—неоком) в континентальной фации, залегающие на морских отложениях волжских ярусов.

Учитывая изложенное и принимая во внимание направление регрессии верхнеюрских морей из Днепровско-Донецкой впадины, мы считаем, что к нижнему мелу необходимо относить не всю «проблематическую толщу», как полагает О. К. Каптаренко-Черноусова, а лишь ее верхнюю часть мощностью до 100—120 м. Остальной разрез «проблематической толщи» в Днепровско-Донецкой впадине включает, как и на окраинах Донецкого кряжа [В. П. Макридин, 1952], соответственно осадки волжских ярусов и верхнего кимериджа.

Литологически граница между нижним мелом и волжскими ярусами в Днепровско-Донецкой впадине прослеживается достаточно четко. Осадки нижнего мела представлены серыми кварцевыми грубозернистыми песчаниками и темными углистыми глинами, нередко с отпечатками растений и прослоями бурых углей. Осадки волжских ярусов слагаются пестроцвет-

ными глинами с редкими прослоями каолинизированных рыхлых песчанников.

О. К. Каптаренко-Черноусова указывает [1954], что в разрезе скважины, пробуренной в с. Богодарово (Кальмиус-Торецкая котловина, к югу от г. Барвенково) в породах, залегающих под палеогеном, ею были обнаружены *Globigerina infracretacea* Glaessner и *G. globigerinellinoides* Subb., известные из альба Западной Европы, и относит вмещающие их породы к нижнему мелу.

Отмеченная часть Кальмиус-Торецкой котловины была детально зартирована Б. С. Стерлиным в 1951 г. При этом выяснилось, что в с. Богодарово под палеогеном залегают континентальные осадки нижнего и среднего лейаса с характерной для них флорой. Б. С. Ковалев и Н. Ф. Балуховский (1954 г.) в разрезе Богодаровской скважины под осадками палеогена также вполне правильно указывают на отложения нижнего и среднего лейаса.

Приведенные случаи нахождения меловых фораминифер в континентальных отложениях мела и юры являются, скорее всего, следствием загрязнения бурового инструмента или загрязнения образца во время его технической обработки.

Рейзеровская и Смеловская скважины совместно с другими глубокими скважинами наметили положение линий тектонических разрывов, ограничивающих с севера и юга распространение отложений девона. Вместе с почти одновременно пробуренными глубокими разведочными скважинами в Колайденцах, Глинске и Путивле и ранее пробуренными в Ромнах и Исачках опорные скважины осветили геологическое строение Днепроовско-Донецкой впадины в направлении вкост ее простирания, получившем название «генерального профиля».

Логическим результатом бурения Смеловской и Рейзеровской скважин явилось перенесение геологоразведочных работ к югу от г. Смелое и северу от с. Рейзерово, что привело к открытию нефтяного месторождения Родченково и установлению промышленных перспектив отложений карбона в приобортовых частях Днепроовско-Донецкой впадины.

ПЕТРОВСКАЯ ОПОРНАЯ СКВАЖИНА

Петровская опорная скважина была заложена на сводовой части Петровского купола в соответствии с геологической картой Н. Ф. Балуховского и Д. Е. Айзенверга, согласно которой в своде купола обнажались осадки свиты S_2^1 среднего карбона.

Выбор Петровского купола как участка, наиболее удобного для вскрытия всего разреза карбона северо-западных окраин Донецкого кряжа и выяснения перспектив их нефтегазоносности, в значительной степени был обусловлен той высокой оценкой, которая была дана этой структуре З. А. Мишуниной (ВНИГРИ), неоднократно указывавшей на необходимость и первоочередность ее разведки.

На самом деле скважина пробурена далеко от свода купола, на его западном погружении, где обнажаются отложения верхнего карбона.

Таким образом Петровская опорная скважина оказалась заложеной в условиях, не вполне благоприятных для выяснения перспектив нефтеносности карбона области северо-западного погружения Донецкого кряжа.

До глубины 511 м скважина бурилась без отбора керна. При забое в 1986,6 м произошел обвал стенок и прихват инструмента. Аварию ликвидировать не удалось. Также неудачными оказались попытки продолжить

бурение скважины вторым стволом, и скважина была оставлена на глубине 1986 м.

Разрез Петровской опорной скважины, по В. М. Завьялову с учетом фаунистических определений Н. Е. Бражниковой, П. Д. Потиевской, Е. И. Новик, Д. Е. Айзенверга и П. Л. Шульги, представлен на фиг. 1.

Скважина вскрыла разрез карбона от свиты C_3^1 до свиты C_2^1 , сложенный однообразной терригенной толщей чередующихся песчаников, алевролитов и аргиллитов с редкими и маломощными прослоями известняков, доломитов и каменных углей.

Аргиллиты Петровской опорной скважины, как установлено Л. М. Левиной [1951] и Р. Я. Бахмутской, ранее описывались как глинистые сланцы. Наиболее развиты они в нижней части разреза. В свите C_2^2 аргиллиты исчезают и выше вместо них появляются серые и зеленовато-серые аргиллитоподобные глины.

Разрез Петровской опорной скважины показал уменьшение мощности донецкого среднего карбона к западу от обнаженного Донбасса, выклинивание большинства прослоев известняков и каменных углей и уменьшение в том же направлении степени метаморфизации осадков среднего карбона.

Петровская опорная скважина не выполнила своего назначения, так как разрез нижнего карбона остался не вскрытым. Обнаруженные в интервале 1311—1317,8 м интенсивные нефтепроявления подтвердили вывод ВНИГРИ, сделанный на основании работ 1939—1940 гг. (З. А. Мишунина) о перспективности области северо-западного погружения Донецкого кряжа.

Результаты бурения Петровской опорной скважины значительно поколебали мнение ряда геологов треста «Укрвостокнефтеразведка» и АН УССР о сильном метаморфизме палеозойских отложений этого района и невозможности сохранения в них жидкой нефти. Они способствовали, тем самым, развертыванию геологопоисковых и разведочных работ на окраинах Донецкого кряжа (Красный Оскол, Волвенково) и в области его сочленения с Днепровско-Донецкой впадиной (Шебелинка).

КУПЯНСКАЯ ОПОРНАЯ СКВАЖИНА

Купянская опорная скважина пробурена в 25 км к югу от г. Купянска (4 км северо-восточнее с. Подвысокое, Боровского района Харьковской области) в зоне Преддонецкого прогиба. Скважина была заложена на сводовой части Голубовского поднятия, установленного по отложениям палеогена. Структурное бурение и геофизические работы в районе заложения скважины не производились. Кристаллический фундамент, согласно В. С. Завистовскому и С. И. Субботину, здесь предполагался на глубине 2500—2800 м.

Целью бурения являлось выяснение стратиграфии, фаций и нефтегазонасыщенности осадочной толщи Преддонецкого прогиба (главным образом нижнего карбона и девона) и уточнение строения этой перспективной и геологически мало изученной области. Предварительное расчленение разреза Купянской опорной скважины было проделано Л. С. Пальцем.

Под четвертичными суглинками и осадками палеогена в фациях, обычных для северных окраин Донецкого кряжа, были пройдены значительной мощности песчистый мел и мергели верхнего мела. Среди них Е. С. Липник и А. С. Чернявской по фауне фораминифер установлены отложения маастрихтского, кампанского, сантонского, коньякского, туронского и сеноманского ярусов (фиг. 1). Под глауконитовыми песчаниками сеномана 614—618 м, содержащими *Bolivinita couvigerini formis* Keller, *Anomalina*

aff. *pseudofalcata* В а l а с h м., *Arenobulimina* ex gr. *obliqua* (О r b.) и др., были вскрыты следующие породы.

В интервале 618—636 м (Сr₁) песчаники мелко- и крупнозернистые, серые и голубоватые, с катунами серой глины и сростковидными включениями более плотных светлых песчаников, аналогичные рогульчатым песчаникам альба Изюмско-Петровского района и бассейна р. Дон.

В интервале 636—700 м (J₃vlg + km₂) пестроцветные глины и разнозернистые голубоватые песчаники.

В интервале 700—724 м (J₃km₁) глины кирпично-красные и серые, мергелистые, расслоенные карбонатными песчаниками и сливными известняками. Ядра пелелипод, *Spirillina* sp.

В интервале 724—738 м (J₃lus) известняки водорослево-коралловые и оолитовые, прослой зеленоватой карбонатной глины. Иглы морских ежей, *Modiola* cf. *hannoverana* S t r u c k., *Arca* cf. *hecalbe* О r b., «*Terebratula*» sp¹.

В интервале 738—766 м (J₃oxf + cl₃) светлые оолитовые известняки с «*Terebratula*» и *Ostrea*, *Cristellaria münsteri* R o e m., *C. russiensis* M j a t l., *C. tumida* M j a t l., *C. simplex* K ü b l. et Z w., *Spirophthalmidium carinatum* K ü b l. et Z w. (определения М. И. Бланка).

В интервале 766—772 м (J₃cl₂) известняки конгломератовидные, гравелистые пески, аналогичные среднему келловее соседнего района [И. Ю. Лапкии, 1944].

В интервале 772—794 м (J₃cl₁) глины серые и темные, с отпечатками растений и прослоями бурого угля.

В интервале 794—825 м (J₂bt₂) песчаники зеленоватые, туфогенные. Прослой туффитов, кварцевых песчаников и глин с растительным детритом. Единичные *Ammodiscus* aff. *baticus* D a i n.

В интервале 825—870 м (J₂bt₁) глины серые, сланцеватые, вверху сильно песчанистые, прослой сидеритов. *Pseudocoscoceras masarovici* M o u r a c h., *P. michalskii* B o r i s s., *Cristellaria mironovi* D a i n, *C. varians* var. *volganica* D a i n.

В интервале 870—915 м (J₂bj₂) глины серые, сланцеватые, прослой сидеритов *Parkinsonia doneziana* B o r i s s., *Cristellaria limata* S c h w a g e r, *C. volubilis* D a i n (in coll.), *C. mironovi* D a i n., *C. atheria* D a i n. (in coll.).

В интервале 860—870 м В. П. Макридиным отмечено совместное присутствие аммонитов родов *Pseudocoscoceras* и *Parkinsonia*, что затрудняет точную отбивку границы между нижним батом и верхним байосом.

В интервале 915—950 м (J₂bj₁) песчаники и алевролиты серые слюдистые, землистые; прослой песчанистых глин. По литологии и положению в разрезе эти отложения с уверенностью могут быть отнесены к нижнему байосу донецкого типа [В. П. Стерлин, 1953].

В интервале 950—978 м (J₃¹) глины серые, песчанистые, внизу зеленоватые, тонкоостмученные. На глубине 968 м — многочисленные *Lingula* sp., характерные для лингуловых слоев нижнего тоара Донбасса [В. П. Стерлин, 1953]. В основании кварцевый конгломерат.

В интервале 978—1130 м (T₂₊₃) пестроцветные глины, песчаники, известковистые стяжения неправильной формы — протоиивская и се-ребрянская свиты.

¹ Род *Terebratula* распространен только в кайнозойских отложениях. Поэтому название *Terebratula* для мезозойских форм взято в кавычки.

Далее были вскрыты песчаники серые и зеленоватые, слюдистые, карбонатные, местами конгломератовидные — дзюновская свита 1130—1208 м.

В интервале 1208—1272 м (P₁?) глины сланцеватые, красные, фиолетовые. Тонкие прослои песчаников и алевролитов тонкозернистых, голубовато-серых и красных¹.

В интервале 1272—1710 м C₃³(P) глины сланцеватые, пестроцветные, голубые, красные, фиолетовые, темно-серые и аргиллиты с *Lingula* sp., *Anthraxonella* sp. В интервале 1335—1347 м кварцевые среднезернистые песчаники до 6 м мощности, тонкие прослои известняков (1272—1340 м). Серые и зеленоватые аргиллиты и песчаники (1340—1710 м). На глубине 1504—1506 м *Posidoniella* sp., в интервале 1582—1595 м *Dunbarella* sp.

В интервале 1710—2125 м C₃³(O) — аргиллиты темные и зеленоватые; песчаники светло-серые средне- и мелкозернистые; маломощные прослои известняков. *Productus (Buxtonia) ex gr. subpunctatus* Nik., *Cornia sphaerizona* Dup. (1771—1782 м), *Dunbarella obscura* Tschern., *Antraconeilo olegi* Tschern. (2000—2018 м).

В интервале 2125—2550 м C₃³(N) — аргиллиты, серые мелкозернистые песчаники. Тонкие прослои серых детритусовых известняков. *Cornia orthomiformis* Dup. (2128—2133 м), *Pseudomonotis kumpani* Fedot. (2465—2470 м), *Ammodiscus* sp., *Tolypamma* sp., *Ammovertella* sp., *Glomospira* sp.

В интервале 2550—2686 м C₇²(M) — аргиллиты темно-серые, песчаники и алевролиты. Тонкие прослои органогенных известняков. *Schubertella obscura* Lee et Chen, *Pseudostaffella sphaeroidea* Ehrenb. et Moell. *Ps. parasphaeroidea* Lee et Chen, *Ps. confusa* Lee et Chen, *Fusulina* sp. (2573—2580 м).

В интервале 2686—2803 м C₆²(L) — аргиллиты, песчаники и известняки. *Novella ex gr. evoluta* Grozd. et Leb., *Eostaffella ex gr. acuta* Grozd. et Leb., *Donezella*.

Купянская опорная скважина, не выполнив своего основного назначения (вскрытие осадков девона и нижнего карбона), позволила все же составить представление о значительной части неизвестного ранее разреза Преддонецкого прогиба.

Отложения третичной и мезозойской системы оказались представленными в фациях и мощностях весьма близких к таковым северо-западных окраин Донецкого кряжа. При этом привлекает внимание: 1) большая мощность верхнемеловых осадков, близкая к мощности верхнего мела центральных частей Днепровско-Донецкой впадины, 2) небольшая мощность осадков нижнего байоса, что наблюдается в случае размыва некоторой части нижнего байоса верхнебайосской трансгрессией на положительных структурах (Красный Оскол, Шебелинка и др.); 3) выпадение из разреза осадков нижнего и среднего лейаса, фиксируемое на антиклинально построенных структурах окраин Донецкого кряжа, испытавших донецкую фазу складчатости (Средний антиклиналь, Шебелинка и др.) [Б. П. Стерлин, 1953]; 4) относительно небольшая мощность триасовых пестроцветов.

Палеозойская часть разреза Купянской опорной скважины отличается от разреза палеозоя северо-западного Донбасса почти полным отсутствием пермских отложений и значительной мощностью верхнего карбона. В Донбассе и в зоне сочленения Донецкого кряжа с Днепровско-Донецкой впадиной пермские отложения достигают мощности около 2000 м.

¹ Более вероятно принадлежность этих отложений к верхней перми.

ЧЕРНИГОВСКАЯ ОПОРНАЯ СКВАЖИНА

Черниговская опорная скважина находится в с. Мохнач Любечского района Черниговской области. Пробурена она в центре Черниговской гравитационной аномалии, совпадающей со сводом Любечского поднятия, установленного в 1947—1949 гг. П. В. Вороновым и А. Г. Паламарчуком по неогеновым глинам и мергелям киевского яруса.

Бурение Черниговской скважины, помимо изучения разреза района Черниговского максимума силы тяжести и его нефте-газоносности, должно было выяснить также происхождение этой гравитационной аномалии, получившей самое различное толкование.

Под осадками палеогена (в нижней части которых возможен нижний палеоцен) скважина на глубине 175—319 м вскрыла незначительные по мощности отложения мела и меловых мергелей, среди которых по фауне фораминифер устанавливаются осадки всех ярусов верхнемеловой системы, известных в Днепроовско-Донецкой впадине (см. фиг. 1).

Под континентальными образованиями нижнего мела были пройдены континентальные отложения верхнего кимериджа — волжских ярусов мощностью 43 м, что более чем в пять раз меньше мощности этих же отложений в центральных частях Днепроовско-Донецкой впадины и в зоне сочленения ее с Донецким краем.

Далее были вскрыты морские осадки нижнего кимериджа — келловей, континентальные (?) песчано-глинистые отложения верхнего бата, морские глины нижнего бата — верхнего байоса и базальные песчаники средней (?) юры в интервале 571—591 м. Эта часть разреза по мощности и фациям сходна с одновозрастными отложениями Смеловской и Рейзеровской скважин.

Затем были пройдены следующие породы.

В интервале 591—704 м (T_2 — глинисто-карбонатная толща или се-ребрянская свита донецкого триаса) глины пестроцветные, плотные, часто песчаные, местами карбонатные; мелкозернистые тонкослоистые зеленоватые песчаники; по всей толще встречаются светлые карбонатные стяжения неправильной формы.

В интервале 704—904 м (T_1 — песчано-конгломератовая толща или дрововская свита донецкого триаса) пески и песчаники светло-серые, кирпично-красные, буровато-коричневые, кварцевые, местами косослоистые, тонко- и грубозернистые (до конгломератовидных). В подчиненном количестве пестроцветные глины, серые и розовые сливные и конгломератовидные известняки.

В интервале 904—960 м (P_2) глины кирпично-красные, местами зеленоватые-серые, плотные, слюдяные, слегка песчаные, карбонатные; тонкие прослойки алевролитов, мелко- и среднезернистых песчаников светло-зеленых, кирпично-красных, глинистых.

В интервале 960—1013 м (P_1) чередование ангидритов, доломитизированных известняков, красноцветных песчаников, глин и алевролитов. В известняках в интервалах 964—973, 979—986, 986—994 м Н. Е. Бражниковой определены: *Nodosaria* aff. *schichanica* Lip., *Geinitzina* (?) *pseudovoides* Lip., *Tuberitina* aff. *maljavkini* Mikh. var. *grandis* Reittl., *Ammovertella* sp., *Globivalvulina permiana* (Tscherd.) *Palaeonubecularia* sp.

Приведенная фауна не дает основания для определенного вывода о возрасте вмещающих ее слоев, так как часть этих форм известна также и из

верхнепермских отложений Русской платформы. Однако, учитывая то, что верхнепермские отложения в Днепровско-Донецкой впадине представлены в иных фациях (континентальные красноцветы), а также имевший место на этом участке длительный континентальный перерыв между карбоном и пермью, описанные породы следует причислить к нижней перми.

В интервале 1013—1182 м — C_2^2 (G) — пестроцветные глины, слюдистые, местами карбонатные; песчаники и алевролиты серые и зеленоватые, участками рыхлые, карбонатные; известняки серые, кристаллические, с *Tolypamma* sp., *Ammovertella* sp., *Glomospira* sp., *Schubertella* sp., *Fusiella* sp., *Pseudostaffella* sp., *Ozawainella* sp.

В интервале 1182—1345 м — C_2^1 (B) — песчаники серые и зеленоватые, реже кирпично-красные, кварцевые, слюдистые, мелкозернистые. Такого же цвета глины и алевролиты; известняки серые и коричневые, часто доломитизированные. Отпечатки растений, фораминиферы *Pseudostaffella* cf. *antiqua* var. *grandis* Schlyk., *Archaeodiscus subbaschkiricus* Reitl., *A. subcylindricus* Brazhn. et Pot., *A. ex gr. baschkiricus* Krest. et Theod., *Eostaffella* ex gr. *pseudostruvei* (Raus. et Bel.), *E. ex gr. varvariensis* Brazhn. et Pot.

В интервале 1345—1422 м — C_3^1 — известняки серые с *Endothyra* ex gr. *bradyi* Mikh., *Archaeodiscus* ex gr. *krestovnikovi* Raus., *A. aff. namuriensis* Dain., *A. aff. karreri* var. *compressa* Brazhn.

Аргиллиты темно-серые, с тонкими пропластками алевролитов; темно-серые и фиолетовые некарбонатные глины. *Prductus (Linoprductus)* ex gr. *tenuistriatus* Vern., *Pr. (Dictyoclostus)* sp., *Athyris* cf. *ambigua* Sow., *Chonetes* sp.

В интервале 1422—1591 м — C_2^1 темно-серые и почти черные аргиллиты, сланцеватые, местами углистые, серые кварцево-слюдистые песчаники и алевролиты, серые кристаллические известняки с *Monotaxis gibba* Moell., *Archaeodiscus* ex gr. *karreri* Brady, *A. moelleri* Raus., *A. intermedia* Brazhn. et Pot., *Endothyra omphalota* Raus. et Reitl., *Eostaffella* aff. *parastruvei* Raus., *E. parva* (Moell.), *E. mediocris* var. *minima* Brazhn. et Pot., *E. mosquensis* Viss., *Nanicella ukrainica* Brazhn., *Ammodiscus volgensis* Raus., *Bradyina rotula* (Eichw.), *Prductus (Gigantella)* cf. *gigantoides* Parck., *Gigantella* aff. *latissimus* Sow., *Spirifer* ex gr. *trigonalis* Mart.

В интервале 1591—2751 м вскрыты породы палеозоя, отнесенные на разрезе к девону¹. В интервале 1591—1800 м выветрелые диабазы, базальты, диабазо-базальтовые туфы, туфобрекчии и туффиты. Верхние 7 м толщи каолинизированы и представляют собой кору выветривания.

В интервале 1800—1905 м темные аргиллиты с тонкими прослоями серых кварцевых песчаников и алевролитов и доломитизированных известняков. Углы падения от 10 до 50°. В интервале 1858—1861 м П. Л. Шульгой определены *Buchiola* sp. и *Cardiola* sp.

В интервале 1905—2070 м чередование серых и темно-серых аргиллитов, туфов, туфогенных алевролитов и песчаников. Три пачки эффузивов (диабазы и порфириты) мощностью до 7 м.

В интервале 2070—2525 м базальты, диабазы, порфириты, реже трахидолериты, чередующиеся с вулканическими туфами и туфобрекчиями. В верхней части сильно выветрелые туфы, похожие на кору выветривания

¹ Этот возраст, по данным В. А. Витенко, сейчас подтвержден комплексами остракод. Породы в интервале 2747—2753 м относятся к овручским или к шокшинским отложениям.

с интервала 1591—1598 м; ниже их залегают буровато-серые измененные базальты, приобретающие к низу темно-зеленый цвет.

В интервале 2525—2751 м аргиллиты, алевролиты, песчаники, известняки, доломитизированные известняки, гипсо-ангидриты, переслаивающиеся с туфогенными алевролитами, туфами, диабазами и диабазопорфитами. Мощность излившихся лав до 15 м. Углы падения от 10 до 30°.

П. Л. Фурсова и Е. М. Люткевич указывают на присутствие в интервале 2747—2753 м малиновых и красных кварцито-песчаников типа покшинских.

В интервале 2751—2836 м докембрийский фундамент: биотитовые и биотитово-гранатовые гнейсы и мигматиты, в верхней части выветрелые.

Детальное описание магматических пород Черниговской скважины содержится в работе И. С. Успенко и Л. Г. Бернадской [1954].

Черниговская опорная скважина, вскрыв 1200-метровую толщу эффузивов, залегающую между докембрийским основанием и осадками верхнего визе, подтвердила высказывавшееся ранее мнение о связи Черниговской гравитационной аномалии с залегающими на глубине основными эффузивами [В. Н. Чирвинский, 1936]. Интересным является присутствие в разрезе скважины морских фаунистически охарактеризованных отложений нижней перми.

ТЕКТОНИКА

Новые данные, в особенности результаты обработки материалов опорного бурения, позволяют не только уточнить, но в известной мере принципиально по иному охарактеризовать некоторые вопросы геологического строения рассматриваемой территории. Они дают возможность на основе тектонической схемы И. Ю. Лапкина, М. В. Чирвинской, С. Е. Черпака несколько по иному представить строение области депрессий, расположенных между Воронежским и Украинским кристаллическими массивами (фиг. 2).

По характеру изменений тектонических движений во времени и их интенсивности здесь выделяются следующие регионы.

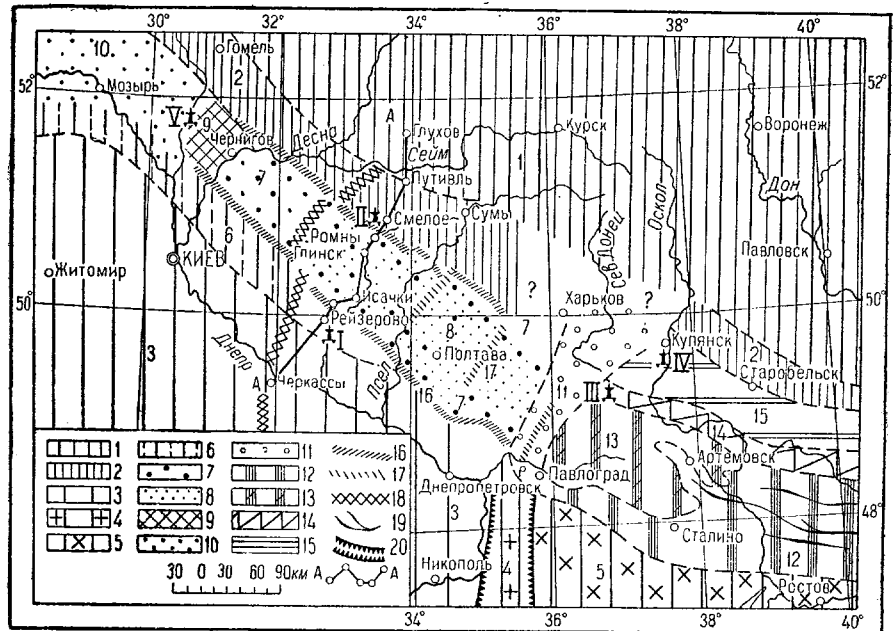
Воронежский кристаллический массив, ограничивающий рассматриваемую область с северо-северо-востока, сложен докембрийскими кристаллическими породами, перекрытыми моноклинально залегающими мало-мощными осадочными образованиями верхнего палеозоя и мезо-кайнозоя.

Выходы пород докембрия известны на востоке (район Павловска, Свиноуха), буровыми скважинами кристаллическое основание достигнуто во многих пунктах на небольшой глубине (до 340 м в Кантемировке). Согласно геофизическим данным к югу поверхность кристаллического основания погружается до 1800 м в Миллерово и 2500 м в Старобельске. К юго-западу также происходит значительное погружение склона Воронежского кристаллического массива. На западе докембрийские породы вскрыты: в Обояни на глубине 357 м, в Гостищеве — 474 м, в Глухове — 512 м, в Новгород-Северском — 384 м, в Путивле — 780 м, а в Смелом — 2218 м.

Из-за слабой изученности этого склона геофизическими методами и глубоким бурением характер его погружения остается неясным. Этот вопрос имеет и практическое значение, поскольку к возможным ступеням докембрийского основания могут быть приурочены такие же складки верхне-палеозойских пород, как в районах Саратова и Доно-Медведицких дислокаций.

На прежней схеме эти погруженные части склона Воронежского массива рассматривались как бортовые части Днепро-Донецкой впадины и Преддонецкого прогиба. Но в действительности от лежащего к югу Дне-

провско-Донецкого грабена склон названного массива отделен зоной разрывов. На это явление особое внимание обратил Д. Н. Соболев, который указал, что через район Старобельска в западно-северо-западном направлении на Чернигов проходит «разделительная линия или меловое плечо» в виде зоны крутых перегибов слоев или сбросов, ограничивающее бассейновую впадину от ее «шельфов», лежащих на «скатах» кристаллического массива [Д. Н. Соболев, 1936, 1938].



Фиг. 2. Тектоническая схема области депрессий, расположенных между Воронежским и Украинским кристаллическими массивами. Составили И. Ю. Лапкин, Б. П. Стерлин, 1954 г.

1 — Воронежский кристаллический массив, 2 — южный погруженный склон Воронежского кристаллического массива, 3 — северо-западная (Днепро-Бугская) часть Украинского кристаллического массива, 4 — Запорожский поперечный грабен Украинского кристаллического массива, 5 — юго-восточная (Приазовская) часть Украинского кристаллического массива с герциническими магматическими породами, 6 — северный, погруженный склон Украинского кристаллического массива, 7 — Днепро-Донецкий грабен, 8 — центральная часть Днепро-Донецкого грабена с мощным (местами около 2000 м) развитием мезо-кайнозой, 9 — Черниговский выступ, 10 — Припятский грабен, 11 — зона сочленения Днепро-Донецкого грабена с Донецким складчатым сооружением и Преддонецким передовым прогибом, 12 — Донецкое складчатое сооружение, 13 — область северо-западного погружения Донецкого складчатого сооружения, 14 — зона окраинной мелкой складчатости и надвигов Донецкого складчатого сооружения, 15 — Преддонецкий передовой прогиб, 16 — зоны краевых разрывов Днепро-Донецкого грабена, 17 — зоны нарушений в отложениях карбона, 18 — Дрбовско-Кировоградская полоса региональных минимумов силы тяжести (полоса интрузий Кировоградских гранитов на Украинском массиве), (15—18 по геофизическим материалам М. В. Чирвинской), 19 — основные антиклинальные складки Донецкого кряжа, 20 — разломы ограничивающие Запорожский грабен, А-А — геологический профиль. I, II, III, IV, V — опорные скважины.

Несколько забегая вперед, укажем, что в районе Чернигова эта разделительная линия, по Соболеву, круто поворачивает к юго-востоку и отделяет впадину от ее «шельфов» также на западе и на юге (со стороны Украинского массива).

Украинский кристаллический массив в отличие от Воронежского не представляется столь однородным. Первая попытка разделить отдельные участки кристаллических пород на образования разного возраста были

сделаны более ста лет назад К. М. Феофилактовым [1851]. Затем И. Морозевич [1901] выделил область сплошного развития кристаллических пород вдоль берегов Азовского моря, между впадающими в него реками Молочной и Грузским Еланчиком под названием Приазовской кристаллической площади. Он отмечал, что «площадь эта представляет одно общее, вполне определенное геологическое образование, отличающееся многими характерными особенностями». Тем самым, как увидим, был сделан значительный шаг вперед в познании не только Украинского массива, но и прилегающих к нему регионов.

Развивая исследования И. Морозевича и других петрографов, В. И. Лучицкий [1934] в одной из своих сводок подразделил Украинский кристаллический массив на две части: ббльшая, северо-западная, правобережная по отношению к Днепру часть — Днепро-Бугский массив, и меньшая, левобережная — Приазовский массив.

Принципиальный интерес имеет следующее указание автора: «Эти два массива разделены довольно глубоким грабеном, заполненным мощной свитой осадочных отложений, по которому соединяются мульды Северо-Украинская (Киево-Харьковская) и Южная (Украинско-Крымская)». Этот грабен именуется автором несколько неопределенно Молочно-Волчьей впадиной. Д. Н. Соболев [1938] назвал этот грабен Запорожским проломом. В дальнейшем будем именовать его Запорожским поперечным грабеном, так как это название указывает на его положение и генезис. Западная граница грабена определяется разломом, по которому р. Днепр круто меняет свое юго-восточное направление на южное; восточная определяется разломом, идущим на Павлоград, вдоль которого известны молодые эффузивы [И. Ю. Лапкин и др., 1952].

В. И. Лучицкий [1934], говоря о «крупном разломе», отделяющем Днепро-Бугский массив от Приазовского, отмечает «огромное влияние сбросовых процессов на тектонику и генезис геоморфологии Украинского кристаллического массива, и тем самым на передвижки магмы» (стр. 19).

В пределах Приазовского массива широким распространением пользуются различные эффузивные породы, которые, согласно многочисленным исследованиям, являются верхнепалеозойскими и даже мезозойскими. По В. И. Лучицкому палеоандезиты восточной окраины Приазовского массива и палеоандезиты юга Донбасса «тождественны в минералогическом и структурном отношении, не отличимы в отношении степени сохранности, выполняют по существу одни и те же трещины. . . А так как возраст андезитов по всем признакам не древнее среднего карбона, очевидно и возраст палеоандезитов Приазовского массива тот же» (стр. 156).

Не древнее среднего карбона являются, по В. И. Лучицкому, и некоторые другие эффузивы Приазовья.

Из последних исследований по этому району особенно примечательна работа И. Ф. Трусовой, давшей детальное описание вулканических пород бассейна р. Мокрой Волновахи в области выходов верхнедевонских отложений. Она отмечает определенную направленность здесь процессов дифференциации магмы во времени — от более основных разностей к кислым — от базальтовой до липаритовой. И. Ф. Трусова, сравнивая вулканизм этого региона с вулканическими проявлениями, типичными для платформенных и геосинклинальных областей, указывает, что: «вулканизм юго-западной окраины Донецкого бассейна имеет много сходных черт с вулканизмом такой типичной складчатой страны как Центральный Казахстан» [А. А. Богданов и др., 1947 (стр. 48)].

К герцинским образованиям Ю. И. Половинкина [1953] относит не только Приазовский щелочной комплекс, но и молодые граниты Волновахи, Екатериновки и других мест Приазовья. Более того, она, как и другие исследователи (В. И. Лучицкий), указывает, что в Приазовье и Донбассе имеются основные, щелочные и в меньшей мере кислые породы — часть которых должна рассматриваться как послепалеозойская и мезозойская».

И. С. Усенко [1951] описанные им в районе г. Запорожья на левом берегу Днепра молодые «дейково-эффузивные породы» по аналогии с такими Приазовья считает палеозойскими.

К западу от Запорожского грабена комплекс магматических пород герцинского времени, типичный для геосинклинальной области, в пределах Украинского массива и прилежащей к нему Днепроовско-Донецкой впадины, неизвестен. Верхнепалеозойские эффузивные породы Волыни и района Чернигова характерны для платформенной области. Поэтому трудно согласиться с Ю. И. Половинкиной [1953], которая рассматривает не только Приазовскую, сравнительно небольшую юго-восточную часть Украинского кристаллического массива, непосредственно прилегающую к Донбассу, но почти весь массив в целом, подобно М. М. Тетяеву [1926], как срединную массу герцинской подвижной зоны.

Северный погруженный склон Украинского кристаллического массива сравнительно хорошо изучен; в отличие от склона Воронежского массива он представляет более узкую полосу, сопровождающую северо-западную (Днепроовско-Бугскую) его часть и то не на всем ее протяжении. Этот склон, рассматривавшийся на прежней тектонической схеме [И. Ю. Лапкин и др., 1952] как южный борт впадины, характеризуется постепенным погружением поверхности кристаллических пород к северо-востоку, на которых, как и на склоне Воронежского массива, лежат моноклинально падающие осадочные образования начиная с каменноугольных. Но здесь докембрийские породы склона залегают на меньших глубинах — в районе Киева — 211 м; наиболее глубокое залегание — в районе Рейзерова — 1426 м (см. фиг. 1).

Этот склон Украинского массива с юго-востока круто обрывается зоной краевых разрывов, прослеженных на всем его протяжении. Этими разрывами срезана значительная часть склона массива. Согласно М. В. Чирвинской, рассматриваемая зона нарушений в докембрийском фундаменте хорошо прослеживается по геофизическим данным (ряд магнитных аномалий, сгущение изоаномал силы тяжести, резкое погружение опорного электрического горизонта), что также подтверждается и материалами глубокого бурения.

Донецкое складчатое сооружение своей западной частью — Донецким кряжем — непосредственно примыкает с севера к Приазовской части Украинского массива, переработанной герцинскими движениями. Как уже указывалось [И. Ю. Лапкин и др., 1952; В. С. Попов и И. Ю. Лапкин, 1953] Донбасс вместе с Приазовьем представляются как обнаженные, сильно размытые краевые участки западной ветви единой герцинской геосинклинальной области, окаймлявшей с юга и востока Русскую платформу.

Наиболее древние осадочные образования Донецкого кряжа, возраст которых установлен по органическим остаткам, обнажены в виде узкой полосы на его границе с Приазовским массивом (бассейн р. Кальмиус и притоков рр. Мокрая и Сухая Волноваха). Они составляют толщу от нескольких до 600 м мелководных (преимущественно лагунных) и континенталь-

ных образований, разделенных между собой перерывами (следами размывов) и покровами эффузивов. Среди морских отложений преобладают песчано-глинистые породы с прослоями известняков доломитизированных и доломитов; среди континентальных — конгломераты и грубообломочные песчаники. Для этой толщи характерными являются и пестроцветные образования, преобладающие в ее верхней части. Органические остатки представлены остатками рыб верхов живецкого яруса, брахиоподами и остракодами франского и фаменского ярусов и флорой верхнего девона [А. А. Богданов и др., 1947; З. А. Мишунина, 1953].

Карбон в Донецком кряже начинается эпиконтинентальной толщей известняков турне и частью виле до 600 м, выше которых следует исключительная по своей мощности (более 12 000 м) толща преимущественно терригенных песчано-глинистых пород (с подчиненными прослоями известняков и угля) типично геосинклинального облика, в которой чередуются отложения мелководных, прибрежных и континентальных фаций. Это и есть широко известный донецкий угленосный карбон, в котором представлены все его три отдела; характерно, что в Донбассе большинство угленосных пластов приурочено к среднему и нижней части верхнего карбона [П. И. Степанов, 1932].

Отложения донецкого карбона метаморфизованы и сложены в систему антиклинальных и синклиналиных складок, вытянутых с запада-северо-запада на восток-юго-восток, параллельно Приазовскому массиву. Наиболее крупными из них являются антиклинали — Главная, Южная и Северная. К северному крылу Главной антиклинали приурочена 100 км зона оруденения, протягивающаяся от Нагольного кряжа до Никитовки.

Ряд исследователей указывает на генетическую связь полиметаллического оруденения Нагольного кряжа с сурьмяно-ртутным Никитовского месторождения. Согласно геофизическим исследованиям в зоне оруденения на сравнительно небольших глубинах развиты кристаллические породы, образующие громадный интрузивный массив. С последним, по-видимому, также связаны дайки кислых и основных пород, известные среди отложений карбона во многих местах Донбасса. Эти дайки могут рассматриваться как дериваты грано-диоритовой магмы, интрузия которой и обусловлена герцинским тектогенезом [К. Н. Савич-Заблоцкий и И. Ю. Лапкин, 1948]. Можно считать установленным, что указанные рудные месторождения в нижнепермское время подвергались выветриванию и денудации, а продукты их разрушения сносились в прилежащие бухтообразные заливы, которые располагались в северо-западной части Донбасса.

Самая верхняя часть пород донецкого карбона, пермские и более молодые осадочные образования широким развитием пользуются за пределами Центральной части Донецкого кряжа, на северной и северо-западной его окраинах.

На востоке-юго-востоке складки донецкого карбона скрываются под чехлом мезо-кайнозойских осадочных образований, мощность которых увеличивается в этом направлении.

К юго-востоку, за пределами обнаженного Донбасса, породы Донецкого карбона были вскрыты скважиной Северо-Кавказского геологического управления у железнодорожной станции Куберле (на линии Сталинград — Ростов) под палеогеновыми образованиями на глубине 820 м. Представлены они здесь песчаниками, глинисто-песчанистыми сланцами с прослоями известняков и относятся, согласно Н. А. Редичкину, к низам свиты S_3^1 .

и свите S_2^7 . Характерно, что в отличие от Донбасса в Куберле содержатся ничтожные пропластки антрацитовых углей.

Известно, что в юго-восточном направлении мощности свит донецкого карбона, метаморфизация пород их слагающих и интенсивность пликтивных нарушений значительно возрастают. Что касается угленосности, то, как это следует из результатов бурения у ст. Куберле и других мест, она здесь резко падает. Создается впечатление, которое требует тщательной проверки, что лишь самый северо-западный отрезок рассматриваемой геосинклинальной зоны — Донбасс, — непосредственно примыкавший к платформе, в карбоне являлся областью накопления угленосных фаций промышленного значения.

В настоящее время сильно метаморфизованные и интенсивно складчатые толщи, по-видимому, различных свит карбона вскрыты глубоким бурением на всем протяжении Предкавказья вплоть до западного побережья Каспийского моря.

Таким образом от Донецкого кряжа и Приазовского массива, вплоть до Каспия, простирается обширная Донецко-Северокавказская герцинская область складчатых сооружений.

Среди верхнеартинских отложений района Астрахани, непосредственно примыкающего к этой складчатой области, А. В. Копелиовичем были обнаружены, наряду с обломками интрузивных и эффузивных пород и метаморфических сланцев, гальки известняков с фауной различных ярусов карбона и самых низов перми — от намюра до сакмарского яруса. В совокупности с другими данными это свидетельствует о размыве отмеченных герцинских складчатых сооружений и в верхнеартинское время.

Итак, западный отрезок герцинской геосинклинальной области — Донбасс — возник после отложения эпиконтинентальных известняков. С этого времени здесь устанавливается геосинклинальный режим, существующий почти до конца карбона.

Область северо-западного погружения Донецкого складчатого сооружения характеризуется постепенным уменьшением мощности, складчатости и метаморфизма каменноугольных пород, хотя их общий облик сохраняет все черты, присущие донецкому карбону.

В пределах этой области между антиклинальными поднятиями пород донецкого карбона, несколько смещенными по отношению к основным складкам Донецкого кряжа, располагаются широкие прогибы — Кальмиус-Торецкая и Бахмутская котловины. Последняя выполнена преимущественно пестроцветными, во многих местах грубообломочными образованиями самых верхов карбона и красноцветными морскими и лагунными, в значительной мере хемогенными отложениями нижней перми, общей мощностью около 3000 м. На сильно размытой поверхности этих образований с резким угловым несогласием залегают континентальные и морские отложения мезо-кайнозоя, общей мощностью около 1200 м. Внутри мезо-кайнозойского комплекса осадочных образований устанавливается ряд перерывов и несколько угловых несогласий.

В отличие от Бахмутской в большей части Кальмиус-Торецкой котловины отложения верхнего карбона и перми отсутствуют. Здесь на осадках различных свит среднего карбона с небольшим угловым несогласием ($1-2^\circ$) залегают морские и континентальные образования мезо-кайнозоя мощностью до 900 м. Внутри них при общем согласном напластовании имеет место ряд перерывов.

В пределах области северо-западного погружения Донецкого складчатого сооружения известны отдельные поднятия палеозоя, находящиеся на продолжении основных тектонических линий Донецкого кряжа. На некоторых куполовидных поднятиях (Славянский, Петровский «купола») известны брекчии, содержащие перекристаллизованные известняки с фауной верхнего девона (франский ярус).

На северной окраине Донбасса все свиты донецкого карбона, характеризующиеся меньшими мощностями и более слабой степенью метаморфизации, чем в его центральных частях, образуют узкий (до 25—35 км) пояс протягивающихся на 250—300 км мелких складок, рассеченных региональными надвигами. Эта зона **окраинной мелкой складчатости и надвигов Донецкого складчатого сооружения** вместе с ним погружается в восточно-юго-восточном направлении и прослежена глубокими скважинами и геофизическими исследованиями до Котельниково и далее местами до района Астрахани. Геологическое строение этой зоны освещено в специальной работе [В. С. Попов и И. Ю. Лапкин, 1953].

Зона мелких складок и региональных надвигов (Северо-Донецкий, Марьевский и др.) Донецкого складчатого сооружения отделяет его от области **Преддонецкого передового прогиба**.

Согласно господствовавшим до последнего времени взглядам, сформулированным известным донецким геологом В. С. Поповым [1936], эта область рассматривалась как прямое подземное продолжение на север складчатого угленосного Донбасса; П. И. Степанов назвал ее северным сектором Большого Донбасса. Эти взгляды, введ за В. С. Поповым, развивали в своих работах В. В. Вебер [1949], Н. Ф. Балуховский [1949] и многие другие. Согласно В. В. Веберу, «не подлежит сомнению, что по мере удаления от складчатой системы Донецкого бассейна интенсивность таких погребенных складок должна постепенно затухать, чтобы сам пояс этих складок мог затем постепенно смениться зоной недислоцированного карбона платформы» (стр. 172).

Н. Ф. Балуховский считал, что этот «контакт недислоцированного палеозоя с дислоцированным проходит несколько севернее Старобельска и идет на Беловодск и Миллерово» (стр. 175).

Д. Н. Соболев указал [1936], что между Донецким кряжем и Донецким шельфом, т. е. склоном Воронежского массива, располагается прогиб поверхности карбона, выполненный отложениями мезо-кайнозоя и главным образом верхнемеловыми. Этот прогиб был назван Д. Н. Соболевым [1936] Донецким каналом. При этом важно отметить следующее положение автора: «имеются ли в Донецком канале «пермокарбон» и пермь, мы пока с достоверностью не знаем, но они должны быть здесь (если только не уничтожены денудацией), так как только здесь мог пролегать путь (канал), которым «пермокарбоновые» и пермские бассейны северо-западной окраины Донецкого кряжа (и Северно-Украинского бассейна) соединялись с Арало-Каспийским бассейном» (стр. 46).

В работе, опубликованной одновременно с вышеуказанными работами В. В. Вебера и Н. Ф. Балуховского, цитируемый исследователь писал, что Донецкий канал является настоящим передовым «пригорным» прогибом, аналогичным Предуральскому прогибу.

И. Ю. Лапкин, проводивший в 1949 г. и в начале 1950 г. исследования в связи с проблемой нефте-газоносности северной окраины Донбасса, пришел к заключению, что новейшие материалы не подтверждают наличия здесь погребенных складок донецкого типа. Рассматривавшиеся как наи-

более обоснованные поднятия: Кабанье (севернее Кременной), Елифановки (севернее Лисичанска) и Веселой Горы (севернее Ворошиловграда), объединенные в единую антиклинальную зону донецкого простирания с глубинами залегания карбона около 200 м, буровыми работами не подтвердились.

И. Ю. Лапкин [1951] в развитие идей Д. Н. Соболева указал, что для Преддонецкого, как и для других передовых прогибов характерно: положение между орогеном (складчатый Донбасс) и платформой (Воронежский массив — приподнятый край Русской платформы); асимметричность строения; надвинутость вплоть до опрокидывания краевой части складчатого сооружения на примыкающий к нему более крутой борт прогиба (зона Северо-Донецкого надвига); развитие платформенных и переходных фаций, наличие более молодых образований, отсутствующих или незначительно представленных в самом орогене и на платформе; другие признаки, среди которых немаловажными являются газо-нефтепроявления.

В новейшей работе Н. Ф. Балуховский (1954) присоединился к взглядам Д. Н. Соболева о предгорном прогибе, названном И. Ю. Лапкиным «Преддонецким». По мнению Н. Ф. Балуховского, Донбасс имеет два передовых прогиба — Северный Преддонбасский и Южный Преддонбасский, хотя в последнем отсутствуют осадки всего верхнего карбона и перми. В той же работе, в полном соответствии со своими прежними взглядами, он пишет, что современный Донбасс является незначительной частью погребенного угленосного бассейна, распространяющегося в северо-западной части до Бахмача, в северной до линии Купьянск — Миллерово и в юго-восточной до Астрахани.

Остается непонятным, не говоря уже о фактической стороне дела, каким образом горное сооружение может обладать сразу двумя одновременными передовыми прогибами. Последние при этом, по Н. Ф. Балуховскому, являются еще и частью самого горного сооружения, в результате разрушения которого они и образовались.

Согласно имеющимся в настоящее время материалам, Преддонецкий передовой прогиб сопровождается Донецкое складчатое сооружение на всем его протяжении в виде сравнительно узкого, но глубоко опущенного — до 5 км (по геофизическим данным) — жолоба.

Средне- и верхнедевонские, а также нижне- и, частью, среднекаменноугольные (добашкирские) осадочные образования широко развиты в сопредельных с Преддонецким прогибом областях (южный склон Воронежского массива, район Доно-Медведицкой дислокации и т. д.), что дает основание предположить их наличие и в пределах прогиба.

В приподнятой полосе Преддонецкого прогиба к северу от Ворошиловграда, являющейся продолжением поперечного, по Д. Н. Соболеву [1938], поднятия Донецкого кряжа, были вскрыты преимущественно терригенные, но с более мощными, чем в Донбассе, прослоями известняков, отложения, соответствующие (согласно палеонтологическим определениям Г. Д. Киреевой) тепловской свите, верейскому и каширскому горизонтам среднего карбона, а также породам верхнего его отдела.

В западной относительно опущенной части Преддонецкого передового прогиба большой мощности достигает пестроцветная толща самых верхов карбона (фиг. 1). Это явление характерно и для других погруженных зон Преддонецкого прогиба. В области поднятия к северу от Ворошиловграда пестроцветные образования верхнего карбона размыты и сохранились лишь местами, но восточнее, к северу от Каменска, они достигают такой

же и даже большей мощности, как и в районе с. Подвысокого. Эта пестроцветная толща является продуктом разрушения вздымавшейся в самом конце карбона горной области Донецкого складчатого сооружения. Вслед за Д. Н. Соболевым [1932] верхнекарбовую пестроцветную весьма своеобразную толщу пород можно рассматривать как молассы. Подъем донецких герцинид происходил и в начале перми, о чем свидетельствуют разновозрастные обломочные породы в верхах артинского яруса района Астрахани.

В восточной части Преддонецкого передового прогиба, к северу от Каменска в нижней перми развиты осадки открытого моря — известняки швагеринского горизонта. В юго-восточной части Преддонецкого прогиба значительным развитием пользуются и вышележащие толщи перми, вплоть до гипсо-соленосных пород кунгура, достигающие севернее Астрахани, в Азау, мощности, измеряемой многими сотнями метров.

Триасовые и юрские отложения во многих местах Преддонецкого прогиба значительно размывы, по-видимому, в предмеловое время. Верхние и нижнемеловые отложения, достигающие в осевых частях прогиба более 600 м, выполняют его на всем протяжении.

Отложения палеогена в приосевой части прогиба представлены всеми ярусами и достигают здесь наибольшей мощности.

Преддонецкий прогиб, возникший в конце карбона — начале перми, вследствие подъема Донецкого складчатого сооружения, сопровождавшегося опусканием краевых частей платформы, сохранил свои тенденции к прогибанию до настоящего времени. Но в отдельные эпохи он втягивался в восходящие движения Донецкого сооружения. При этом наиболее значительные поднятия прогиба имели место в конце перми и в предсеноманское время. Передовые складки Донецкого сооружения, нарушенные надвигами, временами вовлекались в нисходящие движения самого прогиба [И. Ю. Лапкин и др., 1952; В. С. Попов и И. Ю. Лапкин, 1953].

Зона сочленения Донецкого складчатого сооружения и Преддонецкого прогиба с Днепровско-Донецким грабеном хотя и привлекает к себе большое внимание геологов, по из-за скудости фактического материала все еще не освещена надлежащим образом.

Эта зона, находящаяся на северо-северо-восточном продолжении Запорожского поперечного грабена Украинского массива, как уже отмечалось [И. Ю. Лапкин, 1951; И. Ю. Лапкин и др., 1952], характеризуется флексуриобразными перегибами в осадочном покрове и нарушениями, которые, надо полагать, связаны с разломами в кристаллическом фундаменте, присущими названному грабену.

Согласно геофизическим данным (М. В. Чирвинская), зона сочленения названных регионов характеризуется северо-северо-восточным направлением изоаномал силы тяжести, значение которых резко убывает в сторону Днепровско-Донецкого грабена.

В восточной части этой пограничной полосы верхнепермские, триасовые, юрские и более молодые отложения северо-западной окраины Донецкого кряжа круто погружаются к западу, причем имеет место значительное возрастание в этом направлении мощности осадочных образований, которое сопровождается и их фаціальным изменением.

Б. П. Стерлих [1954], проведший детальные исследования юрских отложений северо-западной окраины Донбасса и юго-восточной части Днепровско-Донецкого грабена, на основании анализа их фаций и мощностей, установил совпадение восточной части полосы перегибов и нарушений с зоной разлома в кристаллическом фундаменте.

По мнению этого геолога, появление туфогенных образований верхнего бата, вскрытых в этой полосе, следует объяснять эффузивной деятельностью по разломам кристаллического фундамента, ограничивающим Донецкое складчатое сооружение от Днепровско-Донецкого грабена и Преддонецкого прогиба. Это хорошо увязывается с тем, что вдоль разломов восточной части Приазовского массива и пограничного с ним Запорожского грабена известны молодые мезозойские эффузивы¹.

В пределах рассматриваемой области развиты брахиантиклинальные складки платформенного типа. Некоторые из них сильно нарушены.

Самая северная часть этой пограничной области и район г. Харькова, несмотря на ее значительный практический интерес, наименее изучена. Наиболее глубокая здесь скважина, пройденная у железнодорожной станции Харьков-Южный [И. Ю. Лапкин, 1947], на глубине 823 м вскрыла лишь осадки нижнего кимериджа.

Запорожский поперечный грабен Украинского кристаллического массива отделяет юго-восточную Приазовскую его часть, переработанную герцинскими движениями, от северо-западной. Зона сочленения Донецкого складчатого сооружения и Днепровско-Донецкого грабена резко отделяет область развития герцинских геосинклинальных складок от области платформенных структур названного грабена.

Новые материалы позволяют высказать предположение, что эта зона, продолжаясь на юг, ограничивает с запада и герциниды Предкавказья. Таким образом, ее можно рассматривать как зону крупнейших региональных нарушений, связанных с разломами в кристаллическом фундаменте, протягивающуюся в почти меридиональном направлении от Воронежского массива через Запорожский грабен далеко на юг и отделяющую восточную герцинскую геосинклинальную область от западной платформенной области.

Пока еще нет фактического материала, который позволил бы рассматривать эту точку зрения как единственно возможную. Не исключено, что изложенный вариант послужит лишь началом для более правильного решения этого исключительно важного в теоретическом и практическом отношениях вопроса.

Днепровско-Донецкий грабен, расположенный к северо-западу от Донецкого складчатого сооружения и вытянутый в том же направлении, ограничен регионально прослеживающимися узкими зонами краевых разрывов, которые отделяют его как от склонов Воронежского, так и от Украинского кристаллических массивов. Граница этого грабена с Украинским массивом прослежена более полно, а с Воронежским — слабее. На северо-западе нарушениями Черниговского выступа он отделен и от Припятской впадины.

Таким образом, согласно новым данным, Днепровско-Донецкая впадина представляется намного меньшей по своим размерам, чем это принималось раньше. Она представляет собой типичный грабен, расположенный между Украинским и Воронежским кристаллическими массивами.

По геофизическим данным (М. В. Чирвинская), центральная часть Днепровско-Донецкого грабена характеризуется целым рядом региональных максимумов сил тяжести, которые связываются с наличием здесь основных

¹ Туфогенные породы средней юры вскрыты и в Новой Алексеевке на продолжении зоны сочленения к югу в область Горного Крыма.

эффузивных пород. Полоса положительных аномалий силы тяжести сопровождается региональными, вытянутыми в западно-северо-западном направлении, зонами отрицательных ее значений. Эти зоны, как было выяснено, совпадают с наиболее нарушенными красвыми частями Днепро-Донецкого грабена. В южной красной зоне установлены типичные платформенные структуры, связанные с разломами в кристаллическом фундаменте [И. Ю. Лапкии и др., 1952].

По тем же геофизическим данным, кроме продольных, устанавливается и ряд поперечных, весьма узких полос нарушений (см. фиг. 2). Из них наиболее значительным является предполагаемый разлом в кристаллическом фундаменте, совпадающий с Драбовско-Кировоградской полосой региональных минимумов силы тяжести. Согласно данным М. В. Чирвинской, эта полоса пересекает весь рассматриваемый регион. В пределах Украинского кристаллического массива ей соответствует полоса рапшакивидных гранитов. По мнению названного исследователя, вдоль Драбовско-Кировоградской полосы гранитных интрузий имели место более поздние, послекембрийские, нарушения. К востоку от этой полосы, по геофизическим данным, располагается наиболее опущенная часть Днепро-Донецкого грабена — Лохвицкая ванна, по Д. Н. Соболеву [1949].

Наиболее древние осадочные образования в пределах рассматриваемого грабена не вскрыты. Известняки с фауной верхнего девона (верхняя часть франского яруса) обнаружены в брекчии Исачковского соляного купола [О. М. Куцыба и П. Л. Шульга, 1938].

Идея В. Б. Порфирьева [1941] о наличии в наиболее погруженных частях Днепро-Донецкой впадины осадков древнее средне- и верхнедевонских, принятая крайне отрицательно большинством украинских геологов, находит теперь сторонников и все больше косвенно подтверждается фактическим материалом, полученным в результате опорного бурения.

Б. Н. Стерлин вслед за В. Б. Порфирьевым иным путем пришел к необходимости признания наличия осадков нижнего палеозоя в Днепро-Донецкой впадине. При этом, помимо иных доказательств, он основывался на том факте, что галогенные толщи формируются не в начале, а в конце осадочного цикла, причем формированию их, в пределах даже одной системы, предшествует, как правило, образование нормально-осадочных пород значительной мощности (нижнепермская соленосная толща Бахмутской котловины, кунгурские отложения Урала и т. п.).

Применительно к Днепро-Донецкому грабену, где как наиболее древние образования известны пока соли и гипсы среднего (?) и верхнего девона,¹ это означает, что под соленосными отложениями девона неизбежно должны находиться еще более древние нормально-осадочные породы.

Осадки нижнего палеозоя обнаружены опорным бурением в различных пунктах Русской платформы [А. А. Бакиров, 1954]. Присутствуют они и в ближайших к нам Городокской и Оршанской опорных скважинах [А. Я. Стефаненко и А. С. Махнач, 1953]. Песчаники типа шокшинских кварцитов обнаружены и в разрезе Черниговской опорной скважины. Все это дает основание полагать, что в начале палеозоя Днепро-Донецкий грабен мог являться уже областью накопления осадков. В конце живет-

¹ В районе Зачепиловки и Колайдинцев недавно вскрыты кварцево-полевошпатовые песчаники верхнего девона мощностью более 1000 м.

ского и в начале франского времени, когда на Русской платформе возникли крупные разломы и связанные с ними покровные излияния, эти разломы четко отделили Воронежский кристаллический массив от Украинского и наметили Днепровско-Донецкий и Припятский грабены. На стыке последних образовался Черниговский выступ, с характерными для него туфогенами и лавами.

Излияние эффузивов района Черниговской опорной скважины должно быть отнесено, таким образом, к концу живета — началу франского века. Не исключено также, что часть разреза Черниговской опорной скважины окажется нижнепалеозойской.

В верхнем девоне морской бассейн протягивался на юго-восток до района Славянска, где, как и на Исачковском куполе, известны в брекчии те же верхнефранские известняки [Д. П. Назаренко, 1948; З. А. Мишунина, 1953].

Отложения нижнего и среднего карбона сейчас известны не только в краевых частях грабена. На выявленном к северо-западу от Полтавы Солохском поднятии, под покровом мезо-кайнозойских пород мощностью около 1400 м они представлены по преимуществу терригенными метаморфизованными отложениями, как и в краевых частях грабена.

Палеонтологически охарактеризованные отложения верхнего карбона, развитые на северо-западной окраине Донбасса и в области Преддонецкого передового прогиба, в Днепровско-Донецком грабене пока достоверно не установлены.

В центральной части грабена (Глинская скважина № Р-2) под осадками нижней перми был вскрыт известняк с фауной, отнесенной Б. И. Чернышевым к верхнему карбону (Е. О. Новик, 1949).

Нижнепермские отложения мощностью около 200 м вскрыты в районе Глинска и представлены красноцветными глинами с прослоями известняков и ангидритов. Нижнепермский возраст, как предполагалось ранее [И. Ю. Лапкин и др., 1952], сейчас подтверждается их полным литолого-фациальным сходством с фаунистически охарактеризованными отложениями нижней перми района Чернигова [Ф. Е. Лапчик, 1954].

Надо полагать, что и к юго-востоку от района Глинска нижнепермские осадки, уцелевшие от размыва, могут быть встречены в наиболее глубоких частях грабена.

Верхнепермские континентальные красноцветные, преимущественно глинистые, отложения пользуются широким развитием в пределах грабена; их максимальная мощность в районе Глинска достигает 200—300 м.

Триасовые пестроцветные песчано-глинистые образования выполняют весь Днепровско-Донецкий грабен. Максимальные их мощности, приуроченные к его центральной части, достигают 400—500 м, что во много раз превышает мощности одновозрастных отложений Преддонецкого прогиба и более чем в два раза — области северо-западного погружения Донецкого складчатого сооружения (фиг. 3). При этом следует заметить, что отложения верхнего триаса (протоливская свита) [Б. П. Стерлин, 1954] в грабене пока неизвестны и, вероятнее всего, отсутствуют.

Следовательно, в нижнем и частью в среднем (?) триасе имело место крупное опускание Днепровско-Донецкого грабена, особенно его центральной части. Полоса резкого изменения мощностей триасовых отложений совпадает с восточной границей зоны сочленения грабена с Донецким складчатым сооружением и Преддонецким прогибом.

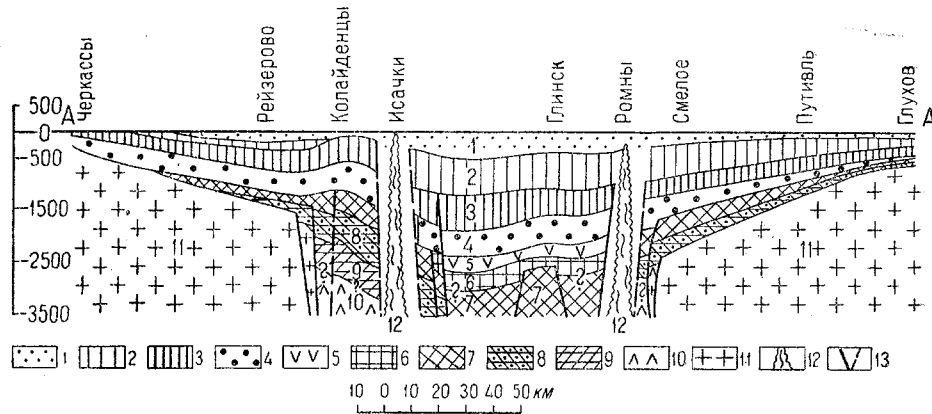
Различия между названными регионами сказываются и в отсутствии в Днепровско-Донецком грабене нижне- и, частью, среднеюрских морских

отложений. В последнем, между пестроцветными образованиями триаса и морскими осадками верхнего байоса, залегают континентальные отложения средней юры мощностью 25—100 м.

Морские средне- и верхнеюрские отложения достигают наибольшей (350—400 м) мощности в центральной части грабена (фиг. 3). Мощность пестроцветных образований верхов верхней юры достигает здесь 100—120 м, в зоне сочленения максимально составляет 180—200 м, а в Преддонецком прогибе — 60—100 м.

Нижнемеловые отложения пользуются в грабене довольно широким развитием и характеризуются мощностями порядка 30—100 м. Верхнемеловые осадки выполняют весь грабен, достигая мощности 700—750 м.

В верхнемеловое время Днепро-Донецкий грабен, область его сочленения с Донецким кряжем, Преддонецкий прогиб и окраины Донбасса



Фиг. 3. Геологический профиль по линии Черкассы—Рейзерово—Смелое—Глухов.
1 — четвертичные и палеоген, 2 — мел, 3 — юра, 4 — триас и верхняя пермь, 5 — нижняя пермь, 6 — верхний карбон, 7 — средний карбон палеозойский ярус, 8 — визейский ярус, 9 — турнейский ярус, 10 — девон, 11 — кристаллический фундамент, 12 — соляные структуры, 13 — тектонические нарушения.

(а временами и Донецкий кряж) представляли единую область накопления мощных мело-мергельных толщ. Это и дало основание А. Д. Архангельскому объединить все перечисленные структурные элементы в единую обширную Днепро-Донецкую впадину. Таким образом, Днепро-Донецкая впадина (в прежнем понимании) образовалась лишь с верхнего мела.

Третичные отложения в Днепро-Донецком грабене развиты исключительно полно: морской палеоген — от низов палеогена и неоген — континентальный; общая мощность их достигает 400 м.

Распределение мощностей осадочных толщ в грабене достаточно четко отражает асимметричность его строения (см. фиг. 3).

На западной окраине Днепро-Донецкого грабена, на продолжении его наиболее погруженной (осевой) части, располагается исключительный по силе своих аномалий (до 120 мгл) Черниговский гравитационный максимум, который был детально изучен геофизическими методами в 1930—1933 гг. геофизической группой Украинского геолого-геофизического треста.

Для объяснения этой гравитационной аномалии были выдвинуты различные гипотезы, нашедшие свое наиболее четкое и законченное выражение в работах А. Д. Архангельского и В. Н. Чирвинского.

А. Д. Архангельский [1954] в 1933 г. считал возможным соединять воедино Черпиговский максимум с областью, характеризующейся повышенной величиной положительных аномалий близ Лохвицы. Он указывал: «Не исключено, что обе эти аномалии связаны с тектоническими сооружениями, принадлежащими к той же системе, что и Донецкий кряж» (стр. 175).

Позже А. Д. Архангельский рассматривает как единую зону все положительные аномалии, располагающиеся в полосе, вытянутой в западно-северо-западном направлении от Главной антиклинали Донецкого кряжа до района Чернигова. При этом он пишет: «Едва ли можно сомневаться в том, что все отмеченные аномалии связаны в своем происхождении с продолжением складчатой системы Донецкого бассейна, скрытой под мезозойскими и третичными породами Днепровско-Донецкой впадины» (стр. 276).

По В. Н. Чирвинскому [1936], район Черниговских аномалий силы тяжести «лежит с одной стороны близ оси мульды, но с другой стороны близ ее северо-западного конца». В краевой полосе глубокого прогиба гравитационная аномалия может быть вызвана тяжелыми массами самого кристаллического фундамента или же изливаниями основных пород и, наконец, здесь могла произойти интрузия изверженных пород.

Черниговская опорная скважина дала возможность решить этот спорный вопрос. В интервале 1591—2751 м скважина вскрыла осадочно-эффузивную толщу, относимую к среднему и верхнему девону (см. фиг. 1).

Докембрийские кристаллические породы были достигнуты на глубине 2751 м, что близко совпадает с глубинами фундамента, ранее показанными на геофизических картах [И. А. Балабушевич, 1949; А. Т. Донабедов, 1941; В. С. Завистовский и С. И. Субботин, 1941].

Согласно И. С. Усенко и Л. Г. Бернадской [1954], здесь было вскрыто не менее десяти самостоятельных покровов эффузивных пород слабо дифференцированной базальтовой магмы; причем базальты, залегающие в нижних частях разреза, являются и более основными.

Изливания Черниговских эффузивов связаны с крупными региональными разломами. По В. Б. Бондаренко [1955], магнитные аномалии сравнительно небольшой интенсивности, приуроченные к зонам резкого изменения гравитационного поля, соответствуют тектоническим разломам фундамента; с последними и связаны эффузивы. Исходя из этого, В. Б. Бондаренко приходит к выводу, что Ельско-Шацкиловская депрессия (Припятский грабен) на востоке, примерно по линии Гомель—Лоев, отделена меридиональным разломом от Черниговского района. Представляет интерес и его указание о том, что магнитное поле района Чернигова и, в частности, меридиональная цепь аномалий к востоку от линии Гомель—Лоев, совпадает с площадью эффузивов области Черниговского максимума силы тяжести.

Приведенный материал позволяет рассматривать Черниговский выступ со сравнительно неглубоким залеганием кристаллических пород докембрия, как соединительный тектонический элемент, связывающий воедино склоны Воронежского и Украинского кристаллических массивов. Еще в 1946 г. С. И. Субботин считал возможным рассматривать Черниговский гравитационный максимум как «мост» между названными массивами. Этот выступ является окраинной зоной Днепровско-Донецкого грабена, чем и объясняется

наличие здесь несколько отличных от Днепровско-Донецкого грабена осадочных образований¹.

Меридиональный разлом, проходящий примерно по линии Гомель—Лоев, может служить границей между Днепровско-Донецким грабеном и лежащим к западу от него Припятским грабеном.

ЛИТЕРАТУРА

Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР, т. 1, Госгеолгиздат, 1948.

Архангельский А. Д. Геология и гравиметрия. Избранные труды акад. А. Д. Архангельского, т. II, изд. АН СССР, 1954.

Архангельский А. Д., Михайлов А. А., Федьинский В. В. и Люстих Е. Н. Геологическое значение аномалий силы тяжести в СССР. Избранные труды акад. А. Д. Архангельского, изд. АН СССР, 1954.

Бакиров А. А. Опыт изучения геологии кристаллического фундамента Русской платформы на основе опорного бурения. Гостехиздат, 1954.

Балабушев И. А. Геологическое строение Днепровско-Донецкой впадины по данным геофизических исследований. Труды Научно-геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам УССР, Киев, 1949.

Балуховский И. Ф. Задачи геологоразведочных работ на окраинах Донбасса. Труды Научно-геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам УССР, Киев, 1949.

Богданов А. А., Обручев Д. В., Пущаровский Ю. М. и Трусова И. Ф. Материалы по геологии девонских отложений южной окраины Донецкого бассейна. Матер. позн. геол. строения СССР, нов. сер., вып. 9/13, 1947.

Бондаренко В. Б. К вопросу геологического истолкования магнитного поля Припятской впадины в юго-восточной части БССР, Изв. АН БССР, № 1, 1955.

Бондарчук В. Г. Геологическая структура УССР и перспективы ее нефтеносности. Труды Научно-геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам УССР, Киев, 1949.

Василенко В. П. Фораминиферы палеоцена центральной части Днепровско-Донецкой впадины. Труды ВНИГРИ, нов. сер., вып. 51, 1950.

Вебер В. В. Нефтеносность юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины и задачи дальнейших геологических работ. Труды Научно-геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам УССР, Киев, 1949.

Донабедов А. Т. Результаты геофизических исследований на территории Большого Донбасса. Сб. «Большой Донбасс», Госгеолгиздат, 1941.

Завистовский В. С. и Субботин С. И. Краткие итоги региональных геофизических исследований Днепровско-Донецкой впадины. Матер. по нефтеносности Днепровско-Донецкой впадины, вып. 1, Киев, 1941.

Захарченко Г. М. О возрасте проблематической глинисто-песчаной свиты в г. Харькове. Учен. зап. ХГУ, т. 31, 1950.

Карпинский А. П. Очерки геологического прошлого Европейской России (статьи 1883—1894 гг. с дополнительными примечаниями). Изд. «Природа», 1919.

Клименко В. Я. Новые данные о тектоническом строении Днепровско-Донецкой впадины. Геол. журн. АН УССР, т. X, вып. 4, 1950.

Клименко В. Я. О тектонической схеме восточной части Украинской ССР, опубликованной И. Ю. Лапкиным, С. Е. Чернаком, М. В. Чирвинской. Геол. журн. АН УССР, т. XIII, вып. 2, 1953.

Косыгин Ю. А. Тектоника соляных поднятий Днепровско-Донецкой впадины. БМОИИ, отд. геол., т. 21/3, 1946.

¹ В. Я. Клименко [1953], критикуя взгляды И. Ю. Лапкина, М. В. Чирвинской и С. Е. Чернака [1952], пишет: «Непонятно, почему и зачем авторам понадобилось извлекать из архива старую схему Д. Н. Соболева с ее Черниговским валом. Почему они не принимают во внимание новые данные, опубликованные в статье В. Я. Клименко (стр. 88). Он считает, что данные опорного бурения в районе Чернигова полностью подтверждают его выводы о продолжении Днепровско-Донецкой впадины в Белоруссию, так как «Черниговский вал оказался не существующим».

В свете всего вышеизложенного очевидна несостоятельность представлений В. Я. Клименко о строении Днепровско-Донецкой впадины [1953].

- Куцыба О. М. и Шулъга П. Л. Девон Исачковского соляного купола близ м. Лубны. Геол. журн. АН УССР, т. 5, вып. 3, 1938.
- Лапкин И. Ю. К стратиграфии верхнеюрских отложений левобережья р. Донца. ДАН СССР, т. 32, № 9, 1941.
- Лапкин И. Ю. О пестроцветных свитах Большого Донбасса. БМОИП, отд. геол., т. 22/1, 1947.
- Лапкин И. Ю. О Преддонецком прогибе. ДАН СССР, т. 78, № 2, 1951.
- Лапкин И. Ю., Черпак С. Е. и Чирвинская М. В. Тектоническая схема восточной части УССР. БМОИП, отд. геол., т. XXVII (2), 1952.
- Лапчик Ф. Е. О возрасте пермских отложений Днепровско-Донецкой впадины. ДАН СССР, т. 97, № 9, 1954.
- Левина Л. М. К вопросу о сланцах донецкого карбона. ДАН СССР, т. 81, № 6, 1951.
- Литвин И. И. Литология верхнеюрских и нижнемеловых пестроцветных отложений северо-западных окраин Донецкого кряжа. Автореферат кандидатской диссертации, изд. ХГУ, 1955.
- Личков Б. Л. О тектонических движениях Украинской кристаллической полосы и этапах развития Северо-Украинской мульды. Вестн. Укр., отд. Геол. ком., вып. 6, 1925.
- Лунгерсгаузен Л. К вопросу о тектонике Украины. Матер. по нефтеносности Днепровско-Донецкой впадины, вып. 1, Киев, 1941.
- Луцицкий В. И. и Лебедев П. И. Петрография Украины. Изд. АН СССР, 1934.
- Люткевич Е. М. и Лапкин И. Ю. О нижнетриасовых отложениях Русской платформы. ДАН СССР, т. 88, № 1, 1953.
- Макридин В. П. Брахиоподы верхнеюрских отложений Донбасса. Харьков, 1952.
- Маков К. И. Схема современной геоструктуры УССР и смежных районов. Зап. Харьк. сельскохоз. ин-та, т. V, 1946.
- Мирчин М. Ф. и Бакиров А. А. О геотектоническом развитии Русской платформы в связи с изучением ее нефтегазосности. «Нефт. хоз.» № 1, 1951.
- Мишунина З. А. Девон Днепровско-Донецкой впадины. Сб. «Девон Русской платформы», ВНИГРИ, 1953.
- Морозевич И. Геологические наблюдения, произведенные в Александрийском уезде и Таганрогском округе летом 1901 г. Изв. Геол. ком., т. XX, 1901.
- Назаренко Д. П. К тектонике района нефтепроявлений северо-западной окраины Донецкого кряжа и прилегающей части Днепровско-Донецкой впадины. Учен. зап. ХГУ, т. 26, 1948.
- Новик Е. О. Каменноугольные отложения и пестроцветы Днепровско-Донецкой впадины. Труды Научно-геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам УССР, Киев, 1949.
- Половинкина Ю. И. Стратиграфия, магматизм и тектоника докембрия Украинской ССР. Лаборат. геол. докембрия, изд. АН СССР, вып. 2, 1953.
- Попов В. С. Работы Углеразведки по проблеме Большого Донбасса. «Разведка недр» № 2, 1936.
- Попов В. С. и Лапкин И. Ю. Основные черты геологического строения северной окраины Донецкого бассейна. БМОИП, отд. геол., т. 28(3), 1953.
- Порфирьев В. Б. К вопросу о нефтеносности Днепровско-Донецкой впадины. Матер. по нефтеносности Днепровско-Донецкой впадины, вып. 1, Киев, 1941.
- Савич-Заблоцкий К. Н. и Лапкин И. Ю. Материалы к геологии донецкой перми. Труды Укр. Геолнерудтреста, сб. 1, 1948.
- Сергеев А. Д. и Ямниченко И. М. Геологическое строение Днепровско-Донецкой впадины по данным бурения и геофизических исследований. Матер. по нефтеносности Днепровско-Донецкой впадины, вып. 1, Киев, 1941.
- Соболев Д. Н. Сводный геологический очерк бассейна р. Донца. Геол. очерк басс. р. Донца, Укр. ОНТИ, 1936.
- Соболев Д. Н. О закономерностях геологического строения и распределения недровых богатств Амадоцийского (Большого Донецкого) бассейна и о линиях Карпинского. Гос. научно-техн. изд. УССР, 1938.
- Соболев Д. Н. Проблема нефти в Амадоцийском бассейне. Труды Научно-геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам УССР, Киев, 1949.
- Стерлин Б. П. Новые данные о стратиграфии юрских отложений Донецкого бассейна. ДАН СССР, т. 89, № 5, 1953.
- Стерлин Б. П. О границе средней и верхней юры в Донбассе. ДАН СССР, т. 90, № 5, 1953.

- Стерлин Б. П. О границе триаса и юры в Донбассе. ДАН СССР, т. 96, № 4, 1954.
- Стерлин Б. П. К вопросу о характере сочленения Днепро-Донецкой впадины и Донецкого складчатого сооружения. ДАН СССР, т. 97, № 5, 1954.
- Стерлин Б. П. и Мигачова Е. Е. О возрасте самых древних горизонтов юры Днепро-Донецкого грабена. ДАН СССР, т. 112, № 1, 1957.
- Степанов П. И. Большой Донбасс. Георазведиздат, 1932.
- Стефаненко А. Я. и Махнач А. С. Палеозойские отложения северо-западной части Днепро-Донецкой впадины. Изв. АН БССР, № 4, 1953.
- Тетяев М. М. К тектонике Украины. Изв. Укр. отдел. Геол. ком., 1926.
- Усенко И. С. Кристаллические породы северной части Запорожской области. Геол. журн. АН УССР, т. XI, вып. 3, 1951.
- Усенко И. С. и Бернадская Л. Г. О вулканизме Днепро-Донецкой впадины. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1954.
- Феофилактов К. М. О кристаллических породах губерний Киевской, Волынской и Подольской. Киев, 1851.
- Чирвинский В. Н. О некоторых эффузивных породах Волыни из пределов быв. Новоградволинского и Житомирского уездов и о зоне разлома в северо-западной части Украинской кристаллической полосы, Киев, 1928.
- Чирвинский В. Н. Геологический очерк района Черниговской аномалии силы тяжести. Матер. по геол. Б. Донбасса. Сб. 1, Киев, 1936.
- Шамека И. Г. Тектоника и нефтеносность Днепро-Донецкой впадины. Труды Научно-геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам УССР, Киев, 1949.
- Шарапов И. С. Основные геологические результаты работ в Днепро-Донецкой впадине. Труды Научно-геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам УССР, Киев, 1949.
- Шарапов И. С. Северные окраины Донецкого бассейна и Придонецкий крайевой прогиб. БМОИП, отд. геол., т. XXVIII (3), 1953.
- Шарапов И. С. Основные черты геотектонического строения и этапы развития Днепро-Донецкой впадины. «Нефт. хоз.» № 7, 1954.
- Шатский Н. С. К вопросу о происхождении роменских гипсов и пород Исачковского холма на Украине. БМОИП, отд. геол., т. 9 (3—4), 1931.
- Шатский Н. С. Большой Донбасс и система Вичита. Сравнительная тектоника древних платформ, ст. 2. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1946.

Э. Э. Фотиади

О СТРУКТУРЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

ВВЕДЕНИЕ

Изображение структуры кристаллического фундамента Русской платформы в виде гипсометрии рельефа его поверхности получило у нас распространение совсем недавно — с развитием опорного бурения. До этого времени обычно строились только схемы структуры фундамента, а расчленение его поверхности ограничивалось лишь выделением областей подъема и опускания, — выступов и впадин или антеклиз и синеклиз. Иногда на таких схемах проводились различные «тектонические» линии, характеризующие простираия отдельных структурных элементов фундамента и т. д.

К построениям такого рода относятся известные схемы А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского, А. Н. Мазаровича и ряда других авторов.

Первая попытка изображения современного рельефа кристаллического фундамента Русской платформы в виде гипсометрической схемы его поверхности была сделана нами [1947]. Для этого в качестве исходного материала были использованы известные карты изопакит различных подразделений осадочного покрова Русской платформы, опубликованные В. В. Белоусовым, а также все имевшиеся к тому времени соответствующие данные глубокого бурения и местами геофизики. Естественно, что подобный материал мог обеспечить лишь весьма приближенную схему рельефа поверхности фундамента, хотя и изображенную в изогипсах.

С началом бурения опорных скважин на территории Русской платформы и получением данных о глубине залегания кристаллического фундамента в ее различных частях появляется ряд схематических гипсометрических карт рельефа поверхности фундамента, построенных разными авторами. Известны подобные построения, выполненные как для больших площадей платформы, так и для более ограниченных ее областей. К картам первого типа относятся построения Д. С. Халтурина (ВНИГРИ, 1949 г.), П. Г. Суворова (МФ ВНИГРИ, 1950—1954 гг.), А. А. Бакирова (1951 г.), М. М. Толстихиной (ВСЕГЕИ, 1951 г.) и др. Для отдельных областей платформы, в частности для районов Второго Баку, схемы рельефа фундамента строились Ю. А. Притула (ВНИГРИ, 1949 г.), Э. Э. Фотиади (НИИГР, 1950 г.), А. А. Трофимук (НИИГР, 1951 г.), В. Д. Наливкиным с коллективом авторов (ВНИГРИ, 1952 г.) и др. Для районов Среднерусской впадины известны подобные построения Д. Н. Утехина (1950 г.) и Н. В. Неволина (НИИГР, 1952—1953 гг.); районы северо-запада и запада платформы

наиболее полно представлены на схематической карте Е. М. Люткевича (ВНИГРИ, 1951 г.) и т. д.

Поскольку в большинстве случаев перечисленные карты основаны на одном и том же исходном материале бурения, а сами построения имеют чисто геометрический характер, они обычно весьма сходны между собой, различаясь иногда лишь деталями либо трактовкой строения отдельных участков. Сама возможность таких различий трактовки в значительной степени обусловлена ограниченностью исходного фактического материала.

В настоящей статье описывается схематическая карта, подобная карте, входящей в атлас карт фаций и мощностей палеозойских отложений Русской платформы, составленная под редакцией Ю. А. Притулы (ВНИГРИ, 1953—1954 гг.).

Карта эта — «Схема структуры современной поверхности кристаллического фундамента Русской платформы», составлена нами с учетом данных не только опорного и разведочного бурения, но и данных различных видов геофизических исследований. Несколько дополненная данными бурения 1954 г., эта карта помещена на фиг. 1 (при атласе описания карты не имеется).

Из геофизических данных при составлении карты использованы следующие материалы.

1. Электроразведочные и частично сейсморазведочные данные о глубинах залегания поверхности кристаллического фундамента в районах Белоруссии (работы бывшей Белорусской экспедиции Северо-западного геофизического треста Министерства геологии), в Прибалтике, Псковской, Великолукской, Новгородской и других северо-западных областях РСФСР (работы бывшего треста Моснефтегеофизика Главнефтегеофизики Министерства нефтяной промышленности СССР), а также по южному борту Днепровско-Донецкой впадины (работы Украинского Геофизического треста Главнефтегеофизики Министерства нефтяной промышленности СССР). В некоторой степени использованы опубликованные А. Т. Донабедовым [1941] данные по Донбассу и прилегающим к нему районам.

2. Довольно много данных о глубине залегания поверхности докембрийского фундамента в различных районах Русской платформы получено путем соответствующих расчетов магнитных аномалий: материалы НИИГР (Б. А. Андреев и О. А. Калинина), Свердловского Горного института (А. Я. Ярош). Использовано более ста пятидесяти точек с подобными данными, причем основная их часть относится к восточным районам платформы (особенно к их северной части), а также к районам Токмовского выступа и Рязано-Саратовской впадине. Значительно меньше аномалий рассчитано по Среднерусской впадине, Прибалтике, Белоруссии, Украине, а также по северу Русской платформы.

Известно, что при расчетах магнитных аномалий определяется глубина верхней кромки магнитно-возмущающих тел, которая не всегда совпадает с поверхностью кристаллического фундамента, а может располагаться на различных уровнях ниже этой поверхности, отражая глубину внедрения тех или иных интрузий. На площади исследуемых районов такие случаи обычно довольно легко устанавливались из сопоставления с соответствующими данными о глубинах до поверхности фундамента по соседним участкам, полученным по данным глубокого бурения.

Подсчитано, что, за исключением отмеченных случаев, погрешности определений глубин до поверхности фундамента по данным расчета магнитных аномалий в среднем не превышают $\pm 15-20\%$. С такой оценкой эти данные

использовались в ряде случаев при построении карты рельефа поверхности фундамента.

3. Материалы различных видов геофизических исследований использованы также при выделении некоторых крупных структурных элементов. Так, например, границы Прикаспийской впадины и Приуральского предгорного прогиба нанесены по данным гравиразведки. Подобный же материал использован при трассировании в ряде других районов зон крутого погружения слоев осадочного покрова: (зона крутого погружения слоев на южных и северных склонах Днепровско-Донецкой впадины намечена по данным сейсморазведки и гравиразведки). Жигулевская флексура на всем ее протяжении показана по данным гравиразведки, местами проверенным бурением. Зоны крутого погружения (разломы) вдоль северных и южных бортов Ельско-Шапильковской впадины (западная часть Днепровско-Донецкой впадины) установлены по данным гравиразведки и сейсморазведки и т. д.

Кроме того, данные гравиметрии и магнитометрии использованы более широко при крупном структурно-тектоническом районировании исследуемой территории.¹

4. Исходя из принципиально отличных от существующих трактовок протяженных полосовых магнитных максимумов, местами сопровождавшихся сопряженными с ними полосами минимумов, мы рассматриваем многие из таких полосовых аномалий во внутренней части Русской платформы, например, максимумов Рязань—Сердобск, Смоленск—Москва, у Иваново, к востоку от Новгорода и некоторые другие, как отражение глубинных разломов, определяющих в ряде случаев контуры крупных структурных элементов фундамента, а не только как «осевые» части разновозрастных докембрийских складчатых сооружений («хребтов»).

В связи со сказанным необходимо сделать следующее замечание: выдвигая на первый план типичные образования платформенного тектогенеза — расколы и разломы фундамента, контролирующие вертикальные перемещения отдельных его блоков, — мы одновременно тесно связываем их с проявлением платформенного магматизма (преобладают магматические излияния основного состава), в том числе палеозойского, широкое развитие которых установлено бурением в различных частях Русской платформы.

Подобная трактовка подчеркивает специфику активного развития структуры кристаллического фундамента этой территории, продолжавшегося в процессе формирования ее осадочного покрова. Известно, что еще А. П. Карпинский [1947] предполагал в кристаллическом фундаменте внутренних районов Русской платформы, в частности для палеозойского этапа ее развития, наличие глубинных расколов, служивших путями поднятия магмы, разместившейся в слоях осадочной толщи в виде силлов и эффузивных покровов. Подобные же соображения о структуре периферийных частей Балтийского щита недавно высказаны А. А. Полкановым [1953]. О специфике развития платформ, об образовании расколов, глубокопроникающих в комплекс кристаллического фундамента, и связанном с ними магматизме платформ, писали также А. В. Пейве и В. М. Сеницын [1950].

Возвращаясь к основному содержанию настоящего раздела, отметим, что принятый подход к объяснению протяженных полосовых магнитных аномалий получил непосредственное отражение при проведении на карте изогипс поверхности кристаллического фундамента: при выборе направле-

¹ Схематизированные карты аномалий силы тяжести и аномалий геомагнитного поля Русской платформы опубликованы Э. Э. Фотиади [1948, 1955].

ний их простираний, крутизны сечения изогипс и т. д. В ряде случаев это обусловило выделение дополнительных структурных элементов, как-то предполагаемого Вышневолоцкого выступа, локального выступа между выступами Токмовским и Котельничским и других.

5. В ряде мест рассматриваемой карты при ее построении отражены определенные представления, полученные нами при геологической интерпретации всей совокупности геофизических данных для этой территории, в первую очередь гравитационных и магнитных региональных аномалий.

Обратимся к более детальному рассмотрению карты структуры современной поверхности кристаллического фундамента Русской платформы, приведенной на фиг. 1.

На этой карте, помимо рельефа поверхности фундамента, помещена характеристика состава докембрийских пород, как выходящих на поверхность на Балтийском (показаны только районы Южной Карелии и Южной Финляндии) и Украинском щитах, а также вскрытых глубокими скважинами во внутренних районах платформы.

На карте представлена большая часть территории Русской или Восточно-Европейской платформы, т. е. той территории в пределах Европейской части СССР, основанием которой является глубоко метаморфизованный и неоднократно переработанный складчатый фундамент докембрийского возраста. На северо-западе и западе Русская платформа в таком ее понимании выходит за пределы СССР и занимает территорию Финляндии, большую часть Скандинавского полуострова, северные и северо-восточные районы Польши и, частично, Северную Германию и Данию. Отсюда граница платформы идет в направлении Польского Среднегорья (несколько восточнее их) и Карпат.

Северное ограничение платформы не совсем ясно, так как проходит оно где-то в пределах Баренцового моря, а ее восточное ограничение весьма отчетливо очерчено складками Тимана, Урала и Мугоджар. Что касается южной границы Русской платформы, понимая под этим зону сочленения ее докембрийского фундамента с югом Европейской части СССР, где фундаментом является складчатый комплекс палеозойского возраста, то этот вопрос уже был освещен в статье 1-го тома выпуска настоящего сборника. В пределы же рассматриваемой карты районы юго-востока Европейской части СССР не входят.

СТРУКТУРА И РЕЛЬЕФ ПОВЕРХНОСТИ ДОКЕМБРИЙСКОГО ФУНДАМЕНТА

Докембрийский фундамент Русской платформы представляет многослойную систему древнейших комплексов, представленных на большей части ее территории глубоко метаморфизованными, так называемыми суперкрупными образованиями, проплавленными и спаянными магматическими внедрениями ряда генераций как кислого, так и основного состава. В структуре фундамента западных и северо-западных районов платформы гранитоидные внедрения имеют доминирующее распространение.

Указанные разновозрастные складчатые и магматические докембрийские комплексы в ряде мест Русской платформы выходят на поверхность на различных уровнях их эрозионного среза. На большей же части платформы они залегают на значительной глубине под покровом осадочных отложений в основном палеозойского, а в южных районах и мезо-кайнозойского возрастов. На карте (см. фиг. 1) выделяются следующие крупные морфо-струк-

турные элементы современной поверхности докембрийского фундамента Русской платформы.

1. Области обнаженных (выходящих на поверхность) крупных массивов фундамента — докембрийских щитов. В пределах Европейской части СССР к ним относятся: а) площади Кольского полуострова и Карелии, составляющие восточную часть крупнейшего докембрийского щита — «Балтийского», центральные и западные части которого располагаются в Финляндии, Швеции и частично Норвегии; б) Украинский или Азово-Подольский щит, расположенный в южной части платформы.

2. Области неглубокого залегания фундамента — Воронежский и Белорусско-Литовский докембрийские выступы или массивы. Поверхность фундамента здесь на значительных площадях залегает на глубинах 100—200 м, будучи перекрыта маломощной толщей коренных пород осадочного покрова. Только в пределах Воронежского массива породы фундамента на небольшом участке на Дону у г. Павловска выходят на поверхность.

В качестве выступа фундамента наиболее молодого докембрийского (рифейского) возраста, по-видимому, следует рассматривать и Тиманское древнее складчатое сооружение, разделяющее между собой две крупные впадины Русской платформы: Двинско-Мезенскую на западе и Печорскую, или Тиманско-Уральскую, — на востоке. Фундамент в пределах этих впадин разновозрастен: более древний докембрийский на западе и более молодой, тиманского типа, — на востоке.

3. Области в целом глубокого, но гипсометрически и морфологически дифференцированного залегания докембрийского фундамента (глубоко погруженные выступы, антеклизы) и впадины (синеклизы) фундамента. Эти области занимают часть северо-западных, западных и северных районов платформы, ее центральные и восточные, а также значительную часть южных районов.

Как выступы, так и впадины по времени их заложения разновозрастны и отличны по условиям формирования.

К участкам в настоящее время глубоко погруженных крупных выступов фундамента в пределах центральных районов платформы относятся Токмовский и Котельничский выступы, в восточных — Татарский и значительно меньшие Жигулевский и Башкирский выступы. Помимо перечисленных, ныне известных выступов, есть основание предполагать существование других им подобных погребенных поднятий (выступов), что имеет соответствующее отражение на рассматриваемой карте и более подробно будет освещено ниже.

Наконец, нужно указать на погребенный на территории Польши крупный краевой так называемый Пишский выступ, в домезозойское время представлявший, вероятно, единое целое с Белорусско-Литовским массивом. В пределах Пишского выступа, как это установлено бурением, докембрийские породы залегают под отложениями триаса [А. Кислов, 1951].

Другой краевой выступ докембрийского фундамента, по-видимому, имеет место на юго-востоке платформы. Такой выступ мы предполагаем в северной половине Усть-Урта, о чем подробнее нами сказано в книге «Очерки по геологии СССР». т. 1.

Крупными впадинами фундамента Русской платформы являются:

а) на севере — Двинско-Мезенская, которая отделяет Балтийский щит от Тимана. Эта впадина, существующая, по-видимому, только по молодым отложениям, является по ним северным продолжением крупнейшей

впадины центральных частей Русской платформы — Среднерусской впадины, отделяющей Балтийский щит от Воронежского массива и Токмовского выступа. В пределах последней поверхность фундамента местами залегает на глубинах 2500—3000 м и, возможно, больше. Между Воронежским массивом и Токмовским выступом расположена узкая впадина древнего заложения, так называемая Рязано-Саратовская, разделяющая эти выступы и, наоборот, соединяющая Среднерусскую впадину с впадиной Прикаспийской;

б) Среднерусская впадина, претерпевшая ряд осложнений, о которых подробнее говорится ниже, продолжается на некотором протяжении в западном направлении, где она в конце концов ограничивается Латвийской седловиной и северными склонами Белорусско-Литовского выступа. Этими участками, относительно повышенного залегания поверхности фундамента, Среднерусская впадина отделена от расположенной далее к западу Балтийской впадины. Последняя сливается с Польско-Германской впадиной, окаймляющей Русскую платформу с запада и далее сливающуюся с предгорным прогибом герцинид Западной Европы;

в) южные части Польско-Германской впадины, известные под названием Польской меловой мульды, на юго-востоке сливаются с Львовской впадиной. В пределах последней, как показывают данные глубокого бурения у Равы Русской, где под отложениями мезозоя вскрыты метаморфизованные и дислоцированные породы силура, происходит сочленение докембрийского и нижнепалеозойского складчатых комплексов фундамента. Более восточные части Львовской впадины (Олеско и др.) имеют докембрийский фундамент, а более западные — палеозойский;

г) между Воронежским кристаллическим массивом и Украинским щитом расположена сравнительно узкая, но глубокая впадина северо-западного простирания — Днепровско-Донецкая. Северо-западное продолжение этой впадины, располагающееся на юго-востоке Белоруссии, известно под самостоятельным названием Ельско-Шацкинской впадины или депрессии.

Бурением опорной скважины в районе Чернигова (с. Пересаж) подтвердилось наличие небольшой седловины — так называемого Черниговского моста, — которая отделяет от Днепровско-Донецкой впадины ее западную, белорусскую, часть;

д) обращаясь к восточным районам Русской платформы, нужно отметить, что наиболее погруженные части фундамента здесь расположены к востоку и северо-востоку от Татарского выступа. С продвижением далее к востоку они переходят в Предуральский прогиб. Последний прослеживается на всем протяжении западных склонов Урала, ундулируя и образуя, по выражению Н. С. Шатского, ряд глубоких «ванн», разделенных между собой участками поперечных поднятий (Каратау и др.).

На севере Предуральский прогиб сливается с Тимано-Уральской (Печорской) впадиной, а на юге — с впадиной Прикаспийской.

е) на западе Татарский выступ отделяется от Токмовского выступа сравнительно узким и неглубоким так называемым Казанско-Сергиевским прогибом, включающим известную Мелекесскую впадину и простирающимся далее на север, где он сливается с Вятско-Камской или Осинской впадиной.

ж) Осинская впадина на юге и юго-западе ограничена областью Татарского выступа, а на севере, по-видимому, другой подобной же крупной областью поднятия, о чем подробнее говорится ниже. На востоке она, сливается с погруженными периферийными районами платформы, далее к востоку переходящими в область Предуральского прогиба.

з) при погружении фундамента к югу от Татарского выступа, по-видимому, имеет место некоторая ундуляция его поверхности, о чем подробнее говорится ниже. Только к югу от Бузулука устанавливается окончательное и причем довольно крутое ступенчатое погружение фундамента, максимальная глубина до поверхности которого имеет место в пределах центральных частей Прикаспийской впадины, этой крупнейшей впадины Русской платформы, занимающей весьма значительную площадь на ее юго-востоке.

Более подробно о Прикаспийской впадине сказано в статье о крупных элементах тектоники юго-востока и юга Европейской части СССР («Очерки по геологии СССР» т. 1).

Таково в общих чертах крупное структурное расчленение докембрийского фундамента Русской платформы. Более детальное ее расчленение, а также выделение некоторых новых, хотя и менее крупных, нежели перечисленные, структурных элементов приводится ниже.

В целом для структуры докембрийского фундамента Русской платформы характерно преобладающе повышенное его залегание в западной половине платформы и, наоборот, преобладание погруженных его частей на востоке. Именно к западной половине платформы приурочены Балтийский и Украинский щиты, Белорусско-Литовский и большая часть Воронежского кристаллических массивов. Докембрийский складчатый комплекс здесь на значительных площадях залегает на небольшой глубине под маломощным покровом осадочных отложений. Во впадинах западных районов, кроме крайних периферийных, переходящих в соседние предгорные прогибы, фундамент залегает также сравнительно неглубоко (1000—1500 м).

Другое положение имеет место в центральных и особенно восточных районах платформы. Не говоря о впадинах, где глубины до поверхности фундамента в среднем составляют 2500—3000 м, а местами много больше (в Прикаспийской впадине глубины до фундамента предполагаются в 8—10 км), даже такие крупные выступы фундамента этих районов, как Токмовский и Татарский, залегают на глубине 800—1500 м, причем, как ранее уже говорилось, есть основание предполагать существование здесь других более глубоко залегающих выступов фундамента.

Указанные характерные черты современной структуры фундамента Русской платформы отражают направленность ее развития в различные геотектонические этапы.

Обратимся к более подробному рассмотрению карты рельефа поверхности докембрийского фундамента Русской платформы. Учитывая, что для ряда районов этой территории подобное описание приводится в помещенной в настоящем сборнике статье П. Г. Суворова, мы ограничимся лишь указаниями на некоторые специфические особенности структуры этих районов, которые выделяются в настоящее время при совместном анализе геологических и геофизических данных.

Начнем с Среднерусской впадины, занимающей центральное положение во внутренних частях Русской платформы и являющейся ее древнейшей впадиной. Время заложения этой впадины, вероятно, относится к верхнему протерозою, причем возникла она, по-видимому, в зоне глубинных разломов, отделивших древний Балтийский щит от другого крупнейшего древнего щита, которому Н. С. Шатский дал наименование Сарматского. Последний включал Украинский и Воронежский кристаллические массивы и Днепровско-Донецкую впадину, область, разделяющую их ныне, а также древний Волго-Камский массив — области современных Токмовского и Татарского выступов — и, видимо, более восточные и северные участки платформы.

Судя по приуроченности крупных полосовых максимумов силы тяжести к районам Среднерусской впадины (ряд из них хорошо выдерживает протяжение впадины), а также приуроченности протяженных полосовых магнитных максимумов значительной интенсивности к ее южным и частично центральным частям, можно предположить, что центральные части впадины утяжелены притоком значительных масс основной магмы, местами по разломам достигшей поверхности фундамента, причем полосовые магнитные максимумы, видимо, и отражают участки таких разломов. Подтверждение такого предположения можно видеть, например, в тех проявлениях эффузивной деятельности, которая, согласно данным бурения, имела здесь место в течение всего нижнего и среднего палеозоя (Калуга, Солигалич и др.).

В непосредственной связи со сказанным, несомненно, находятся результаты работ К. О. Кратц [А. А. Полканов, 1953], установившего, что структурно-тектоническая граница между обнаженной частью Балтийского щита и его опущенной части к югу от Онежского озера, лежащей под покровом палеозойских отложений, выражена как бы флексурным уступом, вдоль которого происходило опускание этих частей платформы, сопровождавшееся разрывами и расколами докембрийского фундамента и интрузиями основной магмы. Есть основание предполагать, что подобные дислокации («большая флексура») приурочены к ряду других мест по окраине Балтийского щита [А. А. Полканов, 1953].

Так, известно, что в южной части Скандинавского полуострова намечается зона разломов, отделяющая Балтийский щит от пониженных участков Центральной Европы. Неоднократно высказывалось мнение и о тектоническом происхождении глинта по южному побережью Финского залива. Правда, существуют и противоположные воззрения, например, А. Д. Архангельский [1941] и некоторые другие исследователи предполагают, что поверхность Балтийского щита весьма полого и равномерно опускается к югу, скрываясь под покровом палеозойских отложений.

Гравитационные и магнитные исследования в Прибалтике и Ленинградской области хотя и позволяют предполагать дислоцированность фундамента на ряде участков этих районов, но все же не подтверждают представления о какой-то непрерывной «большой флексуре» А. А. Полканова, в понимании резкого структурного уступа или зоны уступов, разграничивающих приподнятые и погруженные участки фундамента на всем протяжении южной периферии Балтийского щита.

Представляется, что зона платформенных глубинных разломов действительно существует, но расположена она значительно южнее и, вероятно, приурочена к центральным частям Среднерусской и Балтийской впадин, характеризующихся интенсивными максимумами силы тяжести.

К северу от этой зоны, как бы окаймляя ее, по периферии Балтийского щита проходит широкая полоса отрицательных аномалий силы тяжести, в пределах которой локализуются крупные минимумы. К западным из них приурочены массивы Аландских, Выборгских и Ладожских гранитов — рапакиви. (Подробную природу можно предположить и для восточных минимумов.)

Перечисленные граниты — рапакиви (как установленные, так и предполагаемые), вероятно, следует рассматривать как палингенетические образования основной магмы субстрата, выжатой вверх по разветвленной сети трещин из центральной зоны разломов.

Судя по гравитационным данным, по-видимому, существуют массивы рапакивиобразных гранитов, расположенные и к югу от зоны разломов. Что касается наличия сбросов на севере и востоке Балтийского щита, часть из которых, возможно, представляет обновление древних тектонических разрывов (разломов), то в настоящее время этот вопрос решается более определенно. Наличие таких структурных линий приписывают возникновение котловин Белого моря и Кандалакшского залива. Последний рассматривался еще А. П. Карпинским и А. Д. Архангельским, как грабен, ограниченный сбросами северо-западного простирания, в то время как Кольский полуостров представляет типичный «горст» и т. д. [А. П. Карпинский, 1947].

Не вдаваясь в подробное обсуждение вопроса о глубинных дислокациях, опоясывающих Балтийский щит, подчеркнем лишь весьма существенное для понимания формирования структуры фундамента Русской платформы, что подобные дислокации («флексуры») секут структурные направления архейд и карелид и знаменуют коренную перестройку докембрийской структуры фундамента и переход ее от геосинклинальных стадий к платформенным этапам развития [А. А. Полканов, 1953].

Как уже отмечалось выше, некоторые аномальные зоны силы тяжести и вертикальной составляющей геомагнитного поля, расположенные к югу от обнаженных частей Балтийского щита, в ряде мест имеют ориентировку, почти нормальную по отношению к простираниям складчатых докембрийских комплексов щита. Такое поведение этих аномальных зон следует интерпретировать как отражение проявления огромной магматической деятельности, приуроченной главным образом к поясу флексуры.

Из-за почти полного отсутствия глубоких скважин на интересующей нас территории в настоящее время остается гипотетическим проявление здесь подобной магматической деятельности. Однако уже данные бурения в Пестово, установившие выпадение из разреза ряда горизонтов нижнего палеозоя, свидетельствуют о сохранении в течение длительного времени значительной мобильности северных частей Среднерусской впадины.

Предполагаемые в этих районах флексурные уступы на рассматриваемой карте прямого отражения не получили, хотя местами значительное сгущение изогипс позволяет предполагать наличие зон такого рода дислокаций.

Поведение изогипс поверхности фундамента в районе к юго-востоку от Ветреного Пояса намечает крупный языкообразный уступ фундамента на юго-восточном погружении Балтийского щита, довольно глубоко вдающийся в пределы Среднерусской впадины и, вероятно, в какой-то степени обусловивший изменение простирания впадины от близкого к широтному в ее западной половине на почти меридиональное на северо-востоке. Отметим, что к юго-восточным краевым частям этого уступа приурочены Солигаличские и Сухонские верхнепермские поднятия второго порядка. Можно высказать предположение, что указанный уступ далее к юго-востоку, будучи глубоко погребенным, отражает некоторый пережим Среднерусской впадины — седловину, — возможно, подобную ниже рассматриваемой Латвийской седловине.

На основании гравитационной характеристики площади между Кольским полуостровом и Карелией, с одной стороны, и Тиманом, с другой, представляется, что Среднерусская впадина древнего заложения не распространялась далеко к северу от Котласа.

В нижнем палеозое здесь, по-видимому, существовал узкий прогиб или

несколько подобных прогибов типа Рязано-Саратовского, которыми центральные районы впадины соединялись с Канино-Тиманской геосинклинальной областью. В восточной же части Балтийского щита, вероятно, существовали языкообразные заливы, ответвляющиеся от прогнутых частей впадины. Большая же часть рассматриваемой территории, представлявшая относительно приподнятую область, являлась непосредственным продолжением сводового поднятия Беломорья к юго-востоку и вероятное его объединение происходило где-то в районе Котельнича с областью поднятия древнего Сарматского щита. На севере эта полоса повышенного залегания фундамента отделяла внутренние части Русской платформы от Канино-Тиманской геосинклинальной области. Только в отдельных местах, как уже говорилось, эта полоса прорезалась узкими прогибами, по которым осуществлялось соединение внутренних прогнутых частей платформы с геосинклинальной областью на северо-востоке.

Прогибание рассматриваемой территории, но не повсеместное, очевидно, последовало в послележиветское время. В настоящее время наиболее прогнутой представляется ее часть, примыкающая с запада к Тиману. Помимо мезозойского времени, значительные прогибания, по-видимому, имели место в верхнем палеозое, в результате чего здесь скопились большие мощности соленосных отложений кунгура, обусловившие проявления солянокупольной тектоники (Серегово и др.). Анализ гравиметрической карты дает основание предполагать, что эта область соленакпления имеет непосредственную связь с районом Соликамска.

На карте в значительно схематизированном виде мы попытались все же отразить описанное представление о структуре фундамента в рассматриваемых районах.

Западная периферия Среднерусской впадины на карте (см. фиг. 1) выглядит значительно сложнее. Можно считать, что западное замыкание собственно Среднерусской впадины происходит примерно по 36-му меридиану. Западнее намечается относительно небольшой выступ фундамента, названный нами Вышневолоцким. Подъем фундамента из районов Среднерусской впадины к центру Вышневолоцкого выступа обосновывается данными бурения. На западе такие же данные получены по материалам электроразведочного профиля Валдай—Вышний Волочек. Южное ограничение выступа намечилось на основании соответствующей интерпретации полосовых (протяженных) магнитных максимумов Смоленск—Москва как отражающих зону глубинных разломов фундамента. Такие расколы обусловили простирающиеся прилегающих к ним структурных элементов фундамента. Описанное представление о структуре фундамента, составленное нами с учетом геофизических данных, значительно отличается от обычных представлений о строении данного района, имеющих место на картах других авторов.

Вышневолоцкий выступ на западе окаймляется узким, но сравнительно глубоким Валдайско-Крестцовским прогибом (впадиной), который на северо-востоке сливается с Среднерусской впадиной, а на юго-западе переходит в так называемую Оршанско-Витебскую впадину, отделяющую северо-восточную часть Белорусско-Литовского массива от Воронежского массива. Бурением и геофизикой установлено, что западный склон Валдайско-Крестцовского прогиба имеет характер довольно крутой флексуры. Приуроченность к этому участку полосового интенсивного магнитного максимума северо-восточного простираения, а также установление в ряде скважин на Крестцовской площади эффузивных излияний (базальты и диабазы), приуроченных к гдовским слоям, свидетельствуют о наличии здесь глубинного раз-

лома, обусловившего как флексуобразный уступ фундамента, так и внедрение магматических масс основного состава. На примере Крестцовского разлома мы еще раз находим подтверждение высказанному предположению о геологической природе протяженных полосовых магнитных максимумов в ряде районов Русской платформы.

К северо-западному борту Среднерусской впадины приурочено еще одно любопытное и на наш взгляд весьма существенное обстоятельство. Изогипсы западного склона, имеющие здесь близкое к меридиональному простирание, рисуют некоторое заливообразное внедрение этой впадины к северу в пределы юго-восточного склона Балтийского щита. На обнаженной части щита этот «залив» имеет непосредственное продолжение через впадину Онежского озера во внутреннюю впадину карельской субзоны Карелид, выполненную отложениями онежского и сегозерского отделов протерозоя.

Если продолжить это простирание к югу, т. е. через южный угол Среднерусской впадины, то оно почти совпадает с простиранием древнего Рязано-Саратовского прогиба, которым эта впадина соединяется с впадиной Прикаспийской.

Подобное устойчивое сохранение одной и той же структурной формы на едином простирании почти через всю Русскую платформу, начиная с обнаженного щита через центральные районы с глубоким залеганием фундамента, несомненно не может быть случайным и имеет существенное значение для понимания генезиса платформенных структур определенного типа. Некоторым подтверждением высказанного предположения об одновозрастности заложения и общности природы вышеупомянутого прогиба является нахождение в различных его частях останцев иотнийских отложений (юго-западное Прионежье и юго-восточные склоны Токмовского свода, а возможно, и на других неизвестных еще его участках).

К приведенному примеру наметившихся соотношений между структурными элементами фундамента на его обнаженной части в пределах Балтийского щита и во внутренних районах платформы можно добавить уже отмечавшийся выше языкообразный уступ поверхности фундамента, лежащий на продолжении Ветреного Пояса. То же самое можно усмотреть в наметившемся продолжении отрицательной структуры фундамента в Кандалакшском заливе на юго-восток или в продолжении структуры Кольского полуострова в предполагаемых выступах фундамента, располагающихся к западу от Тимана и т. д. Нужно думать, что примеры, подобные приведенным, могут быть продолжены при детальном анализе геофизических и геологических данных.

Таковы самые общие представления о структуре Среднерусской впадины, получившие отражение на рассматриваемой карте рельефа фундамента, явно отличные от представлений, изображенных на карте П. Г. Суворова.

Обратимся к более западным районам Русской платформы. Погружение Балтийского щита к югу от Финского залива происходит, по-видимому, более спокойно, чем на юго-востоке, хотя определенная дислоцированность фундамента и здесь, несомненно, имеет место.

На фоне общего погружения фундамента выделяется некоторый крупный его выступ (Таллин—Порхов—Пушкин), довольно далеко вдающийся в южном направлении. На периферии этого языкообразного выступа геофизикой и бурением установлено наличие локального поднятия фундамента (Локновского выступа), имеющего крутые южные склоны. При дальнейшем продвижении на юг происходит некоторое выполаживание поверхности фундамента, образующего здесь Латвийскую седловину (районы Пляви-

няса и более восточные), которая, во-первых, как указывалось выше, разделяет между собой Среднерусскую и Балтийскую впадины, а во-вторых, является наиболее погруженной частью некоего «моста», соединяющего Балтийский щит с Белорусско-Литовским массивом.

Данные электроразведки указывают, что поверхность фундамента в пределах Латвийской седловины и на смежных с ней участках довольно значительно нарушена локальными поднятиями и впадинами сравнительно небольших размеров и амплитуд, некоторые из которых схематически показаны на карте.

В районах Белоруссии и Литвы на значительной площади докембрийский фундамент залегает на небольшой глубине, образуя Белорусско-Литовский кристаллический массив. На ряде участков сводовой части массива докембрийские породы бурением обнаружены на глубине 150—200 м — Микашевичский выступ, выступы у Лиды, Друскининкай и др.

Результаты электроразведочных и сейсмических работ, проведенных в довольно большом объеме в районах Белоруссии и Литвы, указывают, что относительно неглубокое залегание фундамента распространяется на довольно значительную площадь в южном и восточном направлениях.

Как уже отмечалось ранее, данные бурения в восточной Польше (г. Пиш) свидетельствуют о высоком залегании здесь фундамента в домезозойское время. Учитывая это и основываясь на том, что гравиметрическая характеристика, аналогичная районам сводовых частей Белорусско-Литовского массива, имеет некоторое продолжение и далее на запад, можно предполагать, что область высокого залегания фундамента в домезозойское время распространялась и в этом направлении. Вероятно только с перми, с начала образования северных частей Польско-Германской впадины, интенсивное прогибание фундамента началось и в этих районах.

Северная часть Белорусско-Литовского массива, видимо, довольно спокойно погружается в пределы Латвийской седловины. Что касается погружения восточных склонов массива в Оршанско-Витебскую относительно узкую впадину, отделяющую его от Воронежского массива, то геофизические данные позволяют предполагать наличие здесь довольно резких дислокаций на отдельных участках склона. Наиболее сложна структура юго-востока Белоруссии. Здесь имеет место внедрение в пределы Белорусско-Литовского массива северо-западного, резко дислоцированного, замыкания Днепровско-Донецкой впадины, образующего в пределах рассматриваемых районов две самостоятельные депрессии — глубокие впадины Шацилковскую (северную) и Ельскую (южную).

Эти впадины ограничены весьма крутыми и глубокими дислокациями разломного типа: на севере проходят Глуцкий, а на юге Овручский разломы, отделяющие эти впадины от районов высокого залегания фундамента в пределах Белорусско-Литовского массива и северной части Украинского щита. Шацилковская и Ельская впадины разделяются между собой глубоко вдающимся в них Микашевичским выступом Белорусского массива. Далее к востоку этот выступ погружается на значительную глубину, но продолжает проявляться в виде погребенного барьера (Наровлянского выступа) между Шацилковской и Ельской впадинами.

Данные геофизических исследований (гравиметрии, электроразведки и сейсморазведки) не позволяют предполагать продолжение этих впадин на юго-запад, на соединение их с Львовской впадиной, и тем более нет основания, как это делает Е. М. Люткевич, представлять это соединение в виде узкого, но весьма глубокого каньонообразного прогиба. Наоборот, на осно-

вании тех же геофизических материалов можно говорить о несомненном соединении на небольшой глубине Белорусско-Литовского массива и Украинского щита.

Учитывая данные бурения в Ратно и данные электроразведочного профиля Пинск—Сарны, можно говорить только о неглубоком залегании фундамента в северной части Украинского щита, погружении его на северо-запад, и о существовании там Ратновского выступа, как это изображено на карте. Наряду с этим не исключена возможность существования, например, к северу от Пинска неширокого и неглубокого прогиба, через который временами осуществлялось соединение между Днепровско-Донецкой и Литовской впадинами (вернее с Польской меловой мульдой).

В литературе известно выделение этого крайнего северо-западного Ратновского выступа Украинского щита, как самостоятельного Брест-Ковельского выступа фундамента, отделенного от Украинского щита глубоким прогибом [Г. Х. Дикенштейн, 1953].

К южной части этого выступа приурочен так называемый Волынский разлом, обусловивший резкое и глубокое погружение фундамента в Львовскую впадину. Этот разлом, вернее зона разломов, хорошо отображается Луцким полосовым магнитным максимумом, к северо-восточным частям которого приурочены выходы базальтов на поверхность в бассейне р. Горыни, к северу от Ровно.

Возвращаясь к районам Шацилковской и Ельской впадин, т. е. к северо-западному окончанию Днепровско-Донецкой впадины, нужно сказать несколько слов о предполагаемом ее сочленении с Среднерусской впадиной, вернее с Оршанско-Витебским прогибом.

На основании данных сейсморазведки, отмечающей существование Бобруйского выступа фундамента, Белорусско-Литовский массив, видимо, на сравнительно небольшой глубине соединяется с Воронежским массивом, хотя между ними, вероятно, имеется неширокий и сравнительно неглубокий прогиб, через который временами осуществлялась связь между Оршанско-Витебской и Шацилковской впадинами.

Днепровско-Донецкая впадина, отделяющая Воронежский массив от Украинского щита, представляет своеобразный весьма глубокий, относительно узкий прогиб в фундаменте (в теле древнего Сарматского щита), заложение которого, по-видимому, относится к доживетскому времени и который является как бы внедрением в пределы Русской платформы затухающего геосинклинального прогиба Донбасса. Отчетливое разграничение между последним и юго-восточными частями Днепровско-Донецкой впадины в настоящее время еще не совсем ясно [И. Ю. Лапкин и др., 1952]. Не выяснены также соотношения между Днепровско-Донецкой впадиной и Северо-Донецким прогибом к югу от Харькова, хотя их непосредственная связь бесспорна.

Глубинное строение внутренних частей Днепровско-Донецкой впадины изучено пока недостаточно. Данные геофизических исследований, а в настоящее время и глубокого бурения на отдельных ее участках, устанавливают, что северо-восточное погружение Украинского щита в пределы впадины происходит вначале довольно спокойно. Затем следует зона крутого погружения слоев и явной их дислоцированности. Резко увеличивается мощность осадочного покрова как за счет раздувания мощностей отдельных толщ разреза, так в основном за счет появления новых стратиграфических подразделений. Кристаллический фундамент уходит на значительную глубину и пока нигде во внутренних районах впадины, кроме Черниговского, даже

скважинами глубиной в 3—3,5 км не вскрыт. Данные геофизики позволяют предполагать глубину его залегания у Полтавы порядка 5—6 км.

В настоящее время принято говорить о центральной части впадины и зоне ее окаймления. Первой соответствует ряд локальных гравитационных максимумов — Черниговский, Лохвицкий и др. Второй (зоне окаймления) отвечает полоса, вверху цепочка интенсивных, местами локализующихся гравитационных минимумов. Именно к зоне окаймления приурочены все известные во впадине соляные купола диапирового типа. Считается, что зона окаймления отражает наиболее дислоцированную часть впадины, в том числе и ее кристаллического фундамента. К внутренним же частям впадины, где дислокации, по-видимому, затухают, приурочены более крупные структуры, отвечающие отдельным блокам фундамента [И. Ю. Лапкин и др., 1952].

Подобная трактовка строения внутренних частей впадины вряд ли может быть принята безоговорочно. Центральная часть впадины, которой отвечают гравитационные и сопровождающие их магнитные максимумы, видимо, отвечает ее частям, наиболее утяжеленным притоком значительных масс основной магмы, местами по разломам достигавшей поверхности фундамента и проявлявшейся еще долгое время в палеозое в виде эффузивных излияний, подобных установленным в Черниговской опорной скважине [И. С. Усенко и Л. Г. Бернадская, 1954]. Что касается крупных структур в осадочной толще этих районов впадины, то генетически они, по-видимому, относятся к соляным куполам, но другого типа проявлений этого вида тектоники, чем соляные диапиры в зоне окаймления (крупные и относительно глубоко залегающие соляные ядра).

Как свидетельствуют данные сейсморазведки, многие диапировые соляные купола (штоки), расположенные в пределах как южной, так и северной частях зоны окаймления, на глубине имеют непосредственную связь с ядрами таких крупных солянокупольных структур внутренних районов впадины.

Выше уже отмечалось, что бурением кристаллический фундамент во внутренних частях впадины в настоящее время вскрыт лишь в районе Чернигова (2602 м). К северо-западу и юго-востоку от этого участка фундамент залегает значительно глубже. По-видимому, следует говорить о некотором глубоко погребенном «Черниговском мосте», разделяющем Днепровско-Донецкую впадину на две ее наиболее погруженные части — северо-западную—Ельско-Шацкильковскую и юго-восточную—Полтавско-Роменскую.

На рассматриваемой карте для районов Днепровско-Донецкой впадины, в соответствии со всем ранее сказанным, изогинсы поверхности фундамента на обоих бортах впадины доведены лишь до зон «наметившегося крутого падения слоев», которые указаны специальным условным знаком. На ряде участков внутренних частей впадины для ориентировки указаны глубины забоев некоторых наиболее глубоких скважин, фундамента, однако, не достигших.

Украинский кристаллический щит на приведенной карте показан в значительно схематизированном виде в соответствии с петрологическо-тектонической картой щита, составленной В. И. Лучицким, Н. П. Семеновым и Л. Г. Ткачук в 1945—1946 гг. Следует заметить, что, пользуясь гравитационно-магнитными картами этой территории, в ряде случаев довольно уверенно можно проследить распространение в прилегающие к щиту районы погруженного залегания фундамента тех или иных докембрийских комплексов, лежащих в пределах щита почти на поверхности.

На рассматриваемой карте получило отражение одно из наиболее резких и отчетливых проявлений подобного рода. В данном случае имеется в виду

прослеживание простираний складчатых комплексов «саксаганид», складчатых поясов серий метабазитов и саксаганской серии кристаллических сланцев — Саксаганско-Ингулецко-Кременчугского, Бузулукского и Орехово-Павлоградского синклиналиев» [С. И. Рыш, 1953], условно изображенных в виде полос крупных магнитных максимумов, с простираниями зон крупнейших так называемых Курских магнитных аномалий (КМА), отвечающих, как известно, полосам железистокварцитовых пород, по возрасту соответствующих породам саксаганской серии (В. И. Лучицкий, 1939).

Следует отметить следующие особенности простирания и распространения перечисленных полосовых магнитных максимумов: Воронежского массива и Украинского щита.

1. Северная часть полосовых максимумов аномальной зоны КМА лежит на одном простирании с саксаганскими магнитными максимумами Украинского щита.

2. Полосовые максимумы в южной части зоны КМА смещены относительно максимумов ее северной части — к юго-востоку.

3. Во внутренних частях Днепровско-Донецкой впадины почти не отмечается продолжения полосовых магнитных максимумов ни со стороны Воронежского массива, ни со стороны Украинского щита.

Отклонение к юго-востоку магнитных максимумов южной части КМА от общего простирания таких аномалий в северной части КМА и саксаганид Украинского щита, по-видимому, имеет тектоническую природу. Видимо, оно отражает перестройку краевых частей кристаллических массивов, произошедшую под влиянием различных тектонических напряжений при формировании геосинклинального прогиба Донбасса и его северозападного затухающего продолжения — Днепровско-Донецкой впадины. Образование этих глубоко прогнутых частей в пределах древнего Сарматского докембрийского щита, обусловило, видимо, не только вертикальное перемещение (погружение) этих частей щита, но также повлекло горизонтальное перемещение по площади отдельных его участков, примыкавших к геосинклинальному прогибу.

В литературе известны попытки еще более конкретизировать причины указанных предполагаемых площадных перемещений на территории Воронежского массива, однако такую конкретизацию нельзя признать полностью убедительной [А. Л. Загарянский, 1940].

Воронежский кристаллический массив, один из крупнейших неглубоко погребенных выступов фундамента, достаточно уверенно изображен на карте только в сводовых частях, где имеется много буровых скважин, и выходы докембрийских пород на поверхность на небольшом участке у г. Павловска на Дону. Склоны массива, особенно глубокие, переданы на карте достаточно схематично, ввиду малого количества скважин. В первую очередь это замечание относится к южному погружению массива в сторону Днепровско-Донецкой впадины и Северо-Донецкого прогиба. Есть основание предполагать, что это погружение происходит уступами, которые на карте не получили соответствующего отражения.

Аналогичные замечания в той или иной мере относятся и к другим склонам массива. В частности, северный и северо-восточный склоны, видимо, значительно круче, если не на всем их протяжении, то во всяком случае на отдельных их участках, о чем можно предполагать по поведению гравитационно-магнитных аномалий в этих частях карты.

Восточный склон Воронежского массива довольно крутой вначале, на глубине около 3000 м осложнен протяженным достаточно широким тер-

расовидным уступом, к которому приурочена полоса поднятий Доно-Медведицкого вала. К востоку от него погружение фундамента в Прикаспийскую впадину происходит особенно резко, хотя и имеет, по-видимому, также уступообразный характер.

Переходим к районам восточной половины Русской платформы.

Центральное положение в этих районах занимает весьма крупный древний массив фундамента, известный под названием Волго-Камского или Волго-Уральского свода [Н. С. Шатский, 1945]. Последнему названию в настоящее время в свете данных глубокого бурения, которое не подтвердило существование Уфимского массива (глыбы), придается несколько иное содержание, нежели то, которое предполагалось Н. С. Шатским.

Древний Волго-Камский массив входил в состав северо-восточной части Сарматского щита. В последующем многие части массива значительно погрузились, по появились и новые поднятия, причленившиеся к древнему массиву. Таким поднятием, например, явилась большая часть Токмовского выступа, образовавшаяся лишь в нижнем карбоне.

В современной структуре Волго-Камского массива наиболее крупными его вершинами являются Токмовский и Татарский выступы, причем предполагается присутствие еще одного погребенного выступа, располагающегося между Токмовским и Котельничским выступами к северу от Горького (см. карту). Такое предположение на основании анализа гравитационного и магнитного аномальных полей этого района высказывалось нами еще в 1951 г. К настоящему времени появился весьма интересный геологический материал, анализ которого позволяет Е. М. Люткевичу и Д. Л. Фрухт [1954] настаивать на возможности существования «погребенного кряжа» фундамента платформы в Горьковской области.

На юго-восточном погружении Токмовского выступа, на далекой его периферии, имеет место значительное выполаживание поверхности фундамента, в пределах которого локализуется выступ фундамента, известный под названием Жигулевского или Самаро-Луцкого. Время его обособления от древнего Волго-Камского массива относится к середине девона. Жигулевский выступ на значительном протяжении, примерно от Волги на востоке и почти до Пензы на западе, резким флексуорообразным перегибом обрывается к северу в пределы Ставропольской впадины, далее к западу переходящей в более молодой Комаровский прогиб. В южном направлении относительно высокое залегание фундамента прослеживается вплоть до Пугачева, ввиду чего эту зону иногда и называют Жигулевско-Пугачевским выступом. Сводовая часть выступа осложнена молодой Вольской впадиной, по-видимому, почти не имеющей отражения в поверхности фундамента.

Волго-Камский массив со всех сторон окружен впадинами, большинство которых имеет весьма древнее заложение (Среднерусская впадина, Рязано-Саратовский прогиб, Прикаспийская впадина, Предуральский прогиб и другие), что проявляется в существовании в этих впадинах значительных мощностей доживетских отложений (бавлинских свит). В сводовых частях Волго-Камского массива отложения этого возраста отсутствуют, а на кристаллическом фундаменте здесь обычно лежат осадки живетского яруса или различных подразделений верхнего девона. Отсутствуют доживетские отложения во внутренних впадинах Волго-Камского массива — Казанской и Ставропольской. Увеличение мощностей осадочного покрова в этих впадинах происходит за счет верхнепалеозойских, в основном верхнепермских отложений, а также местами за счет отложений мезо-кайнозоя (Мелекесская впадина и др.).

Татарский выступ на востоке, севере и юго-востоке окаймляется впадинами, ответвляющимися от Предуральского прогиба — Осинской (Верхне-Камской) и Абдулинско-Кинельской, причем мощность осадочного покрова в них возрастает в основном за счет увеличения мощностей доживетских отложений (бавлинских свит). В направлении с запада на восток к Уралу в разрезе этих отложений появляются, по-видимому, все более древние подразделения, возможно до верхнерифейских включительно.

Основываясь, главным образом, на интерпретации карты аномалий силы тяжести, можно предположить, что к югу от Кинельско-Абдулинского прогиба, в пределах которого установлено присутствие доживетских (бавлинских) толщ довольно значительной мощности, последние будут отсутствовать, так как здесь в то время, по-видимому, существовал выступ фундамента, подобный Татарскому, и, вероятно, объединявшийся на западе с древним Жигулевским выступом. В дальнейшем этот древний выступ был глубоко погребен под большой мощностью отложений карбона и перми. Такое предположение, высказанное нами еще в 1950 г., ныне находит подтверждение в данных Пилюгинской скважины, вскрывшей маломощную толщу живетских отложений, из которых скважина вошла в кору выветривания кристаллического фундамента¹.

Надо думать, что предполагаемый древний выступ, названный нами Бузулукским, в современной структуре хотя и погружен на значительную глубину, но все же должен иметь отражение в рельефе поверхности фундамента, что схематично и показано на карте.

Дальнейшее погружение фундамента в южном направлении происходит, по-видимому, уступами, сопровождаемыми в ряде случаев дислокациями типа разломов. Некоторые из таких уступов находят вероятное отражение в полосах дислокаций Больше-Кинельских, Самаркиных и других дислокаций в верхнепермских слоях и т. д. Судя по магнитным данным, весьма крупные и протяженные разломы оконтуривают Прикаспийскую впадину с севера. Подробнее о строении этой впадины, как и строении более южных районов Европейской части СССР, говорится в нашей статье в «Очерках по геологии СССР», т. 1.

Перейдем к районам, лежащим к северу от Татарского свода.

На основании анализа гравитационных и магнитных аномалий, материалов редких буровых скважин, дополненных кое-где расчетными данными магнитных аномалий, представляется возможным сделать вывод, что к северу от Татарского и к северо-востоку от Котельничского выступов локализуется довольно крупная впадина древнего заложения — Осинская (Вятско-Камская), в пределах которой предполагаются очень большие мощности доживетских отложений. Нужно заметить, что выделенная Осинская впадина не является аналогом известной Глазовской впадины (прогибу), приуроченной к этому и более северным и северо-западным районам. Последняя представляет значительно более молодое образование, и возрастание мощности осадочного покрова в ней происходит в основном лишь за счет сильно увеличенных мощностей верхнепермских отложений. Как показала опорная скважина у Глазово, доживетские отложения в ее разрезе имеют очень небольшую мощность, тогда как южнее (Бураново, Оса и др.) их вскрытая мощность измеряется сотнями метров. В силу сказанного

¹ То же относится к открытому в последнее время Мухановскому месторождению нефти, оказавшемуся приуроченным к локальному поднятию в пределах названного предполагаемого выступа.

нам представляется, что по глубоким, доживетским горизонтам между Осинской и Среднерусской впадинами связи не существует.

К северу от Осинской впадины, как уже говорилось ранее, данные грави-метрии и магнитометрии позволяют предполагать значительный подъем фундамента, что подтверждают, правда на весьма ограниченном участке, наиболее глубокие скважины Северокамска и Краснокамска.

Наиболее высокое залегание фундамента можно предполагать примерно в районе широтного верхнего течения р. Камы (возможно, что «петля», которую Кама образует в этом районе, является геоморфологическим отражением северного окаймления этого предполагаемого выступа фундамента), а также на р. Сыsole. Приподнятая часть намечаемого выступа, видимо, круто, возможно уступами, обрывается к северу в геосинклинальную область на юго-западе от современного Тиманского кряжа. Относительно высокое залегание архейского фундамента, как отмечалось уже ранее, нами предполагается и в более северных районах к западу от Тимана, что схематично получило соответствующее отражение на карте. Что касается собственно Тимана и Печорской впадины, то ввиду довольно слабой изученности этой области мы ограничились выделением на карте лишь контуров основных структурных элементов этой области. Строение этих районов подробно освещено в этом же сборнике в статье О. А. Солнцева и Т. И. Кушнareвой.

Этим мы заканчиваем характеристику структуры поверхности докембрийского фундамента основных районов Русской платформы.

Обратимся к столь же краткой характеристике состава фундамента рассмотренных районов.

СОСТАВ ДОКЕМБРИЙСКОГО ФУНДАМЕНТА

Как уже отмечалось, докембрийский фундамент Русской платформы представляет многослойную систему древнейших складчатых комплексов, состоящих из значительно метаморфизованных и интенсивно дислоцированных суперкристалльных (эффузивно-осадочных) образований, проплавленных и спаянных магматическими внедрениями ряда генераций кислого и в меньшей степени основного и ультраосновного состава. Вследствие чрезвычайно глубокого эрозионного среза докембрийских складчатых структур до настоящего времени уцелели, по образному выражению Н. М. Стрaхова [1949], лишь «корни» таких структур — нижние части их синклиналей и мульд. Эти «корни» собственно и служат материалом для изучения докембрия.

Естественно, что докембрийские образования наиболее изучены в областях их выходов на поверхность: на Балтийском и Украинском щитах.

Древнейшими из известных там таких образований, относимых к нижнему архею, являются напряженно дислоцированные и глубоко метаморфизованные породы, представляющие крайние члены метаморфического ряда: различные гнейсы и кристаллические сланцы. Теперь считается, что значительная часть подобных пород докембрия имеет первично осадочное происхождение (парапороды). Более того, некоторые исследователи предполагают подобный же генезис для части метабазитов (амфиболитов), габбро-норитов, чарнокитовых пород и т. д., рассматривая эти породы, как возникающие в результате различной степени весьма глубокого метаморфизма парагнейсов специфического состава (Ю. И. Половинкина, 1954, В. П. Флоренский и др., 1954). Повсеместно древнейший гнейсовый комплекс, выделяемый как суперкристалльное образование, инъецирован и глу-

боко переработан внедрениями очень крупных массивов гранитов, вследствие чего в составе докембрия широкое распространение имеют различные мигматиты и гранитогнейсовые разности.

Архейские образования Балтийского щита как суперкрупные, так и магматические, обычно делили на две части: древнейшие — нижнеархейские, и более молодые — верхнеархейские, разделенные между собой большим перерывом и несогласием. В последнее время появились новые представления, согласно которым на Балтийском щите архей, первая серия Л. Я. Харитонова [1955], включает только наиболее древние гранито-гнейсовые образования и интрузии первой группы. Залегающие выше на этом гранито-гнейсовом комплексе после большого перерыва и несогласия образования, ранее относившиеся к ботнию, ладожской свите и карельской формации (кроме сегозерского и онежского отделов), по новой схеме образуют единую вторую серию, возраст которой считается верхнеархейским — нижнепротерозойским. К этой серии относятся также II и III гранитные комплексы. Образования сегозерского и онежского отделов, залегающие с большим перерывом и несогласием на образованиях второй серии, выделяются в третью серию докембрийских образований Балтийского щита, относимую к верхнему протерозою.

Подобный же принцип, во всяком случае в отношении архейских и нижнепротерозойских образований, положен Ю. И. Половинкиной [1954] в основу разделения докембрия Украинского щита.

Карельский комплекс на Балтийском щите и саксаганский комплекс на Украинском щите складчато дислоцированы, но не столь напряженно, как архейский, и местами интродированы внедрениями гранитов основных и ультраосновных пород. Однако интрузии эти по размерам значительно меньше интрузий архейских и распадаются на две части: первые — более ранние посткарельские и днепровско-токовские — имеют еще признаки значительного метаморфизма, вторые — более поздние доиотнийские и коростеньские, в состав которых входят граниты рапакиви, — почти лишены этих признаков.

Охарактеризованные архейские и протерозойские складчато-интрузивные комплексы, изученные в пределах Балтийского и Украинского щитов, образуют также фундамент во внутренних районах Русской платформы, о чем свидетельствуют данные глубокого бурения. Поверх этих комплексов после значительного перерыва и несогласия почти горизонтально залегают породы последнего этапа верхнего протерозоя, представленные слабо метаморфизованными кварцитами, песчаниками, сланцами — иотнийские или овручские отложения. В Карелии иотнийские песчано-сланцевые толщи подстилаются эффузивными породами суисарского вулканического комплекса, относимого также к верхнему протерозою. Иотнийские и овручские породы рассматриваются как первые продукты разрушения карельских горных сооружений.

Здесь уместно указать, что резкое различие в характере доиотнийских образований докембрия, представленных складчато-интрузивными комплексами, и образований иотния и овруча, носящих явно платформенный характер, и учитывая, что последние отделены от складчатого древнего докембрия большим перерывом и несогласием, дает основание некоторым исследователям (Л. Я. Харитонов и др.) считать иотнийско-овручские образования не докембрийскими, а относить их к раннему палеозою. Это же предлагает и Е. М. Люткевич [1952]. Определенная логика в таком предположении несомненно существует, особенно если принять во внимание

принцип структурно-геологического обоснования для выделения тех или иных подразделений докембрия, предложенный А. А. Полкановым [1953].

Таковы самые общие сведения о докембрийских образованиях Балтийского и Украинского щитов.

Обратимся к внутренним районам Русской платформы, где докембрийский фундамент на ряде ее участков вскрыт буровыми скважинами. На рассматриваемой карте дана характеристика вскрытых бурением пород фундамента. На Воронежском массиве различные типы гранитов и гранитогнейсов на выходах на Дону у г. Павловска находят своих прямых аналогов среди архейских пород Украинского щита. То же нужно сказать и о толщах железистых кварцитов КМА, перекрытых сверху сланцами и известняками, которые в ряде случаев до деталей можно параллелизовать с Криворожско-Сакаганскими породами Украинского щита [В. И. Лучицкий, 1939].

На Белорусско-Литовском массиве бурением установлены различные разности гранито-гнейсовых, гранитоидных и гранодиоритовых образований, непосредственные аналоги которых также устанавливаются на Украинском щите.

В составе фундамента центральных и особенно восточных районов платформы, как устанавливает глубокое бурение, преимущественное развитие имеют глубоко метаморфизованные кристаллические породы первично-осадочного происхождения — разнообразные инъецированные парагнейсы (мигматиты), различающиеся между собой в основном лишь минералогическим составом темноцветных компонентов. Все эти породы по возрасту, несомненно, относятся к архею и, по-видимому, должны сопоставляться с древнейшими беломорскими гнейсами Кольского п-ова и Карелии и наиболее древними гнейсами Украины [В. П. Флоренский и др., 1954].

Породы явно магматического происхождения — различные разности гранитоидов и гранодиоритов, в том числе древние плагиоклазовые граниты, видимо близкие к олигоклазовым гранитам Карелии и гранитам Кировоградского комплекса, наиболее широко распространены в районах западной половины Русской платформы. В ее центральных и восточных частях распространен другой более молодой тип гранитов — микроклиновые граниты, по-видимому, сопоставляющиеся с постботнийскими или днепровско-токмовскими гранитами Балтийского и Украинского щитов.

Что касается докембрийских пород основного состава, встреченных бурением на ряде участков рассматриваемых районов, то, как уже отмечалось ранее, для различных роговообманковых разностей (амфиболитов или метабазитов, а также габбро-поритов) считается вероятным их образование в результате глубокой метаморфизации сильно магниальных осадочных пород. Гибридное происхождение между прочим предполагается и для гиперстеновых, чарнокитовых гнейсов [Ю. И. Половинкина, 1954].

Другим относительно распространенным типом основных докембрийских пород являются габбродиабазы (диабазы, платобазальты и другие, близкие к ним разности), имеющие также, несомненно, магматическое происхождение. Возраст многих из этих пород, по-видимому, относительно более молодой, поскольку в ряде случаев эти породы секут не только архейский комплекс фундамента, но иногда и нижние члены палеозойского осадочного покрова. Выше уже отмечалось, что глубокое бурение в различных частях Русской платформы устанавливает широкое распространение и продолжительную активность палеозойского вулканизма — с самых ранних этапов палеозоя (Ненокса, Крестцы, Калуга, Башкирия) до верхнего девона и частично карбона (Солигалич, Казанклар, Чернигов и др.).

Принимая во внимание гравитационную характеристику (региональные минимумы аномалии силы тяжести) областей распространения диабазов и платобазальтов раннепалеозойского возраста, во всяком случае в районах Башкирии (сс. Петрово, Байкибашево, Субхангулово и др.), можно предположить, что эти породы, по-видимому, представляют своеобразную трапшовую формацию. Другими словами, такие породы, ныне относимые к кристаллическому фундаменту, в действительности относятся к межпластовым интрузиям, либо эффузивным покровам той или иной мощности, ниже которых вновь последуют отложения осадочной толщи.

Наконец, надо отметить, что во внутренних районах Русской платформы пока не обнаружено аналогов породам саксаганской серии (кроме района Барятино), хотя некоторые косвенные указания на такую возможность имеются. Протерозойские породы карельского (онежско-сегозерского) облика, представленные относительно слабо метаморфизованными различными сланцами, мраморами, кварцитами и эффузивами, известны пока лишь в ограниченном числе пунктов восточных и центральных районов (Урмары, Казанское Поволжье, Пачелма, Балашов).

Аналоги иотнийским отложениям Онежского озера установлены пока лишь на одном участке (юго-восточный склон Токмовского выступа — Юловый Ишим).

В районах западной половины Русской платформы, как уже отмечалось выше, особенно в пределах Белорусско-Литовского массива, а также его склонов и северных склонов Воронежского массива в фундаменте преобладают граниты, образующие здесь крупные массивы. Однако в этих районах, как и на южном погружении Балтийского щита, встречаются также и гранито-гнейсовые разности, имеющие прямых аналогов среди кристаллических образований Финляндии и Карелии.

Что касается северных районов — между Балтийским щитом и Тиманом, — пункты, где в настоящее время вскрыт фундамент, расположены на восточном погруженном склоне щита в непосредственной близости к его обнаженным частям. Вскрытые породы аналогичны ближайшим гранито-гнейсовым образованиям Беломорья.

В районах Канина полуострова, Тимана и, видимо, несколько восточнее, в Печорской впадине кристаллический фундамент представлен складчатодислоцированным комплексом, известным под названием комплекса метаморфических сланцев, возраст которого, возможно, только в нижних его частях — позднедокембрийский. Для основной же массы метаморфических сланцев, как это в настоящее время понимается значительным числом геологов, возраст пород считается рифейским, частично раннепалеозойским.

Таковы в основном те краткие сведения о составе докембрийского фундамента Русской платформы, которые возможно было сообщить в настоящей работе.

В заключение приведем некоторые соображения о внутренней структуре докембрийского фундамента Русской платформы.

Из рассмотрения карты структуры поверхности фундамента Русской платформы следует заключить, что во внутренних районах Русской платформы, где фундамент располагается на значительной глубине, в его составе преобладают древнейшие гнейсовые и гранито-гнейсовые разности архейского возраста. Явно протерозойские породы в этих районах встречаются только на малом числе изолированных участков.

Если учесть, что такие образования и на щитах, по сравнению с породами гранито-гнейсового комплекса, имеют относительно небольшое распространение и к тому же там они сохранились как бы «пятнами», то очевидно, что во внутренних платформенных районах обнаружение таких «пятен» отдельными разрозненными скважинами мало вероятно. Кроме того, породы этого типа обычно приурочены к синклинальным структурам докембрия, на платформе же бурение сосредоточено в основном на участках положительных структур этого возраста. Отметим лишь, что на основании гравиметрической характеристики с продвижением к востоку от Татарского выступа в составе фундамента все в возрастающей степени должны принимать участие докембрийские породы, аналогичные нижним членам древних уральских свит, относимых по возрасту к различным комплексам протерозоя и достигающих огромной мощности на западных склонах Южного Урала.

И, наконец, последнее. Подавляющее большинство вскрытых глубоким бурением пород докембрийского фундамента относится по возрасту к архею, поэтому надо заключить, что предположение Н. С. Шатского [1945] о широком развитии в фундаменте внутренних районов Русской платформы складчатых сооружений карельского возраста должно быть пересмотрено. То же следует сказать и о прочих схемах некоторых других авторов, использовавших для подобных заключений ряд геофизических данных (Д. С. Халтурин и др.).

На всех этих схемах обоснованием для выделения в структуре фундамента различных систем докембрийской складчатости явились так называемые «линейные», особенно протяженные полосовые магнитные аномалии, которые рассматривались как отражение «корней» докембрийских складчатых сооружений. Исходя из анализа соотношения простираний таких аномалий, некоторые авторы пытались возможным «детализировать» схему Н. С. Шатского более дробной стратификацией этих складчатых сооружений. Обоснованность подобных спекулятивных построений, хотя в ряде случаев и подкупавших своей внешней эффектностью, нами неоднократно ставилась под сомнение.

Исходя из геофизических исследований, как отмечалось, выше в настоящее время с достаточным основанием можно говорить о том, что многие из полосовых магнитных максимумов, особенно протяженных, вроде полос Смоленск—Москва, Рязань—Саратов, Чкалов—Уральск и некоторых других, отражают глубинные разломы в фундаменте. Именно такие расколы как древние, но возрожденные, так и более молодые, по-видимому, определяют крупный структурный план — «узор» фундамента Русской платформы и контролируют формирование в осадочном покрове структурных элементов 1-го, а в ряде случаев, видимо, и 2-го порядка.

Из приведенного обзора необходимо сделать вывод, что при изучении строения Русской платформы прежде всего следует учитывать особенности платформенного развития кристаллического фундамента, выражающегося как в типичных структурных образованиях, так и в тесно связанных с ними проявлениях магматизма.

ЛИТЕРАТУРА

- Атлас карт фаций и мощностей палеозойских отложений Русской платформы. Геохим. ин-т АН СССР и ВНИГРИ, 1953—1954.
Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Госгеолгиздат, 1941.

- Архангельский А. Д. Результаты магнитометрических и гравиметрических работ в СССР. Труды XVII МГК, т. 1. М., 1947.
- Бакиров А. А. Современные представления о геологическом строении кристаллического фундамента Русской платформы. Труды Академии нефтяной промышленности, вып. 1, 1954.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1954.
- Бирин Л. М. О следах магматической деятельности в девоне северной части Московской синеклизы. ДАН СССР, 88, № 5, 1953.
- Гарань М. И. Возраст и условия образования древних свит западного склона Южного Урала. Госгеолтехиздат, 1946.
- Дикенштейн Г. Х. Основные черты структуры западной части Русской платформы в нижнем палеозое. БМОИП, отд. геол., XXVIII (11), 1953.
- Донабедов А. Т. Результаты геофизических исследований на территории Большого Донбасса. Сб. «Большой Донбасс», Госгеолтехиздат, 1941.
- Дубянский А. А. и Муравьева М. И. Геология и подземные воды Курской и Орловской областей, т. I и II. Воронеж, 1947.
- Загарянский А. Л. О распространении и взаимоотношении Саксаганской горной цепи и Большого Донбасса. ДАН СССР, т. XXIX, № 7, 1940.
- Карпинский А. П. Очерки геологического прошлого Европейской России. Изд. АН СССР, 1947.
- Келлер Б. М. Рифейские отложения краевых прогибов Русской платформы. Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 109, 1952.
- Кислов А. Юго-западная окраина Восточно-Европейской платформы между Балтийским морем и Карпатами. Ежегодник Польского геол. о-ва, т. XX, Краков, 1951.
- Лапкин И. Ю., Черпак С. Е. и Чирвинская М. В. Тектоническая схема восточной части УССР. БМОИП, сер. геол., т. XXVI (2), 1952.
- Лапинская Т. А. Габбродиабазы и диабазы восточной части Татарской АССР, ДАН СССР, т. 99, № 2, 1954.
- Ломоть К. И. Новые данные о следах вулканической деятельности в палеозойских отложениях Второго Баку. ДАН СССР, т. XIV, № 4, 1954.
- Луццкий В. И. Общий обзор докембрия Европейской части СССР. Стратиграфия СССР, т. 1. Докембрий. Изд. АН СССР, 1939.
- Люткевич Е. М. К вопросу о развитии древнейших палеозойских отложений на Русской платформе. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1952.
- Люткевич Е. М. и Фрухт Д. Л. О вероятном нахождении погребенного кряжа фундамента платформы в Горьковской области. ДАН СССР, т. XCV, № 2, 1954.
- Мазарович А. Н. Об основных единицах геохронологии. ДАН СССР, т. 53, вып. 3, 1947.
- Махлин Е. М. Граниты и родственные породы в Глушкевичи. Изв. АН БССР, № 3, 1952.
- Махлин Е. М. Докембрийские гранодиориты из района Пинска. Изв. АН БССР, № 1, 1952.
- Махлин Е. М. Докембрий южной части БССР. ДАН СССР, т. 84, № 3, 1952.
- Махлин Е. М. Докембрийский гранит из района Минска. Изв. АН БССР, № 5, 1952.
- Мирчинк М. Ф. и Бакиров А. А. О геотектоническом развитии Русской платформы в связи с изучением ее нефтеносности. «Нефть. хоз.», № 1, 1951.
- Пейве А. В. и Синицын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1950.
- Платонов Н. X. Основные фазы формирования Павловского кристаллического массива, ДАН СССР, 91, № 1, 1953.
- Полканов А. А. Структурно-геологический метод стратиграфического расчленения древнейших формаций и нижняя граница палеозойской эры. Труды лаборатории геологии докембрия, № 2, изд. АН СССР, 1953.
- Полканов А. А. Дочетвертичная геология Кольского полуострова и Карелии. Труды XVII МГК, т. II, 1939.
- Половинкина Ю. И. Эффузивно-осадочные и магматические комплексы Украинского кристаллического массива. Госгеолтехиздат, 1954.
- Ронов А. Б. История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР. АН СССР, 1949.
- Рынг С. И. Структура и возраст докембрийского фундамента территории БССР в свете магнитометрических данных. Изв. АН БССР, № 5, 1953.
- Семененко Н. П. Докембрий Украинской ССР, АН СССР. Труды Лаборатории геологии докембрия, вып. 2, изд. АН СССР, 1953.

- Соколов Б. С. О возрасте древнейшего осадочного покрова Русской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1952.
- Солонцов Л. Ф. К вопросу о стратиграфическом расчленении додевонских отложений Урало-Волжской и смежной территорий. ДАН СССР, т. 95, № 6, 1954.
- Страхов Н. М. Основы исторической геологии (т. I и II). Госгеолиздат, 1949.
- Субботин С. И. К вопросу о связи Львовской мульды с Днепровско-Донецкой впадиной. Труды Львовского геол. о-ва, сер. геол. нефти, вып. 1, 1948.
- Тетяев М. М. Геотектоника СССР, Госгеолиздат, 1938.
- Тектоническая карта СССР, ГИН АН СССР, ГУГ и К при Совете Министров СССР, 1953.
- Тимергазин К. Р. Эффузивные породы в осадочном покрове Западной Башкирии. ДАН СССР, т. ХСIV, № 6, 1954.
- Толстихина М. М. Девонские отложения центральной части Русской платформы и развитие ее фундамента в палеозое. Госгеолиздат, 1952.
- Трофимук А. А. Нефтеносность палеозоя Башкирии. Гостехиздат, 1950.
- Усенко И. С. Архейские метабазиты и ультрабазиты Украинского кристаллического массива. Изв. АН УССР, Киев, 1953.
- Усенко И. С. и Бернадская Л. Г. О вулканизме Днепровско-Донецкой впадины. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1954.
- Успенский Б. А. О палеозойских вулканических явлениях в Прикавказском районе. ДАН СССР, XXXV, № 2, 1952.
- Флоренский В. П., Лапинская Т. А., Князев В. С. и др. О возрасте докембрийских пород восточной части Русской платформы. ДАН СССР, т. 97, № 5, 1954.
- Флоренский В. П., Лапинская Т. А. и Князев В. С. Основные магматические породы южной части Тат. АССР. ДАН СССР, т. 84, № 2, 1952.
- Флоренский В. П. и Лапинская Т. А. Габброноритовая формация зоны Жигулевских дислокаций Среднего Поволжья. ДАН СССР, т. 84, № 3, 1952.
- Флоренский В. П. и Лапинская Т. А. О некоторых вопросах формирования докембрийских пород восточной части Русской платформы. ДАН СССР, т. 95, № 2, 1953.
- Фотиади Э. Э. О некоторых связях между гравитационными и магнитными аномалиями на Русской платформе. Сборник по обмену опытом. «Развед. и промысл. геофизика», № 4, 1952.
- Фотиади Э. Э. К методике геологической интерпретации гравитационных аномалий на Русской платформе. Сборник по обмену опытом. «Развед. и промысл. геофизика», № 3, 1951.
- Фотиади Э. Э. К методике региональных геофизических исследований на Русской платформе. ННТ, геол. сер., № 7, 1948.
- Фотиади Э. Э. К вопросу о структуре докембрийского фундамента Русской платформы. ДАН СССР, VII, № 6, 1947.
- Фотиади Э. Э. К проблеме геологической интерпретации аномалий силы тяжести на Русской платформе. «Прикладная геофизика». Сборник статей, вып. 12, Гостехиздат, 1955.
- Фотиади Э. Э. О крупных элементах тектоники юго-востока и юга Европейской части СССР. Труды ВНИГРИ, нов. сер., вып. 96, 1956.
- Харитонов Л. Я. К стратиграфии и тектонике Карельской формации докембрия. Госгеолиздат, 1941.
- Харитонов Л. Я. Основные черты стратиграфии и тектоники восточной части Балтийского щита. Труды III сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. Изд. АН СССР, 1955.
- Чихачев С. М. О дополнении палеозоя рифейской системой. «Советская геология», № 40, 1949.
- Чураков А. Н. Русская платформа и окаймляющие ее щелочные породы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1947.
- Шатский Н. С. Очерк тектоники Волго-Уральской нефте-газозной области и смежной части западного склона Южного Урала. БМОИП, 1945.
- Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1945.
- Шатский Н. С. О древнейших отложениях осадочного чехла Русской платформы и ее структуре в древнем палеозое. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1952.
- Шатский Н. С. О границе между палеозоем и протерозоем и о рифейских отложениях Русской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1952.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Предисловие	3
<i>О. А. Солнцев и Т. И. Кушнарeva.</i> Тимано-Печорская провинция	5
<i>Е. М. Люткевич и М. И. Пейсик.</i> Север Русской платформы	49
<i>Е. М. Люткевич и М. И. Пейсик.</i> Северо-запад Русской платформы	89
<i>Е. М. Люткевич.</i> Белорусская ССР	141
<i>П. Г. Суворов, М. Ф. Филиппова, Н. С. Ильина, Л. М. Елина, П. С. Хохлов, С. К. Нечитайло, Т. В. Макарова, А. И. Педашенко, С. В. Флерова, З. П. Иванова и М. С. Буритар.</i> Центральные области Русской платформы	171
<i>В. В. Глушко и Я. М. Сандлер.</i> Западные области Украины	249
<i>И. Ю. Лапкин и В. П. Стерлин.</i> Днепровско-Донецкая впадина	266
<i>Э. Э. Фотиади.</i> О структуре кристаллического фундамента Русской платформы	296

ОЧЕРКИ ПО ГЕОЛОГИИ СССР
(по материалам опорного бурения)

Редактор *Н. Т. Линдтрон*
Ведущий редактор *П. С. Долматов*

Технический редактор *И. М. Геттадьева*
Корректоры: *Н. Е. Гульман и Э. Г. Сегаль*

Сдано в набор 22/X 1956 г. Подписано к печати 8/III 1957 г. Формат бумаги 70×108¹/₁₆.
Печ. л. 20+17 вклеек (усл. л. 33,6). Уч.-изд. л. 33,12. Тираж 2000 экз.
Индекс 11—5—4. М-01577.

Гостоптехиздат. Ленинградское отделение. Невский проспект, 28.
Издательский № 10173. Заказ № 1097.
Типография «Красный Печатник». Ленинград, Московский проспект, 91.
Цена 24 р. 70 к.

ЗАМЕЧЕННЫЕ ОШЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
66-67	Подпись к фиг. 7	Фиг. 7. См. условные обозначения и подрисуночную подпись фиг. 6	Фиг. 7. См. подрисуночную подпись к фиг. 6.
98	Подпись к фиг. 6	1 — разведочные скважины, 2 — опорные скважины	1 — опорные скважины, 2 — разведочные скважины
101	22 см.	1000 м	более 250 м
182	8 см. }	фиг. 1, 1а	фиг. 1а, 1б
190	4 см. }		
198	7 см. }		
222	Подпись к фиг. 14	1000 м	100 м

Завав 1097.

