Н К КРОПОТКИН, Б. М. ВАЛЯЕВ, Р. А. ГАФАРОВ М А.СОЛОВЬЕВА.Ю.А.ТРАПЕЗНИКОВ

ГЛУБИННАЯ ТЕКТОНИКА **ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ** СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ

P. N. KROPOTKIN, B. M. VALYAEV, R. A. GAFAROV, I. A. SOLOVIEVA, Yu. A. TRAPEZNIKOV

DEEP TECTONICS OF ANCIENT PLATFORMS OF THE NORTHERN HEMISPHERE

Transactions, vol. 209



PUBLISHING OFFICE «NAUKA»

MOSCOW 1971

П. Н. КРОЛОТКИН, Б. М. ВАЛЯЕВ, Р. А. ГАФАРОВ, И. А. СОЛОВЬЕВА, Ю. А. ТРАПЕЗНИКОВ

ГЛУБИННАЯ ТЕКТОНИКА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ

Труды, вып. 209



ı.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

MOCKBA 1971

Глубинная тектоника древних платформ северного полушария. К ропоткин П. Н., Валяев Б. М., Гафаров Р. А., Соловьева И. А., Трапезников Ю. А.

В работе на основе геофизических и геологических данных показано строение докембрийского фундамента древних платформ северного полушария — Европейской, Сибирской, Северо-Американской и северной части Африканско-Аравийской платформы. Приводятся карты поверхности фундамента платформ, тектонического районирования и данные о глу-бинном строении и толщине земной коры. Описываются тектонические процессы раздробления древних платформ и переработки их окраин под влиянием складчатости. Образование структур фундамента и осадочного чехла платформ рассматривается как результат деформаций, связанных со сжатием, растяжением и горизонтальными перемещениями глыб земной коры. На основании сравнительного анализа тектоники и нефтегазоносности в породах осадочного чехла платформ сделаны выводы о связи месторождений нефти и газа с зонами глубинных разломов и флексур.

Работа рассчитана на широкий круг геологов, работающих в области геологии нефти и газа, и геофизиков. Таблиц 8. Библ. 746 назв. Иллюстраций 74.

Редакционная коллегия:

академик А. В. Пейве (главный редактор), академик В. В. Меннер. Т. Г. Павлова. П. П. Тимофеев

Ответственный редактор П. Н. Кропоткин

Editorial Board:

Academician A. V. Peive (Editor-in-chief) Academician V. V. Menner, T. G. Pavlova, P. P. Timofeev

> **Responsible editor** P. N. Kropotkin

Поиски и разведка нефти, газа, железных руд и других полезных ископаемых на докембрийских платформах приводят к необходимости более полного изучения не только структур их осадочного чехла, но и структурных форм поверхности фундамента и его внутреннего строения. С этими задачами прикладной геологии тесно связаны общие научные проблемы строения и развития земной коры, которые также требуют систематизации и анализа данных о структуре глубоких слоев земной коры и еще более глубоких, подкоровых слоев мантии.

В связи с этими потребностями в СССР, США и других странах проводится широкий круг исследований по методу глубинного сейсмического зондирования, равно как и площадные гравиметрические и магнитные съемки. Накопившийся мировой материал по сейсмологическим и гравиметрическим данным о строении земной коры обобщен в ряде работ, выполненных в СССР в Геологическом институте АН СССР (Кропоткин и др., 1958; Гурарий, Соловьева, 1963, 1964) и в других организациях (Борисов, 1967; Беляевский и др., 1967; Деменицкая, 1967; Сажина, Грушинский, 1966; Фотиади, 1958; Фотиади, Каратаев, 1963), а также в работах Дж. Вулларда, Б. Гутенберга и других зарубежных исследователей.

В предлагаемой вниманию читателей коллективной работе на основании геологических и геофизических данных рассмотрены наиболее изученные из докембрийских платформ — Европейская ¹ (Восточно-Европейская, или Русская), Северо-Американская, Сибирская и Африканско-Аравийская. Сплошными магнитными съемками, позволяющими провести тектоническое районирование фундамента, покрыты только Европейская и Сибирская платформы и некоторые части Северо-Американской (главным образом Канадский щит). Гравиметрическими съемками освещена почти вся территория перечисленных платформ (кроме Аравийской части Африканско-Аравийской платформы).

Сейсмические исследования позволяют судить о толщине земной коры и о разделении ее на осадочный слой (чехол), «гранитный» слой (кристаллический фундамент, сложенный гранитами, гнейсами и метаморфическими породами различного состава) и так называемый «базальтовый», или промежуточный, слой, вероятно состоящий главным образом из глубоко метаморфизованных основных пород. Такие иследования провецены на Европейской и Северо-Американской платформах и у окраин Африки (Красное море, побережье Кении), в то время как вся внутренняя территория Сибирской и Африканско-Аравийской платформ ими не охвачена.

^в По А. А. Богданову (1964, 1968б) и В. С. Журавлеву (1969).

Большое количество буровых данных в сочетании с данными сейсмозондирования и магнитометрии позволило в наиболее полном, современном виде пересоставить в изогипсах карту поверхности фундамента Европейской платформы (Б. М. Валяев). По Северо-Американской платформе была использована недавно опубликованная в США карта поверхности фундамента. По территории Северной Африки и Аравии имеется довольно много буровых данных, определяющих формы поверхности фундамента в нефтеносных районах. Однако на большей части площади Африканско-Аравийской платформы таких данных еще недостаточно. В основу нашего обзора положена карта поверхности ее фундамента, составленная Комиссией по Международной тектонической карте под редакцией Ж. Шубера.

Глубинное строение Сибирской платформы, за исключением ее южной части, изучено недостаточно. Поэтому публикуемая карта поверхности фундамента, составленная Ю. А. Трапезниковым, должна рассматриваться как один из возможных вариантов, согласующийся с последними результатами геофизических исследований.

Ограничиваясь вопросами глубинного строения, мы, естественно, смогли привести только самые необходимые сведения относительно тектоники и истории формирования осадочного чехла, составляющего верхний структурный этаж платформ. Однако было обнаружено, что локализация залежей нефти и газа в осадочном чехле имеет определенную корреляцию со структурными формами поверхности фундамента, в частности с флексурно-сбросовыми зонами, которые могли служить путями проникновения углеводородов глубинного происхождения в верхние слои земной коры. Это предположение подтвердилось в результате специального сбора керна из скважин, достигших фундамента, и изучения битуминозности докембрийских пород. Битумы типа легкой нефти оказались рассеянными в породах кристаллического фундамента в гораздо более широких пределах, чем представлялось ранее.

Таким образом, в нашей работе подробно рассматривается строение консолидированной коры докембрийских платформ — от поверхности фундамента (являющейся одновременно подошвой осадочного чехла и связаниой с его тектоникой в своих структурных формах) до поверхности Мохоровичича, которая считается нижней границей земной коры. Подкоровые слои, залегающие ниже нее, принадлежат к верхней мантии и состоят из более плотных пород ультраосновного состава (перидотитов, дунитов и пр.).

В первой части, написанной И. А. Соловьевой, приведены геофизические данные о строении земной коры в целом, т. е. главным образом о ее толщине и разделении на «базальтовый» и «гранитный» слои. Подчеркнута низкая точность определений толщины коры, получаемых на основании анализа аномалий силы тяжести, и разноречивость в интерпретации данных глубинного сейсмозондирования (в зависимости от применяемой методики).

Во второй части Р. А. Гафаров, основываясь главным образом на анализе особенностей магнитного поля, подробно описывает строение кристаллического фундамента платформ. На картах докембрийских платформ показано тектоническое районирование фундамента с выделением архейских «нуклеарных» массивов, характеризующихся магнитным полем мозанчного типа, и более поздних протерозойских и рифейских (принадлежащих к байкальскому орогеническому циклу) геосинклинальных складчатых систем. Они отображаются в магнитном поле аномалиями линейно вытянутого, полосового типа.

Составление достаточно обоснованных карт внутреннего строения фундамента древних платформ северных материков создало возможность их сравнительного тектонического анализа. На примере этих платформ, видимо, наиболее четко выступают основные закономерности формирования фундамента, заключающиеся в последовательном росте «гранитного» слоя земной коры древних платформ в ходе геосинклинального развития архейских и протерозойских систем и его сложного латерального перераспределения в пространстве в связи с горизонтальными движениями.

В третьей и четвертой частях (написанных Б. М. Валяевым, П. Н. Кропоткиным и Ю. А. Трапезниковым) приведены карты поверхности фундамента четырех упомянутых платформ в изогипсах и дано описание структурных форм этой поверхности. Рассмотрен вопрос о том, как проводить эту поверхность в областях позднепротерозойской складчатости (байкалидах) и на платформах, консолидированных в дорифейское время (Ю. А. Трапезников). Освещена связь нефтегазоносности платформ со структурными формами поверхности фундамента (Б. М. Валяев).

В заключении П. Н. Кропоткин касается в основном вопроса о генезисе платформенных структур и о прежних («первоначальных») и современных контурах ограничений докембрийских платформ. Подчеркнута гетерогенность платформ, как правило состоящих из обломков более доевних — адхейских, раннепротерозойских массивов ранней консолидации (в том числе протоплатформ, «нуклеарных ядер»), разделенных более поздними складчатыми поясами, которые формировались в протерозойских или позднепротерозойских (рифейских) геосинклинальных прогибах. Основываясь на теории изостазии и на аналогиях с позднейшей мезо-кайнозойской историей платформ, следует считать, что заложение в докембрии этих промежуточных геосинклинальных прогибов было связано с раздроблением общирных более превних массивов в обстановке растяжения земной коры, приводившей к ее утонению и разрыву. Смяие геосинклиналей и формирование новых складчатых поясов, которые цементировали ранее разобщенные массивы, вероятно было связано с эпохами сжатия земной коры.

В результате аналогичных же процессов растяжения или сжатия границы докембрийских платформ в течение палеозоя, мезозоя и кайнозоя подверглись существенному изменению и переработке. Платформы южного ряда (Африканско-Аравийская, Южно-Американская, Индийская и др.) представляют собой сейчас разобщенные блоки крупнейшей докембрийской платформы — Гондваны. Сибирская платформа также является частью более обширной древней докембрийской платформенной глыбы, испытавшей в палеозое раздробление (вероятно, в связи с растяжением). Однако в дальнейшем отторгнутые от нее блоки — массивы Колымский, Охотский и другие — были вновь припаяны к оставшейся части Сибирской платформы вследствие мезозойской складчатости.

Мезо-кайнозойской складчатостью и надвигами были захвачены окраины Индийской платформы (при образовании Гималаев), Сибирской (на востоке), Северо-Американской (на западе), Китайской (почти по всей площади). Всэ эти деформации, происходившие различно в зависимости от того, попадала ли данная платформа в течение той или иной эпохи в зону полей растяжения или полей сжатия земной коры, сильно изменяли внешние контуры платформ. Они привели к созданию на платформах, с одной стороны, сбросов, грабенов, авлакогенов (тафрогеосинклиналей), синеклиз и паралиагеосинклиналей (прогибов на границе с океаном), с другой — сводовых и валообразных поднятий, складок и надвигов (Кэй, 1955).

Рассматривается также вопрос о генезисе «базальтового» и «гранитного» слоев земной коры платформ. Эти слои соответствуют этапам формирования вулканогенно-осадочного комплекса (а — инициальный магматизм основного состава, б — осадконакопление, гранитизация, кислый магматизм) в тех докембрийских геосинклиналях различного возраста, из которых сформировался складчатый фундамент платформ. Рассмотрены некоторые особенности строения и температуры мантии под древними платформами, с которыми связана видимая «жесткость» платформ по сравнению с геосинклинальными областями. Связь нефтегазоносности с разломами и флексурно-сбросовыми зонами фундамента, отмеченная на Европейской платформе, сопоставляется с аналогичными фактами, известными по другим платформам. Приводятся данные о глубинном, сравнительно высокотемпературном (150—350°) генезисе нефти и горючих газов и о вертикальной миграции углеводородов по глубинным разломам, рассекающим платформы.

Указанные температуры не наблюдаются в осадочном чехле платформ, за исключением немногих наиболее глубоких прогибов (Прикаспийская низменность, Донбасс и другие), в которых поверхность фундамента лежит на глубине более 8—10 км. Такие температуры характерны для кристаллического фундамента платформ, эквивалентного так называемому «гранитному» слою геофизиков.

Дополнительную аргументацию, указывающую на значительно более позднее, чем период накопления большей части толщ осадочного чехла, время формирования залежей нефти и газа, дают палеогидрогеологические критерии. Эти критерии, также рассмотренные в заключительной главе нашей монографии, приводят к выводам, которые гармонируют с представлениями о глубинном происхождении углеводородов. Косвенные указания такого же порядка вытекают и из анализа роли неотектонических движений в нефтеносных областях и проявлений аномально высокого давления углеводородных газов в поровой жидкости.

Часть І

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ

Глава I

ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЛУБИННОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Исследования глубинного строения земной коры Европейской платформы были начаты в 1956 г. в СССР и проводились сотрудниками ВНИИГеофизики, Института геофизики АН УССР, Ленинградского горного института, Западного геофизического треста, треста «Спецгеофизика» Министерства геологии РСФСР (Беляевский и др., 1967).

Основной комплекс сейсмических работ был проведен в 1956—1960 гг. в юго-восточной части Европейской платформы и на территории Балтийского щита. Изучение Балтийского щита было продолжено в 1962— 1965 гг. В последние годы выполнен ряд комплексных геофизических исследований в пределах Украинского щита, Воронежского массива, Днепровско-Донецкой впадины (Соллогуб, 1967а, б), Прикаспийской впадины, а также на Урале и в Предкавказье.

Из зарубежных работ наиболее интересны исследования, проведенные финскими учеными на территории Финляндии, в частности вдоль побережий Финского и Ботнического заливов в 1957—1960 гг., а также данные сейсмозондирования в районе Ютландии и в Польше.

В методическом отношении чрезвычайно важную роль сыграли работы ВНИИГеофизики под руководством Ю. Н. Година. В ходе этих работ были поставлены и изучены вопросы создания оптимальных условий сейсмических исследований глубинного строения земной коры, принципиальные вопросы интерпретации полученных данных, в частности вопрос о природе регистрируемых волн и ряд других. Результаты исследований опубликованы в статьях Ю. Н. Година (1957, 1958), А. В. Егоркина (1962), И. В. Померанцевой (1961), Померанцева, Марготьева (1962), И. В. Литвиненко (1963а, б, 1965, 1967). Основные выводы были сформулированы Ю. Н. Годиным в докладе на первом совещании по глубинному сейсмическому зондированию земной коры в СССР в ноябре 1960 г. (Годин, 1962).

Особый интерес для геологической интерпретации данных сейсмических исследований представляет вопрос о природе регистрируемых волн. От его решения зависит выбор модели строения земной коры, определение глубин залегания границ раздела в коре, мощности отдельных слоев и их физических свойств.

Как указывает Ю. Н. Годин (1962), при первых исследованиях методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), проведенных на территории Средней Азии, все регистрируемые волны или по крайней мере огромное большинство из них считались головными. Детальные исследования И. Л. Нерсесова и А. С. Алексеева в центральных районах Поскольку имеющиеся немногочисленные данные сейсмических исследований не дают возможности отдать предпочтение той или иной трактовке, остается заключить, что в настоящее время материалы даже самых детальных сейсмических исследований позволяют судить только о глубинах залегания основных границ раздела в земной коре; установить же достаточно достоверно внутреннюю структуру слоев не представляется возможным.

Сопоставление сейсмических разрезов, построенных И. В. Померанцевой и М. В. Марготьевой по линии III и А. В. Егоркиным по линиям I и II, показывает, что и характер рельефа сейсмических границ раздела определяется различно, в зависимости от принятого метода (рис. 3). Согласно построению И. В. Померанцевой и М. В. Марготьевой, все выделяемые границы раздела характеризуются очень спокойным, слабонаклонным рельефом и практически параллельны друг другу. Незначительные по амплитуде (1-1,5 км) относительные прогибы и поднятия наблюдаются только в рельефе верхней границы — поверхности «гранитного» слоя. На большей части профиля границы раздела залегают почти горизонтально, со слабым наклоном к югу. На последних 150 км профиля наблюдается сравнительно резкое погружение поверхности «гранитного» слоя и его внутренней границы раздела. Возможно, аналогичным образом ведет себя на этом участке и поверхность «базальтового» слоя. В поведении границы Мохоровичича вплоть до 370-го километра профиля не наблюдается никаких изменений, поэтому нет оснований предполагать каких-либо существенных нарушений в ее рельефе далее к югу. По данным профиля III, между р. Большой Черемшан на севере и оз. Челкар на юге общая мошность земной коры изменяется от 36 до 38 км. Мошность осадочного слоя увеличивается к югу, достигая 10-12 км близ оз. Челкар (против 2 км на северном конце профиля). Общая мощность «гранитного» слоя составляет 16—19 км и, по-видимому, выдерживается постоянной вдоль всего профиля. Мощность верхней части «гранитного» слоя равна 7—9 км. а нижней — примерно 10 км. Мошность «базальтового» слоя в северной половине профиля достигает 15—16 км, но к югу уменьшается до 13-14 км. Если характер границ не меняется и далее юг, то можно предполагать дальнейшее сильное уменьшение на мощности «базальта».

Совершенно иное внутреннее строение земной коры вырисовывается на профилях I и II, построенных А. В. Егоркиным. Все границы раздела имеют сравнительно сложный рельеф. Амплитуды относительных прогибов и поднятий достигают 5 км и более. Мощность «гранитного» слоя варьирует от 12-15 км в центральной части профиля І до 16-17 км на южном и 19-20 км на северном его концах. Вдоль профиля II мощность «гранитного» слоя изменяется от 17-19 до 21-22 км. Отражающий горизонт внутри этого слоя залегает на глубинах 7-16 км. причем наиболее близко к земной поверхности он подходит в районе с. Ивановка (Оренбургский свод). Мощность «базальтового» слоя испытывает еще большие колебания — от 16—17 до 26—27 км. Отражающий горизонт обнаружен только на профиле I на глубине 26-36 км. А. В. Егоркин отмечает в целом согласное залегание границ раздела в земной коре. По отношению к этим границам поверхность Мохоровичича залегает несогласно. Эта общая картина осложнена локальными структурами рельефа сейсмических границ. В сторону Предуральского краевого прогиба и Прикаспийской впадины границы раздела испытывают погружение. Общая мощность земной коры, включая осадочный слой, составляет 37-45 км.

При интерпретации данных ГСЗ на юго-востоке Европейской платформы была обнаружена сейсмическая граница раздела в мантии, залегающая на 10—13 км глубже границы Мохоровичича и характеризующаяся граничной скоростью около 9,0 км/сек.





Рис. 3. Сейсмические разрезы земной коры Волго-Уральской области по профилям

- а составлен И. В. Померанцевой и М. Г. Марготьевой (1962),
- б составлены А. В. Егоркиным (1962):
- б меридиональный, в субширотный
- 1 осадочные образования;
- 2 -- «гранитный» слой;
- 3 «базальтовый» слой;
- 4 породы мантии;
- 5 граничные скорости сейсмических волн (в км/сек)



Таким образом, на юго-востоке Европейской платформы общая мощность земной коры от поверхности Земли до раздела Мохоровичича составляет в среднем 37-40 км, местами увеличиваясь до 43-45 км. Кора имеет сложное, слоистое строение и в первом приближении разделяется на осадочный, «гранитный» и «базальтовый» слои. Их относительная мошность неясна: по данным И. В. Померанцевой и М. В. Марготьевой. большей мошностью обладает «гранитный» слой, по данным А. В. Егоркина — «базальтовый». Вопрос об их внутренней структуре остается нерешенным. Отсутствие единой разработанной методики интерпретации данных ГСЗ и определения природы регистрируемых волн в настоящее время не позволяет однозначно установить характер границ раздела в земной коре, что в свою очередь существенно осложняет геологическую интерпретацию сейсмических разрезов. Значительные различия в характере сейсмических разрезов земной коры особенно четко иллюстрируются в работе А. А. Борисова (1967). В приложениях к ней приведены сейсмические разрезы, построенные по материалам исследований 1956—1958 гг. вдоль субмеридионального профиля на юго-востоке Европейской платформы.

Даже в интерпретации одних и тех же авторов (И. В. Померанцева и др.) разрезы, построенные в 1963-1964 гг. на основании одних и тех же фактических данных, существенно различаются. В 1963 г. вдоль указанного субмеридионального профиля были проведены сейсмологические исследования с помощью сейсмостанции «Земля». Результаты этих работ в целом неплохо согласуются с полученными ранее данными ГСЗ, отличаясь от них в то же время целым рядом деталей. В частности, согласно материалам наблюдений с помощью сейсмостанций «Земля» поверхность Мохоровичича имеет более сглаженный рельеф, чем на разрезах, построенных по данным ГСЗ, и залегает практически горизонтально на глубине 37-38 км. В северной части профиля (район Бугульминско-Белебеевской возвышенности) устанавливается крупная зона разломов шириной 60-80 км. Аналогичная зона разломов намечена в 1964 г. И. В. Померанцевой при интерпретации данных ГСЗ 1956-1958 гг. Помимо этого, по материалам сейсмостанций «Земля» с помощью обменных волн выявлено большое количество субгоризонтальных границ раздела в пределах верхней мантии вплоть до глубин 150-160 км.

Таким образом, исследования, проведенные по методу обменных волн, еще раз подтвердили высказывавшееся ранее рядом авторов предположение о том, что залегающее ниже поверхности Мохоровичича вещество имеет столь же сложное, слоистое строение, как и породы, слагающие земную кору.

В 1962—1965 гг. Уральское геологическое управление и Институт геофизики Уральского филиала АН СССР провели глубинное сейсмическое зондирование по Свердловскому субширотному профилю протяженностью около 1100 км (Халевин, 1961; Дружинин и др., 1968), пересекающему восточную окраину Европейской платформы и Урал по линии Ижевск — Красноуфимск — Северский — Ялуторовск — Ишим. Земная кора вдоль этого профиля имеет субгоризонтальную слоистость, нарушенную на Урале разломами. Мощность земной коры на восточной окраине Европейской платформы составляет 34—42 км, на Урале — 44—47 км. Характерной особенностью является увеличение мощности «базальтового» слоя при переходе от платформы к Уралу от 15—20 до 25—30 км и более.

Наконец, глубинное строение юго-востока Европейской платформы было изучено методом ГСЗ по профилю Куйбышев — Темиртау (Хрычев и др., 1968). Полученные по нему значения мощности земной коры (38— 40 км) хорошо согласуются с описанными выше данными, однако внутреннее строение коры вновь оказывается существенно иным. В качестве основной особенности было отмечено отсутствие четких и сколько-нибудь протяженных границ раздела внутри кристаллической части земной коры, обладающей к тому же высокой граничной скоростью (6,9 км/сек). В Предуральском краевом прогибе установлено уменьшение мощности земной коры до 36 км, причем от платформы прогиб отделен серией глубинных разломов, распространяющихся на всю мощность коры. Разломы прослеживаются в виде крутонаклонных, резко отражающих поверхностей.

На тектоническом совещании в Москве в феврале 1963 г. в докладе А. П. Панкратова, А. В. Сувиловой и Д. Б. Фирсовой (Панкратов и др., 1964) были освещены результаты комплексных региональных сейсмических исследований корреляционным методом преломленных волн (КМПВ) и методом отраженных волн (МОВ) на территории Прикаспийской впадины по субмеридиональному профилю, пересекающему ее от северного борта до зоны Хобдинского регионального гравитационного максимума.

Сейсморазведка МОВ позволила выделить ряд сейсмических горизонтов в осадочном чехле, в частности кровлю и подошву каменной соли. Сейсморазведкой КМПВ были определены границы кровли «гранитного» слоя (докембрийского фундамента) и «базальтового» слоя. Помимо этого, были получены отражения от поверхности Мохоровичича. По глубине залегания и акустическим свойствам все основные границы раздела в земной коре хорошо коррелировались с соответствующими границами раздела, определенными в Волго-Уральской области (по интерпретации И. В. Померанцевой).

Поверхность «гранитного» слоя прослежена на глубинах от 2—3 км в северной части профиля до 12—13 км в его южной части. Крутое падение этой граничной поверхности отмечалось при пересечении северного борта Прикаспийской впадины. Далее к югу, к центральной части впадины поверхность «гранитного» слоя очень полого погружается, а к северу, в сторону Татарского свода, наблюдается ее такой же пологий подъем. Менее четко выражен перегиб поверхности «базальтового» слоя, также приуроченный к северному борту Прикаспийской впадины. Поверхность «базальтового» слоя залегает на глубинах от 22 до 29 км и погружается к югу.

Наиболее пологим рельефом характеризуется поверхность Мохоровичича, залегающая на севере, вне Прикаспийской впадины на глубине около 36 км и плавно погружающаяся к югу до 41 км под зоной Хобдинского максимума, где ее залегание практически горизонтально.

По упомянутому профилю было выявлено аномальное строение земной коры в зоне Хобдинского регионального гравитационного максимума, что дало возможность объяснить его вероятную природу. С приближением к нему существенно меняются характеристики отдельных горизонтов, упругие свойства и мощность отдельных слоев. Корреляция границ раздела осложняется. В зоне Хобдинского максимума мощность платформенного чехла возрастает (примерно на 2 км) за счет впадины, наметившейся на поверхности «гранитного» слоя. При этом наблюдается повышение пластовой скорости в осадках от 4,2 до 4,9 км/сек (рис. 4). Такое значительное возрастание пластовой скорости не может быть объяснено только увеличением мощности слоя осадочных пород и, по-видимому, обусловлено изменением его состава (например, замещением каменной соли ангидритами).

Поверхность «базальтового» слоя на территории Хобдинского максимума образует резкое поднятие с амплитудой 5—7 км. На кровле его граничная скорость по сравнению с соседними участками повышается. Соответственное увеличение скорости сейсмических волн наблюдается во всей толще кристаллической коры: пластовые скорости здесь имеют значения 6,8—7,1 км/сек против 6,6 км/сек за пределами Хобдинского





Рис. 4. Скоростной разрез земной коры зоны Хобдинского максимума (а) и соседних участков (б), по А. П. Панкратову, А. В. Сувиловой, Д. Б. Фирсовой (1964)

1 — пластовые скорости сейсмических волн

Рис. 5. Скоростной разрез земной коры к югу от Волгограда (по В. В. Попову, 1963— 1964 гг.)

1 — пластовые скорости сейсмических волн

максимума. Таким образом, сейсмический разрез земной коры зоны Хобдинского максимума отличается от сейсмического разреза сопредельных территорий резким утонением «гранитного» слоя за счет прогиба его поверхности и поднятия его подошвы, утолщением «базальтового» слоя, а также повышенными значениями скоростей упругих волн (как пластовых, так и граничных) на всех глубинах. Мощность земной коры в зоне Хоблинского максимума мало отличается от толщины коры в Волго-Уральской области, но ее внутренняя структура существенно иная. Более 1/3 коры (до 15 км) составляют породы осадочного чехла, а мощность кристаллического комплекса не превышает 25 км (против 35 км в Волго-Уральской области). Сокращение мощности кристаллической части коры связано главным образом с утонением «гранитного» слоя. Соотношение мощностей «гранитного» и «базальтового» слоев здесь существенно отличается от соотношений, типичных для платформенных участков, и сходно, как мы увидим далее, с картиной, наблюдаемой в пределах кристаллической коры древних шитов.

Гравитационная аномалия зоны Хобдинского максимума в значительной своей части объясняется существованием выступа поверхности «базальтового» слоя земной коры и верхней мантии. Остальная ее часть, по-видимому, связана с общим уплотнением слоев земной коры.

В 1963—1964 гг. методом ГСЗ был отработан субмеридиональный профиль Волгоград — Нахичевань протяженностью более 1000 км. Комплексная интерпретация данных по северной части профиля (рис. 5) опубликована Г. В. Краснопевцевой, Б. А. Матушкиным и Е. А. Поповым (1967). Этой частью профиль пересекает юго-западную окраину Прикаспийской впадины и Скифскую плиту эпигерцинской платформы. На всем участке наблюдений была непрерывно прослежена поверхность «гранитного» слоя, перекрытая в области эпигерцинской платформы сложной толщей палеозойского фундамента с граничной скоростью 5,6 км/сек. Глубина залегания палеозойского фундамента в пределах вала Карпинского составила 1,8—2,0 км и достигла 7—8 км в Терско-Каспийском прогибе. Следующая по глубине сейсмическая граница, отождествленная с поверхностью докембрийского фундамента, прослеживалась на глубине 14—17 км. Таким образом, складчатый фундамент, видимо, имеет слоистое строение. Группа волн «базальтового» слоя была выделена по динамическим признакам. Граничные скорости на его поверхности варьировали от 7,0 до 7,7—7,8 км/сек. Глубина его залегания на севере достигала 27 км, на юге — 32 км. Поверхность Мохоровичича в пределах Прикаспийской впадины была прослежена на глубинах 43—45 км. В области стыка этой впадины и прогиба Большого Донбасса она погрузилась на глубину до 50 км, но под самим прогибом вновь наблюдается ее подъем до 45—46 км.

На большей, северной части профиля границы раздела в земной коре, включая раздел Мохоровичича, залегают в целом согласно. От Волгограда на юг происходит постепенное погружение всех поверхностей. Мощность «гранитного» слоя при этом остается почти постоянной (26—27 км), а мощность «базальтового» изменяется от 16—18 км близ Волгограда до 22—25 км в зоне перехода к прогибу Большого Донбасса.

Прогиб Большого Донбасса характеризуется заметным утонением земной коры за счет ее кристаллической части и, очевидно, главным образом за счет «базальтового» слоя. Особый интерес представляет вывод о слоистом строении фундамента, согласующийся с представлениями И. В. Померанцевой и М. В. Марготьевой.

В последние годы ряд сейсмических исследований КМПВ и ГСЗ был проведен украинскими учеными на территории равнинного Крыма, Присивашья и юга Украины. На основании полученных данных В. Б. Соллогубом и др. (1963, 1964) составлен схематический сейсмологический разрез по линии Воронежский массив — Черное море. В окончательно обработанном и наиболее детальном виде этот разрез опубликован в 1966 г. (Соллогуб и др., 1966). На сейсмических профилях выделяются следующие границы раздела:

1. Поверхность докембрийского фундамента, залегающая на глубинах, равных нескольким километрам (3—4 км под Новоцарицынским выступом, 6—7 км под Индольским прогибом и т. д.). Граничные скорости продольных сейсмических волн различны. На юге Украинского массива эти скорости достигают 6,6 км/сек, тогда как на остальной территории они значительно ниже.

2. Поверхность Конрада, характеризующаяся граничными скоростями, равными 7,0 км/сек. Глубина ее залегания под Европейской платформой составляет 15—20 км. Под Сивашской впадиной она образует четкий антиклинальный перегиб.

3. Поверхность Мохоровичича, которая в пределах Европейской платформы прослеживается на глубине около 35 км, с небольшими отклонениями от этого среднего значения.

Под Сивашом отмечено начало резкого погружения поверхности Мохоровичича к югу, под Крымские горы.

4. Помимо указанных основных границ раздела внутри отдельных слоев выделяются отражающие и преломляющие сейсмические горизонты. В частности, внутри «гранитного» слоя на глубине 5—6 км обнаружена граница раздела с аномально большой скоростью граничных волн до 6,7—7,1 км/сек. По-видимому, эта граница соответствует границам раздела в «гранитном» слое, выделенным другими авторами на юго-востоке Европейской платформы на глубинах около 10 км. Таким образом, и в данном районе простая трехслойная модель земной коры не подтверждается.

Проведенные на юге Украины сейсмические исследования позволили также выявить ряд крупных нарушений — зон разломов, приуроченных

к границам структурных элементов. Помимо упомянутых ранее зон разломов вдоль бортов Днепровско-Донецкой впадины, восточную часть которой составляет прогиб Большого Донбасса, такая зона проходит, например, вдоль борта Индольского прогиба на границе Европейской платформы и Скифской плиты эпипалеозойской платформы. Зона разломов шириной около 15 км пересекает Новоцарицынский выступ фундамента. Обилием интрузий, связанных с разломами фундамента, и поднятием последнего объясняется природа Новоцарицынской гравитационной аномалии.

В результате дальнейшей интерпретации полученных данных сейсмический разрез был уточнен и подвергся значительным изменениям, главным образом в своей северной части, в пределах Европейской платформы. По данным В. Б. Соллогуба (1966; 1967 а, б), С. И. Субботина и др. (1963), мощность земной коры под северным и южным бортами Днепровско-Донецкой впадины достигает 50 км, уменьшаясь к центру впадины до 35—40 км. При этом мощность кристаллической части коры уменьшается от 48 до 25—30 км за счет утонения «гранитного» слоя и главным образом «базальтового» слоя. Мощность осадочного слоя в осевой части впадины на рассматриваемом участке превышает 42 км. Вдоль бортов впадины прослеживаются зоны разломов, в пределах которых нарушается корреляция сейсмических волн и наблюдается резкое изменение глубины залегания подошвы осадочного слоя.

Чрезвычайно интересным является тот факт, что в пределах Украинского щита внутри «базальтового» слоя обнаружены промежуточные границы раздела со скоростями 6,8—7,2 и 7,8 км/сек. Севернее зоны разломов, ограничивающей Днепровско-Донецкую впадину на юге, эти границы не прослеживаются. По-видимому, это связано с тем, что слоистое строение «базальтового» слоя наиболее четко выражено именно в пределах щита. Последнее предположение, как мы увидим в дальнейшем, хорошо согласуется с результатами ГСЗ, проведенного на Балтийском щите.

К востоку от Киева и Чернигова исследования глубинного строения земной коры проводились по профилю Звенигородка — Хатьяновка, пересекающему Днепровско-Донецкую впадину в ее северной части и выходящему на юго-западе в пределы Украинского щита. По данным Ю. Б. Демиденко, М. Г. Манюты, В. А. Лысенко, Л. М. Спихиной (Демиденко, Манюта, 1963; Демиденко и др., 1963) и А. А. Борисова (1967), мощность консолидированной коры на юго-западе Воронежской антеклизы и в северо-восточной части Украинского щита достигает 50 км и более. Под Днепровско-Донецкой впадиной консолидированная часть коры несколько утонена, причем наибольшее уменьшение мошности претерпевает «базальтовый» слой, имеющий за пределами впадины мощность более 35 км, а под нею — 25 км и менее. Мощность «гранитного» слоя уменьшается незначительно — на 2—5 км. Мощность осадочного слоя со средними скоростями продольных сейсмических волн, равными примерно 3,5-3,7 км/сек, в центральной части Днепровско-Донецкой впадины. ограниченной зонами разломов, достигает 8-9 км. Граничная скорость поверхности «базальтового» слоя равна 6,6 км/сек, а поверхности Мохоровичича — 7,9—8,1 км/сек. Промежуточные границы раздела в «гранитном» и «базальтовом» слоях не обнаружены.

Данные Ю. Б. Демиденко, М. Г. Манюты и Л. М. Спихиной хорошо согласуются с ранее рассмотренными материалами В. Б. Соллогуба и С. И. Субботина по профилю, пересекающему прогиб Большого Донбасса несколько южнее.

В 1967—1968 гг. трестом «Спецгеофизика» и Воронежским университетом были проведены глубинные сейсмические исследования на Воронежской антеклизе по профилю Купянск — Липецк. Наиболее важным результатом этих работ явилось установление блокового строения фундамента антеклизы и выделение четкой границы раздела в верхней мантии на глубине 75—80 км.

В пределах профиля фундамент Воронежской антеклизы разделяется на три блока, различающихся по физико-механическим свойствам и особенностям глубинного строения. Юго-западный блок, включая районы КМА (120 км профиля), имеет кристаллическую кору мощностью 38-47 км; ее средняя граничная скорость составляет 6,35 км/сек. Граничная скорость на поверхности Мохоровичича равна 8,4 км/сек. Северовосточный блок (около 100 км профиля) отличается наиболее мощной корой — до 50 км и самыми высокими средними скоростями — до 6.6 км/сек. На подошве земной коры в его пределах скорость также самая высокая — до 8,6 км/сек. Центральный блок занимает промежуточное положение по мощности коры — до 42-48 км и средней скорости — до 6.4 км/сек. Граничная скорость поверхности Мохоровичича составляет 8,0 км/сек. Блоки разделены зонами глубинных разломов с почти вертикальными плоскостями разрывов. Земная кора каждого блока и верхи мантии обладают сложным, слоистым строением, однако раздел Конрада не представляет собой четкой границы.

Обнаруженная в верхней мантии поверхность (M₂) с граничной скоростью 8,8 км/сек воздымается в северо-восточном направлении, т. е. имеет рельеф, обратный рельефу поверхности Мохоровичича. Пластовая скорость в мантии между этими двумя поверхностями равна 7,9 км/сек в юго-западном блоке, 8,0 км/сек в центральном и 8,2 км/сек в северовосточном блоке.

Имеющиеся материалы в самых общих чертах позволяют наметить связь глубинного строения земной коры с наиболее крупными тектоническими структурами рассматриваемой части Европейской платформы. В качестве последних мы выделяем Волго-Уральскую антеклизу, Прикаспийскую впадину, Воронежскую антеклизу, Украинский щит и Днепровско-Донецкую впадину.

В пределах Волго-Уральской антеклизы общая мощность земной коры составляет 35-40 км. Повышенная мощность коры характерна для областей сводовых поднятий поверхности кристаллического фундамента (Татарский и Оренбургский своды). Мощность осадочного слоя не превышает 1,5 км на поднятиях и 2-2,5 км в прогибах кровли фундамента. Таким образом, земная кора здесь почти целиком состоит из кристаллического комплекса пород. Последний подразделяется на «гранитный» и «базальтовый» слои примерно равной мощности. Внутри каждого из этих слоев прослеживается по одной промежуточной границе раздела. В волновой картине промежуточные границы выражены менее четко, чем основные. и прослеживаются не повсеместно. Рельеф подошвы осадочного слоя и поверхности Мохоровичича в целом обратный, но амплитуды прогибов и поднятий этих поверхностей невелики и в пределах подошвы земной коры часто не выходят за пределы возможных ошибок. На отдельных участках, согласно приведенным выше данным И. В. Померанцевой, обнаружены зоны тектонических нарушений, по обо стороны от которых глубина залегания всех сеймических границ раздела изменяется незначительно. Зоны нарушений, таким образом, выделяются в основном по потере корреляции отдельных групп волн.

Прикаспийская впадина отделена от Волго-Уральской антеклизы сравнительно узкой зоной, в пределах которой все глубинные границы раздела испытывают резкий перегиб и круто погружаются к югу. Однако амплитуда их погружения неодинакова, в результате чего мощность кристаллической части земной коры под Прикаспийской впадиной несколько меньше, чем под Волго-Уральской антеклизой (25—30 км против 35— 40). При этом мощности «гранитного» и «базальтового» слоев остаются примерно равными (по 12—15 км), за исключением зоны Хобдинского

2*

19

максимума. Промежуточные границы в пределах кристаллической части коры теряются. Более ¹/₃ общей мощности земной коры составляет осадочный слой, достигающий толщины около 15 км.

Поверхность Мохоровичича, расположенная примерно на глубине 40 км, почти строго горизонтальна. Рельеф подошвы осадочного слоя и поверхности Конрада пологий, но на отдельных участках осложнен крутыми флексурами.

Пля фундамента Воронежской антеклизы характерно прежде всего четко выраженное блоковое строение. Наиболее мощной (до 50 км) корой обладают блоки его краевых частей, тогда как в его центральной части кора в среднем имеет мощность около 45 км. Мощность осадочного слоя здесь менее 1 км; следовательно, он играет ничтожную роль во внутреннем строении земной коры. Преимущественное значение, по-видимому, имеет «базальтовый» слой, мощность которого к центральной части массива возрастает до 30 км, а возможно, и более. «Гранитный» слой составляет, таким образом, 10-20 км. Рельеф поверхности Мохоровичича и подошвы осадочного слоя в целом обратный, т. е. Воронежский массив обладает «корнем». Раздел Конрада, четко прослеживающийся на южном склоне массива, в его центральной части теряет четкость и по упругим свойствам не отличается от многочисленных промежуточных границ раздела внутри «гранитного» и «базальтового» слоев. Последнее обстоятельство, однако, требует проверки, поскольку оно установлено пока на единственном сейсмическом профиле.

Украинский щит характеризуется также мощной (почти 50 км) корой, по крайней мере в своей северной части. В его пределах мощность «гранитного» слоя еще меньше, чем на Воронежском массиве, и, по-видимому, не превосходит 10 км, а на отдельных участках (Белозерский приподнятый блок, по Субботину и др., 1963) составляет всего 5—6 км. «Базальтовый» слой имеет четко выраженное слоистое строение, но промежуточные границы, прослеживающиеся в нем на отдельных блоках, разделенных зонами тектонических нарушений, характеризуются различными значениями скоростей и не поддаются корреляции. Зоны нарушений приурочены к северному и южному ограничениям Украинского щита и отмечаются также внутри него.

Днепровско-Донецкая впадина (авлакоген) пересечена четырьмя сейсмическими профилями. Эта линейная структура является глубоким прогибом подошвы осадочного слоя. Для нее прежде всего характерно значительное утонение земной коры за счет ее кристаллической части. В осевой зоне впадины мощность осадочного слоя достигает 10-12 км. Поверхность Мохоровичича от краев впадины к ее оси испытывает полъем, амплитуда которого между Харьковом и Полтавой достигает почти 10 км. Для глубинного строения земной коры этой впадины типично изменение соотношения мощностей «гранитного» и «базальтового» слоев вдоль ее оси. С северо-запада на юго-восток наблюдается увеличение мощности «гранитного» слоя и уменьшение мошности «базальтового». Если на участке Яготин — Батурин «гранитный» и «базальтовый» слои имеют мощности соответственно 10-12 и 25-30 км, то в районе Харькова эти слои уже близки по мощности (около 12-14 км), а близ Ростова-на-Дону мощность «гранитного» слоя значительно превышает мощность «базальтового» (25 км против 15-20). Вдоль северного и южного бортов Днепровско-Донецкой впадины протягиваются четкие линейные зоны разломов, прослеживаемые по нарушению корреляции и резким изменениям глубин залегания сейсмических границ раздела. Они показывают, что эта впадина ограничена крупными флексурно-сбросовыми зонами. Ни на одном из профилей внутри «гранитного» и «базальтового» слоев не было обнаружено сколько-нибудь четких промежуточных границ раздела. Более того, на юге, в Предкавказье (в районе с. Степного, по данным Ю. Г. Юрова) поверхность Конрада не прослеживается, а близ Харькова она выделяется неуверенно (Субботин и др., 1963).

В центральной части Европейской платформы глубинные сейсмические исследования строения земной коры не проводились, поэтому данных о структуре этой огромной территории не имеется. В западной части платформы, в юго-восточной Польше и в районе Гданьска, глубинным сейсмозондированием выявлена блоковая структура коры. Глубина залегания поверхности Мохоровичича определена в 44—48 км (Uchman, 1966).

За последние годы на Балтийском щите сейсморазведочные работы были проведены советскими и зарубежными исследователями.

В 1957—1959 гг. конторой «Спецгеофизика» и ВСЕГЕИ было проведено ГСЗ земной коры на территории Северной Карелии по профилю Кемь — Ухта протяженностью более 200 км. Результаты работ опубликованы в статьях Ю. Н. Грачева, М. Я. Дехнич, И. В. Литвиненко и др. (Грачев и др., 1960 Литвиненко, 1968а, б; Литвиненко, Некрасова, 1962; и др.). Профиль Кемь — Ухта протягивается в субширотном направлении от западного побережья Онежской губы Белого моря на востоке до государственной границы СССР на западе, пересекая область архейских беломорских структур и зону более молодой карельской складчатости. Помимо профиля ГСЗ, пройденного методом непрерывного профилирования, были проведены параметрические зондирования на обнажениях и применены другие геофизические методы исследования. Вдоль основного профиля и на ряде коротких поперечных профилей проводилось ГСЗ. В результате работ были получены комбинированные годографы различных волн, корреляционно увязанные для всех четырех пунктов взрыва, построены обобщенные скоростной и сейсмогеологический разрезы земной коры.

Земная кора в районе профиля Кемь — Ухта имеет слоистое строение. Наиболее четкими сейсмическими границами раздела являются поверхность «базальтового» слоя и раздел Мохоровичича. На поверхности «базальтового» слоя граничная скорость продольных сейсмических волн составляет 6,6 км/сек, а глубина залегания этой границы изменяется в пределах 10-15 км. Поверхность Мохоровичича прослежена на глубинах 34—38 км; ее граничная скорость равна 8,1 км/сек. По мнению Ю. Н. Грачева и др. (1960), оба указанных сейсмических горизонта представляют собой границы, отражающие изменение петрографического состава, и разделяют комплексы пород гранитного, базальтового и перидотитового составов. Внутри «гранитного» и «базальтового» слоев обнаружены менее четкие границы раздела. На глубине 5-7 км залегает горизонт с граничной скоростью 6,4 км/сек, прослеживаемый как в области карельской складчатости, так и в зоне беломорид. Однако в средней части профиля на стыке разновозрастных структур имеются крупные перерывы в корреляции, поэтому непрерывно проследить данную границу раздела не удается. «Базальтовый» слой обладает двумя границами раздела, зарегистрированными на глубинах 16-20 и 24-26 км. Их граничные скорости составляют соответственно 6.75 и 6.9-7.0 км/сек. Природа границ раздела, обнаруженных внутри отдельных комплексов, неясна. Некоторые авторы (Ризниченко, Косминская, 1963) полагают, что эти сейсмические горизонты представляют собой границы изменения упругих свойств пород под влиянием температур и давлений. Сопоставление с экспериментальными данными (Berg a. o., 1960) показывает, что по крайней мере граница раздела внутри «гранитного» слоя приурочена к глубинам, характеризующимся резким изменением вертикального градиента скорости; поэтому возможно, что рассматриваемые горизонты являются границами раздела второго порядка. Все сейсмические горизонты обладают достаточно сложным рельефом, хотя в целом их залегание близко к горивосточном направлении, по-видимому, связан с переходом в зону более древней складчатости, а крупное валообразное поднятие, прослеживаемое на этом фоне, приурочено к зоне сочленения беломорид с Восточно-Карельской синклинальной зоной. В средней части профиля наблюдается общий подъем границ раздела, наиболее четко выраженный в рельефе поверхности «базальтового» слоя (эта поверхность имеет здесь минимальную глубину залегания — около 10 км).

Общая мощность земной коры вдоль профиля Кемь—Ухта составляет 37—38 км; на северо-востоке близ побережья Белого моря она уменьшается до 34 км. Почти ²/₃ коры составляет «базальтовый» слой, мощность которого достигает 26—28 км. Скоростной разрез земной коры наиболее близок к модели неоднороднослоистой среды (Литвиненко и др., 1960; Литвиненко, Некрасова, 1962, 1963).

Детальный анализ полученных материалов позволяет установить, что наблюдаемые разрывы в корреляции отдельных групп волн, как правило, связаны с зонами развития молодых изверженных пород. В этих зонах наблюдаются резкие изменения интенсивности записи и сильное затухание глубинных волн. Ю. Н. Грачев и др. (1960) выделяют четыре зоны, в пределах которых изменения характера записей различных волн четко коррелируются с тектоническими особенностями верхней части разреза. Две из них приурочены к сочленению отдельных тектонических структур: беломорид с карелидами и Восточно-Карельского синклинория с Центрально-Карельским антиклинорием.

Результаты ГСЗ на протяженном субмеридиональном профиле в препелах северной части Балтийского пита были опубликованы в ряде статей И. В. Литвиненко (1963а, б; 1967, 1968а; Литвиненко, Некрасова, 1963). Профиль проходит на северо-западе Кольского полуострова, пересекает п-ов Рыбачий и протягивается в Баренцево море. В зоне перехода шириной около 40 км от моря к материку наблюдается резкое возрастание общей мошности коры от 20 до 35-40 км. На материковом участке профиля земная кора почти пеликом отвечает «базальтовому» слою и характеризуется скоростями продольных сейсмических волн, составляющими не менее 6,5 км/сек. Мощность «гранитного» слоя, имеющего граничные скорости до 6,2-6,4 км/сек, не превосходит нескольких первых километров, причем местами «базальтовый» слой практически обнажен. Последние участки (например, зона печенгских эффузивов) представляют собой зоны крупных разломов, по которым, по-видимому, происходило внедрение основной магмы. Сам «базальтовый» слой, так же как и «гранитный», чрезвычайно разнороден, что фиксируется широкими пределами изменения скоростей продольных сейсмических волн на поверхностях этих слоев. По мнению исследователей, интерпретировавших полученные по рассматриваемому профилю материалы, здесь четко выявляется блоковое строение земной коры. При этом отдельные блоки различаются внутренней структурой, а слагающие их слои имеют различный состав.

Средняя скоростная колонка коры представлена на рис. 6.

В 1964—1966 гг. в центральной части Кольского полуострова субмеридиональными профилями ГСЗ были пересечены Имандра-Варзугский и Кольско-Кейвский синклинории карелид и ряд других структур (Литвиненко, 1967). В пределах Имандра-Варзугского синклинория установлено погружение поверхности Мохоровичича с севера на юг от 36 до 39 км. Мощность эффузивно-осадочных серий карелид здесь составляет 10—12 км, причем ниже выделяется «базальтовый» слой. В пределах Кольско-Кейвского синклинория отмечается аномально небольшая мощ-22 10 км.

В Финляндии глубинное строение земной коры исследовалось в 1958— 1961 гг. с помощью сейсмических взрывов. Результаты этих исследований опубликованы в ряде статей (Penttila, 1963; Penttila, Nurmia, 1959; Penttila a. o., 1960; Vesanen a. o., 1961; Noponen a. o., 1967), судя по которым степень детальности и точности работ была значительно ниже, чем при работах, проводимых в Советском Союзе методом ГСЗ. Тем не менее главные выводы о строении коры Финляндии, несомненно, представляют большой интерес.

Основные работы были проведены вдоль северного побережья Финского и северо-западного побережья Ботнического заливов Балтийского моря. Как показали исследования, на линии Ханко — Хамина общая мощность коры возрастает с запада на восток от 29 до 37 км. В этом же направлении наблю-



Рис. 6. Скоростной разрез земной коры северной части Балтийского щита (по Литвиненко, Некрасовой, 1963)

- 1 пластовые скорости сейсмических воли;
- 2 кривая изменения средних скоростей сейсмических волн с глубиной

дается увеличение мощности «гранитного» слоя, или «сиаля» (Penttila, 1963), от 18,4 до 20,8 км. Граничные скорости поверхности Конрада составляют здесь 6,61-6,65 км/ сек, что хорошо согласуется с данными. полученными советскими исследователями на территории Балтийского шита. Выше поверхности Конрада прослеживается еще одна, а местами и две сейсмические границы раздела. На одной из них граничные скорости варьируют в пределах 5,73—5,89 км/сек. Эта граница прослежена повсеместно вдоль северного побережья Финского залива, и глубина ее залегания увеличивается от 2.5 км на западе до 8.5 км на востоке. На станциях. расположенных в пределах большого гранигного интрузива на юго-востоке Финляндии, зарегистрирована еще одна группа волн с граничной скоростью 5.40-5.44 км/сек. Глубина залегания соответствующей границы раздела очень мала — 0,5—1,1 км. В пределах «базальтового» слоя промежуточных границ раздела не обнаружено. Граничная скорость поверхно-Мохоровичича составляет 8,2-8,25 км/сек на юге Финляндии и сти 8,39 км/сек в более северных районах. Граничные скорости поверхности Конрада на севере также несколько повышены (примерно 6,77 км/сек). Мощность кристаллической коры на севере страны достигает 34-36 км. Эта цифра подтверждается данными, полученными на основании записей землетрясений. По мнению финских исследователей, уменьшение общей мощности земной коры Финляндии с юга на север обусловлено утонением «гранитного» слоя в этом направлении.

Результаты проведенных в Финляндии исследований показывают, таким образом, что в юго-западной части Балтийского щита мощность земной коры несколько меньше, чем в его северо-восточной части, а мощность «гранитного» слоя, напротив, значительно выше. Не исключено, однако, что эти различия обусловлены различным подходом советских и финских ученых к методике сейсмических исследований и к интерпретации полученных данных.

Изложенные материалы сейсмических исследований глубинного строения земной коры позволяют сделать первый и, на наш взгляд, очень важный

зонтальному. В некоторых случаях удается установить связь между рельефом отдельных границ раздела и геологическими особенностями участков наблюдений. Так, общий подъем поверхности Мохоровичича в северовосточном направлении, по-видимому, связан с переходом в зону более древней складчатости, а крупное валообразное поднятие, прослеживаемое на этом фоне, приурочено к зоне сочленения беломорид с Восточно-Карельской синклинальной зоной. В средней части профиля наблюдается общий подъем границ раздела, наиболее четко выраженный в рельефе поверхности «базальтового» слоя (эта поверхность имеет здесь минимальную глубину залегания — около 10 км).

Общая мощность земной коры вдоль профиля Кемь—Ухта составляет 37—38 км; на северо-востоке близ побережья Белого моря она уменьшается до 34 км. Почти ²/₃ коры составляет «базальтовый» слой, мощность которого достигает 26—28 км. Скоростной разрез земной коры наиболее близок к модели неоднороднослоистой среды (Литвиненко и др., 1960; Литвиненко, Некрасова, 1962, 1963).

Детальный анализ полученных материалов позволяет установить, что наблюдаемые разрывы в корреляции отдельных групп волн, как правило, связаны с зонами развития молодых изверженных пород. В этих зонах наблюдаются резкие изменения интенсивности записи и сильное затухание глубинных волн. Ю. Н. Грачев и др. (1960) выделяют четыре зоны, в пределах которых изменения характера записей различных волн четко коррелируются с тектоническими особенностями верхней части разреза. Две из них приурочены к сочленению отдельных тектонических структур: беломорид с карелидами и Восточно-Карельского синклинория с Центрально-Карельским антиклинорием.

Результаты ГСЗ на протяженном субмеридиональном профиле в пределах северной части Балтийского щита были опубликованы в ряде статей И. В. Литвиненко (1963а, б: 1967, 1968а; Литвиненко, Некрасова, 1963). Профиль проходит на северо-западе Кольского полуострова, пересекает п-ов Рыбачий и протягивается в Баренцево море. В зоне перехода шириной около 40 км от моря к материку наблюдается резкое возрастание общей мошности коры от 20 по 35-40 км. На материковом участке профиля земная кора почти целиком отвечает «базальтовому» слою и характеризуется скоростями продольных сейсмических волн, составляющими не менее 6,5 км/сек. Мощность «гранитного» слоя, имеющего граничные скорости до 6,2-6,4 км/сек, не превосходит нескольких первых километров, причем местами «базальтовый» слой практически обнажен. Последние участки (например, зона печенгских эффузивов) представляют собой зоны крупных разломов, по которым, по-видимому, происходило внедрение основной магмы. Сам «базальтовый» слой, так же как и «гранитный», чрезвычайно разнороден, что фиксируется широкими пределами изменения скоростей продольных сейсмических волн на поверхностях этих слоев. По мнению исследователей, интерпретировавших полученные по рассматриваемому профилю материалы, здесь четко выявляется блоковое строение земной коры. При этом отдельные блоки различаются внутренней структурой, а слагающие их слои имеют различный состав.

Средняя скоростная колонка коры представлена на рис. 6.

В 1964—1966 гг. в центральной части Кольского полуострова субмеридиональными профилями ГСЗ были пересечены Имандра-Варзугский и Кольско-Кейвский синклинории карелид и ряд других структур (Литвиненко, 1967). В пределах Имандра-Варзугского синклинория установлено погружение поверхности Мохоровичича с севера на юг от 36 до 39 км. Мощность эффузивно-осадочных серий карелид здесь составляет 10—12 км, причем ниже выделяется «базальтовый» слой. В пределах Кольско-Кейвского синклинория отмечается аномально небольшая мощ-22 ность земной коры, достигающая 30— 32 км. Поверхность «базальтового» слоя располагается здесь на глубине 8— 40 км.

В Финляндии глубинное строение земной коры исследовалось в 1958— 1961 гг. с помощью сейсмических взрывов. Результаты этих исследований опубликованы в ряде статей (Penttila, 1963; Penttila, Nurmia, 1959; Penttila a. o., 1960; Vesanen a. o., 1961; Noponen a. o., 1967), судя по которым степень детальности и точности работ была значительно ниже, чем при работах, проводимых в Советском Союзе методом ГСЗ. Тем не менее главные выводы о строении коры Финляндии, несомненно, представляют большой интерес.

Основные работы были проведены вдоль северного побережья Финского и северо-западного побережья Ботнического заливов Балтийского моря. Как показали исследования, на линии Ханко — Хамина общая мощность коры возрастает с запада на восток от 29 до 37 км. В этом же направлении наблю-



Рис. 6. Скоростной разрез земной коры северной части Балтийского щита (по Литвиненко, Некрасовой, 1963)

I — пластовые скорости сейсмических воли;

2 — кривая изменения средних скоростей сейсмических волн с глубиной

пается увеличение мощности «гранитного» слоя, или «сиаля» (Penttila, 1963), от 18,4 до 20,8 км. Граничные скорости поверхности Конрада составляют здесь 6.61-6.65 км/ сек, что хорошо согласуется с данными, полученными советскими исследователями на территории Балтийского щита. Выше поверхности Конрада прослеживается еще одна, а местами и две сейсмические границы раздела. На одной из них граничные скорости варьируют в пределах 5,73—5,89 км/сек. Эта граница прослежена повсеместно вдоль северного побережья Финского залива, и глубина ее залегания увеличивается от 2,5 км на западе до 8,5 км на востоке. На станциях, расположенных в пределах большого гранигного интрузива на юго-востоке Финляндии, зарегистрирована еще одна группа волн с граничной скоростью 5,40-5,44 км/сек. Глубина залегания соответствующей границы раздела очень мала — 0,5—1,1 км. В пределах «базальтового» слоя промежуточных границ раздела не обнаружено. Граничная скорость поверхности Мохоровичича составляет 8,2-8,25 км/сек на юге Финляндии и 8,39 км/сек в более северных районах. Граничные скорости поверхности Конрада на севере также несколько повышены (примерно 6,77 км/сек). Мощность кристаллической коры на севере страны достигает 34-36 км. Эта цифра подтверждается данными, полученными на основании записей землетрясений. По мнению финских исследователей, уменьшение общей мощности земной коры Финляндии с юга на север обусловлено утонением «гранитного» слоя в этом направлении.

Результаты проведенных в Финляндии исследований показывают, таким образом, что в юго-западной части Балтийского щита мощность земной коры несколько меньше, чем в его северо-восточной части, а мощность «гранитного» слоя, напротив, значительно выше. Не исключено, однако, что эти различия обусловлены различным подходом советских и финских ученых к методике сейсмических исследований и к интерпретации полученных данных.

Изложенные материалы сейсмических исследований глубинного строения земной коры позволяют сделать первый и, на наш взгляд, очень важный

вывод о существенных различиях в строении коры отдельных наиболее крупных структурных элементов Европейской платформы. Более подробно мы рассмотрим этот вопрос после анализа гравиметрических данных.

поле аномалий силы тяжести европейской платформы

В гравитационном отношении Европейская платформа несколько отличается от других древних платформ, в частности от Сибирской и Северо-Американской. Если для двух последних, как мы увидим в дальнейшем, характерно слабоотрицательное поле аномалий силы тяжести в редукции Буге, то в пределах Европейской платформы аномалии Буге большей частью положительны, хотя их абсолютная величина и не превосходит первых десятков миллигал. На фоне общего слабоположительного поля выделяются отдельные линейные или изометрические участки, иногда достаточно обширные по площади, где аномалии силы тяжести имеют отрицательные значения. В целом изометричный и спокойный характер гравитационного поля в ряде случаев нарушается довольно узкими полосами линейных аномалий того или иного знака.

Западное и восточное ограничения Европейской платформы четко прослеживаются по изменению характера аномального поля силы тяжести. Предуральский и Предкарпатский краевые прогибы в гравитационном поле выделяются протяженными зонами отрицательных аномалий. Резких гравитационных ступеней на границах платформы, как правило, не наблюдается. Исключение составляют лишь отдельные участки, например граница платформы с Индоло-Кубанским прогибом на юге и некоторые другие.

При самом общем сопоставлении поля аномалий Буге с особенностями тектонического строения территории Европейской платформы в большинстве случаев удается обнаружить вполне четкие связи между характером аномалий, с одной стороны, и крупными структурными элементами платформы, с другой (Борисов, 1967; Деменицкая, 1967). Поэтому мы попытаемся далее рассмотреть гравитационное поле платформы в связи с ее тектоническими структурами.

Юго-восточный край Европейской платформы — Прикаспийская впадина — резко отличается по характеру гравитационного поля от остальных частей платформы. Аномалии силы тяжести эдесь почти повсеместно отридательны, мозаичны, и лишь на отдельных небольших участках их значения близки к нулю или положительны (например, в районе Хобдинского максимума). От остальной части платформы Прикаспийская впадина отделена резкими гравитационными ступенями. Характер гравитационного поля хорошо объясняется особенностями глубинного строения впадины. Общее отрицательное поле аномалий Буге обусловлено мощной толщей рыхлых осадочных отложений, влияние которой в районе Хобдинского максимума полностью компенсируется резким подъемом поверхности Конрада и утолщением «базальтового» слоя за счет «гранитного». Вопрос о природе Хобдинского гравитационного максимума был подробно рассмотрен А. А. Борисовым (1967) и В. С. Журавлевым (1964, 1969). Поэтому мы ограничимся лишь напоминанием о том, что количественные расчеты гравитационного поля, основанные на данных сейсмических исследований, вполне согласуются с наблюдаемыми величинами аномалий.

Второй участок, где также наблюдаются положительные, но меньшие по абсолютной величине аномалии Буге, расположен на междуречье Урала и Волги в районе оз. Арал. Возможно, аномальное поле имеет здесь ту же природу, что и в районе Хобдинского максимума, однако отсутствие данных ГСЗ в пределах этого участка не позволяет в настоящее время решить этот вопрос однозначно.

Резкие гравитационные ступени вдоль западного и северного бортов Прикаспийской впадины приурочены к крупным флексурам (Волгоградской, Токаревской, Бузулукской) по поверхности кристаллического фундамента.

К северо-запалу от Прикаспийской впалины расположен Воронежский выступ. В его пределах аномальное гравитационное поле близко к нулю, но при этом наблюдается вполне определенное чередование участков со слабоположительными и слабоотрицательными аномалиями Буге. Восточный склон выступа характеризуется наибольшими (в пределах выступа) значениями положительных аномалий, которые уменьтаются к северо-западу и сменяются затем отрицательными. В районе г. Брянска выступ с юго-востока на северо-запад пересечен довольно широкой зоной слабоположительных аномалий. Западный склон массива вновь характеризуется отрицательным полем аномалий. Какой-либо связи между знаком и величиной гравитационных аномалий, с одной стороны, и мошностью или плотностными свойствами платформенного чехла. с другой, в пределах Воронежского выступа обнаружить не удается. Более того, на его восточном склоне, например, характер гравитационного поля противоречит данным о мощности осадочного слоя: с увеличением последней величина аномалий не только не уменьшается, как следовало бы ожидать (если предположить, что границы Конрада и Мохоровичича горизонтальны или залегают согласно подошве осадочного слоя), но, напротив, возрастает. Отсюда следует, что аномальное полесилы тяжести на территории Воронежского выступа, вероятно, в значительной мере определяется поведением глубинных гранип раздела земной коры.

Такое предположение, как нам кажется, подтверждается данными двух сейсмических профилей, пересекающих юго-западный склон выступа. Профиль Звенигородка — Хатьяновка выходит на Воронежский выступ в районе развития слабоположительных аномалий. Согласно данным этого профиля, здесь поверхность Конрада залегает на глубине около 12 км, поверхность Мохоровичича — примерно на глубине 50 км. Мощность «гранитного» слоя составляет около 12 км, а «базальтовото» — 38 км.

Сейсмический профиль, проходящий западнее Харькова, пересекает склон выступа в зоне развития отрицательных аномалий. Поверхность-Конрада прослеживается здесь на глубине 18—20 км (почти такова и мощность «гранитного» слоя), а поверхность Мохоровичича — на глубине 48—50 км. Мощность «базальтового» слоя составляет около 30 км. Таким образом, по сравнению с районом Хатьяновки на рассматриваемом участке значительно увеличена мощность «гранитного» слоя за счет «базальтового». Элементарный расчет показывает, что различия в величине гравитационных аномалий в указанных районах в пределах ошибок хорошо объясняются разной глубиной залегания поверхности Конрада.

Все сказанное позволяет предполагать, что Воронежский выступ состоит из отдельных блоков, различающихся внутренней структурой кристаллической коры, а именно соотношениями «гранитного» и «базальтового» слоев. Границы между блоками, по-видимому, нерезкие, так как сколько-нибудь значительных гравитационных ступеней в пределах выступа не наблюдается. Поверхность Мохоровичича, вероятно, залегает под выступом горизонтально на глубине около 50 км. Возможно также, что на отдельных участках положительные значения аномалий силы тяжести в какой-то мере обусловлены отсутствием платформенного чехла и выходом пород складчатого фундамента на поверхность.

Далее к северо-западу расположена Белорусская антеклиза. В ее пределах аномальное поле силы тяжести в целом слабоположительно. Мощность платформенного чехла Белорусской антеклизы почти такая же, как и мощность осадочных пород на территории Воронежского выступа. Можно допустить, что по глубинному строению антеклиза сходна с теми блокамп Воронежского массива, которые обладают положительным гравитационным полем. При таком предположении раздел Конрада под Белорусской антеклизой следует ожидать на глубинах около 12—15 км, а раздел Мохоровичича — примерно на глубине 50 км.

Обе рассмотренные положительные структуры разделены относительно прогнутой зоной, характер гравитационного поля который мы рассмотрим несколько ниже.

Южнее Белорусской антеклизы и Воронежского выступа расположены Днепровско-Донецкая впадина и Украинский щит. Аномальное гравитационное поле Украинского шита положительно, за исключением пвух участков, где имеются крупные массивы гранитов рапакиви. Приуроченность близких к нулю и даже отридательных аномалий силы тяжести к этем массивам настолько четкая, что не оставляет сомнений в их генетической связи с последними. На всей остальной территории щита средняя величина положительных аномалий выше, чем на многих других участках Европейской платформы, и сравнима лишь со средней величиной аномалий на северо-восточной окраине Балтийского шита. Принимая во внимание имеющиеся сейсмические данные о глубинном строении земной коры Украинского щита, можно заключить, что если по мощности коры (50 км) Украинский щит вполне сходен с Воронежским массивом, то по внутреннему строению коры они несколько различаются¹. Очевидно, в пределах щита раздел Конрада еще ближе подходит к земной поверхности, т. е. «гранитный» слой имеет еще меньшую мошность, нежели в пределах Воронежского массива. Разница эта, по-видимому, невелика и не превосходит 4-5 км, поскольку определенную роль в повышении гравитационного поля Украинского щита играет также отсутствие платформенного чехла. Таким образом, можно предположить, что мощность сохранившейся после длительной эрозии части «гранитного» слоя земной коры на Украинском щите не превышает 10 км, а возможно, и несколько меньше. Основную массу коры (более ⁴/₅ ее мощности) составляет «базальтовый» слой.

От юго-восточной окраины Белорусской антеклизы протягивается в юго-восточном направлении Припятский прогиб, составляющий западную часть Днепровско-Донецкой впадины. Эта впадина разделяет Сарматский массив, представлявший собой в докембрии единое целое. на две части --Украинский щит и Воронежский массив. В гравитационном поле Днеировско-Донецкая впадина и ее западное продолжение — Припятский и Брестский прогибы — выражены крайне своеобразно. В отличие от целого ряда более мелких прогибов фундамента Европейской платформы. а также от зон крупных грабенов в других частях земного шара этой крупной впадине, в общем характеризующейся преобладанием положительных аномалий, не свойственна четко выраженная линейность в простирании аномалий силы тяжести. Более того, гравитационное поле впадины распадается на ряд отдельных участков с аномалиями, резко различными как по величине, так и по знаку. Рассмотрим кратко изменение гравитационных аномалий вдоль прогиба в направлении с северозапада на юго-восток.

Для характеристики Брестского прогиба имеющихся в нашем распоряжении данных недостаточно. Мы можем лишь отметить, что в его

¹ В окраинных частях Украинского щита и в районе Коростенского плутона (где основные породы со скоростями 6,8—7,2 км/сек распространены на глубине от нуля до 12 км от поверхности) толщина коры составляет около 40 км (Соллогуб, 19676; Соллогуб и др., 1968).

пределах аномалии силы тяжести отрицательны и по абсолютной величине, по-видимому, не превосходят первых десятков миллигал. Припятский прогиб резко выделяется на общем фоне относительно высокими значениями отринательных аномалий и наличием пелой серии крупных гравитационных ступеней, четко приуроченных к флексурно-сбросовым зонам фундамента. По абсолютной величине отрицательные аномалии в пределах Принятского прогиба превосходят отрицательные аномалии, обычно наблюдаемые в других частях Европейской платформы. Как подсказывают подсчеты, отрицательный знак и большая величина аномалий не могут быть полностью объяснены влиянием выполняющих прогиб осадочных толщ. Расчеты, произведенные Э. Э. Фотиади (1955, 1958), на которые в свою очередь ссылается А. А. Борисов (1967), по-видимому, нуждаются в уточнении. По Э. Э. Фотиади, гравитационное влияние осадочного чехла в области Припятского прогиба выражается величиной 10-15 мгл, т. е. значительно меньшей, чем наблюдаемые здесь аномалии. Следовательно, учет влияния осадочного чехла никак не может свести аномальное гравитационное поле прогиба к нулю, как это показано на схеме Э. Э. Фотнади, приведенной в работе А. А. Борисова (1967, рис. 14 и 15). Таким образом, отрицательное поле силы тяжести Припятского прогиба в значительной мере обусловлено глубинными факторами — характером рельефа поверхностей Конрада и Мохоровичича. Расчет показывает, что небольшого прогибания (первые километры) одной из этих поверхностей (или тем более обеих) по сравнению с окружающими территориями вполне достаточно для объяснения наблюдаемых величин аномалий силы тяжести Припятского прогиба. Отсутствие данных глубинного сейсмического зондирования в рассматриваемом районе не позволяет более определенно интерпретировать гравиметрические материалы.

Западная часть собственно Припятско-Лнепровско-Донецкого прогиба в районе Чернигова характеризуется резко повышенными положительными аномалиями силы тяжести. Более высоких положительных аномалий нигде в пределах Русской платформы не наблюдается. Гравитационная ступень между данным участком и Припятским прогибом превышает 120 мел. Кристаллический фундамент в районе Чернигова залегает на относительно небольших глубинах; однако этот факт объясняет лишь незначительную часть наблюдаемых аномалий. Основную роль играют, по-видимому, внутренняя структура и мощность кристаллической коры. На сейсмическом профиле Звенигородка-Хатьяновка, пересекающем Днепровско-Донецкую впадину несколько юго-восточнее рассматриваемого участка, наблюдаются, как мы уже отмечали, утонение кристаллической коры и подъем поверхности Мохоровичича под прогибом. Весьма вероятно, что в районе Чернигова кора также относительно утонена, причем еще в большей степени. Не исключено, что на рассматриваемом участке почти полностью выклинивается «гранитный» слой; это также может служить причиной повышения величины положительных аномалий.

Далее к юго-востоку положительные аномалии прослеживаются вдоль осевой зоны Днепровско-Донецкой впадины вплоть до района Полтавы. Борта прогиба на этом участке имеют существенно различные гравитационные поля: северо-восточный борт характеризуется отрицательными аномалиями силы тяжести, юго-западный — положительными. Следует заметить, что на данном участке характер гравитационного поля хорошо согласуется с сейсмическими данными о глубинном строении земной коры. Положительные аномалии вдоль оси прогиба объясняются подъемом поверхности Мохоровичича, компенсирующим влияние мощного слоя осадков. Положительные аномалии юго-западного борта связаны с утонением «гранитного» слоя, а отрицательные аномалии на северовостоке обусловлены относительно глубоким залеганием поверхностей. Конрада и Мохоровичича.

Следующий к юго-востоку участок Днепровско-Донецкой впадины отчетливо разделяется на две части: северную, включающую часть склона Воронежской антеклизы, и южную, совпадающую в целом с Донецким бассейном. Первая из них обладает относительно спокойным отрицательным аномальным полем. Для второй характерны положительные аномалии силы тяжести, прослеживающиеся вдоль прогиба Большого Донбасса далее на юго-восток. Судя по данным сейсмического профиля, можно сказать, что для района отрицательных аномалий типичны относительно мощная кора в целом и мощный «гранитный» слой в частности. В пределах Донецкого бассейна и его юго-восточного продолжения влияние осадочной толци, по-видимому, компенсируется значительным утонением кристаллической части коры за счет одного или обоих слагающих ее слоев.

Столь разнородное гравитационное поле Припятско-Днепровско-Донецкого прогиба, на наш взгляд, свидетельствует о блоковом строении фундамента и о различиях глубинной структуры его отдельных блоков. В целом названный прогиб, заложенный на некогда едином Украинско-Воронежском (Сарматском) щите (Муратов и др., 1962), представляет собой, по-видимому, типичную структуру растяжения, в осевой части которой кристаллическая часть коры утонена за счет уменьшения толщины «базальтового» и «гранитного» слоев. Такой взгляд на природу данного прогиба наиболее полно и детально обоснован А. В. Чекуновым (1967).

Располагающаяся к северу от Прикаспийской впадины Волго-Уральская антеклиза характеризуется в целом положительными аномалиями силы тяжести. Лишь на западной ее окраине в районе Арзамаса, а также к западу и к югу от него наблюдаются слабоотрицательные аномалии. От этого участка к юго-востоку гравитационное поле повышается; наиболее интенсивные положительные аномалии наблюдаются в юговосточной части антеклизы. Именно здесь и проводились исследования глубинного строения земной коры сейсмическими методами. Наблюдаемые на этом участке аномалии сравнимы с аномалиями Украинского шита как по абсолютной величине, так и по знаку. В то же время глубинное строение коры этих областей, как мы видели, существенно различно. При этом гравитационное влияние осадочного чехла антеклизы и большая мощность «гранитного» слоя в ее пределах с большим избытком компенсируются относительно высоким по сравнению со щитом залеганием поверхности Мохоровичича. В целом сходство гравиметрических полей указанных территорий противоречит данным ГСЗ об их глубинном строении. К этому вопросу мы еще вернемся в дальнейшем. Структуры второго и более высоких порядков, выделяемые в пределах Волго-Уральской антеклизы, не находят своего выражения в характере регионального гравитационного поля.

Рязано-Саратовский (Пачелмский) прогиб, разделяющий Волго-Уральскую и Воронежскую антеклизы, характеризуется четкой линейной зоной отрицательных аномалий в своей наиболее прогнутой части вплоть до района Окско-Цнинского вала. Северному продолжению прогиба соответствует полоса также линейных, но уже положительных аномалий. Таким образом, общий характер изменения гравитационного поля вдоль оси Рязано-Саратовского прогиба вполне аналогичен изменению аномалий вдоль оси прогиба Большого Донбасса.

Протягивающийся к северу от Волго-Уральской антеклизы Вятский вал и окружающие его пространства охватываются зоной положительных аномалий, изометричных по форме, но в целом вытянутых в направлении простирания вала. По величине аномалий эта зона имеет сходство с юго-восточной частью Волго-Уральской антеклизы и разделяет более низкие поля Московской и Глазовской синеклиз.

В пределах Глазовской синеклизы гравитационное поле наиболее однородно. На общем слабоположительном фоне оконтуриваются отдельные мелкие участки относительно повышенных или, реже, пониженных значений аномалий. Наиболее высокое гравитационное поле наблюдается на западном борту синеклизы. С юго-востока в пределы синеклизы заходит полоса отрицательных аномалий, ответвляющаяся от отрицательной зоны Предуральского краевого прогиба. Аналогичная, но более четко выраженная полоса отрицательных аномалий приурочена к юго-западному склону Тиманского выступа и ограничивает гравитационное поле Глазовской синеклизы на севере.

В гравитационном поле Московской синеклизы обнаруживается определенная, хотя и недостаточно четко выраженная линейность. Наиболее отчетливо прослеживается зона положительных аномалий, пересекающая синеклизу в субширотном направлении. На западе эта зона приурочена к северному борту синеклизы и имеет широтные простирания. В районе Вологды она поворачивает к северо-востоку. К югу от этой зоны аномальное поле Московской синеклизы является отрицательным или имеет значительно более низкие положительные значения. Отрицательными или очень незначительными по величине положительными аномалиями характеризуется вся юго-западная окраина Московской синеклизы, включая прогиб, разделяющий Белорусскую и Воронежскую антеклизы. Лишь к северу и северо-западу от Москвы и в районе среднего течения р. Ветлуги наблюдаются изометрические по форме и сравнительно высокие положительные аномалии, не связанные с какимилибо крупными структурными элементами. В северной части Московской синеклизы отмечаются полосы близких к нулю аномалий силы тяжести, приуроченных к бортам синеклизы; в центральной части аномалии положительны.

Тиманский выступ в центральной части характеризуется положительными значениями аномального поля. Вдоль склонов поле понижено; местами, как мы уже упоминали, оно отрицательно. Наибольшей абсолютной величины отрицательные аномалии достигают в южной части его западного склона.

Территория, занимаемая Печорской впадиной, в гравитационном поле отчетливо разделяется на две части — западную и восточную. В пределах первой из них среднее значение аномалий силы тяжести близко к нулю, тогда как вторая характеризуется положительными значениями аномалий.

Отсутствие данных ГСЗ на территориях Московской и Глазовской синеклиз, а также Печорской впадины не позволяет сколько-нибудь уверенно интерпретировать гравиметрические материалы. С одной стороны, полная величина наблюдаемых в пределах указанных структур вариаций аномалий Буге невелика и в большинстве случаев могла бы объясняться различиями мощностей осадочного чехла и соответственно изменениями глубины залегания кристаллического фундамента¹. С другой стороны, на целом ряде участков с одинаковой или близкой мощностью осадочного чехла и примерно равной средней плотностью последнего аномалии силы тяжести существенно различаются по величине, а часто и по знаку. Несомненно поэтому, что особенности гравитационного поля крупных отри-

¹ Согласно общеизвестной формуле гравитационного влияния плоскопараллельного слоя $\Delta g = 2\pi f \cdot \sigma \Delta H$, при различии плотностей (σ) осадочного чехла и фундамента на 0,4 e/cx^3 изменение мощности осадков на 1 км при горизонтальном залеганим более глубоких границ раздела должно вызвать изменение гравитационных аномалий (Δg) примерно на 17 мгл (f — гравитационная постоянная, ΔH — толщина «хлоя).

дательных структур Европейской платформы обусловлены не только строением осадочной толщи, но и глубинными факторами, возможно строением и плотностью кристаллической части земной коры. Вряд ли можно установить в настоящее время, какой глубинной границе раздела принадлежит решающая роль в создании аномального поля силы тяжести на том или ином участке. Так, например, отрицательные аномалии в западной части Московской синеклизы с одинаковой степенью вероятности могут быть объяснены как погружением поверхностей Конрада или Мохоровичича, так и плотностными особенностями фундамента. Сравнительно небольшие по площади участки достаточно интенсивных положительных аномалий в районе Москвы, в северной части Рязано-Саратовского (Пачелмского) прогиба и в других местах, скорее всего, обусловлены особенностями рельефа поверхности Конрада, а не поведением поверхности Мохоровичича. Наиболее вероятно, с нашей точки зрения, что в пределах Европейской платформы несколько изменяются от места к месту все факторы (плотность и мощность отдельных слоев земной коры), влияющие на характер и интенсивность аномального поля силы тяжести. Но при таких условиях принципиально невозможно, не имея данных ГСЗ, построить достоверные схемы рельефа глубинных границ раздела. Этот вывод еще более убелительно. на наш взгляд подтверждается сравнением геофизических данных по отдельным районам.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НАИБОЛЕЕ КРУПНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Балтийский и Украинский щиты. В пределах советской части Балтийского щита гравитационное поле на большей части территории повеличине и знаку аномалий вполне аналогично полю Украинского щита. В то же время, как показывают сейсмические исследования, строение земной коры щитов различается очень существенно. Если на профиле Кемь-Ухта мощность кристаллической коры не превосходит 40 км, из которых на долю «гранитного» слоя приходится 12-15 км, то Украинский щит, по крайней мере в северной части, имеет кору мощностью около 50 км при той же (12-15 км) или даже еще меньшей мощности «гранитного» слоя. При равной мощности «гранитного» слоя и разнице в глубине залегания поверхности Мохоровичича в 10 км гравитационные поля востока Балтийского и севера Украинского щитов должны были бы различаться не менее чем на 120 мгл (скачок плотности на границе кора—мантия мы принимаем равным 0,3 г/см³). В действительности, как мы уже отметили, гравитационные поля рассматриваемых территорий практически одинаковы.

Такое несоответствие сейсмических и гравиметрических данных трудно объяснить только плостностными особенностями коры щитов. Согласно данным сейсмических профилей, граничные скорости продольных сейсмических волн на границах раздела внутри кристаллической части коры Украинского щита выше скоростей на соответствующих границах внутри коры Балтийского щита. Так, граничные скорости поверхности «базальтового» слоя составляют 6,6—6,8 км/сек в пределах Украинского щита и 6,4—6,6 км/сек в пределах Балтийского. Внутренние границы раздела «базальтового» слоя в северной части Украинского щита имеют скорости 6,8—7,2 и 7,8 км/сек, а на востоке Балтийского — 6,6; 6,75 и 6,9—7,0 км/сек.

Таким образом, если величины скоростей продольных сейсмических воли связаны с плотностью соответствующих слоев прямым (хотя и не

аналогичным простой пропорциональности) соотношением, то следует сделать вывод, что средняя плотность земной коры и средние плотности отдельных слоев Украинского щита выше соответствующих средних плотностей коры Балтийского щита. Тем не менее расчеты показывают, что только при большой разнице в средних плотностях (не менее 0,1 г/см³) гравиметрические материалы могут быть согласованы с данными сейсмических профилей.

Не исключено, что указанные различия в плотности слоев Украинского и Балтийского щитов реальны. Однако при этом неизбежно следует предполагать существенные различия в их вещественном составе или в степени метаморфизма слагающих пород, так как границы раздела между слоями залегают на обоих щитах примерно на одинаковых глубинах и, следовательно, слои находятся в сходных условиях температур и давлений. Более правдоподобным представляется объяснение наблюдаемого несоответствия между строением коры и гравитационными полями щитов, предложенное А. А. Борисовым (1967). По его мнению, под Украинским щитом и соседними с ним пространствами (Воронежская антеклиза) вещество верхней мантли уплотнено, что и компенсирует в гравитационном отношении прогиб поверхности Мохоровичича на данном участке Европейской платформы.

Приведенный пример показывает, что характер гравитационного поля в значительной мере определяется не только строением и мощностью земной коры, но и ее плотностными особенностями, так же как и плотностными особенностями верхней части мантии Землп. Однако отсюда следует, что при отсутствии каких-либо фактических данных о составе и плотности вещества земной коры и мантии на глубинах более нескольких километров наблюдаемое гравитационное поле нельзя интерпретировать сколько-нибудь уверенно, а поэтому основанные на расчетах гравиметрических полей схемы мощности земной коры вряд ли заслуживают большого доверия.

Действительно, в основе такого рода схем лежит, как правило, предположение, что в пределах если не всей земли, то по крайней мере более или менее крупных тектонических структур (древних и молодых: платформ, складчатых сооружений разного возраста или еще более мелких структурных элементов) величина гравитационных аномалий прямо связана с мощностью земной коры (Деменицкая, 1967; Сажина, Грушинский, 1966). В то же время, как показывает проведенное сопоставление геофизических полей Украинского и Балтийского щитов, даже для сходных по геологической истории развития структур, входящих в состав единой Европейской платформы, равенство гравитационных аномалий не может служить доказательством одинаковой мощности земной коры, причем различия в мощности коры выходят далеко за пределы возможных ошибок (Гурарий, Соловьева, 1963).

Балтийский щит и Волго-Уральская антеклиза. Сейсмические исследования, проведенные в пределах советской части Балтийского щита, по методике работ, а также по детальности и точности полученных материалов вполне аналогичны исследованиям на юго-востоке Европейской платформы. Поэтому сопоставление результатов, полученных в обоих районах, представляет особый интерес.

Первое, что необходимо отметить, сопоставляя материалы ГСЗ на территорисх Балтийского щита и Волго-Уральской антеклизы, это уверенно выявляемую слоистость земной коры в обоих районах. Наиболее четкими сейсмическими границами в кристаллической коре щита и антеклизы являются поверхность «базальтового» слоя и раздел Мохоровичича, помимо которых существуют и второстепенные границы — внутри «гранитного» и «базальтового» слоев. Большинство интерпретаторов считают их границами саздела второго рода. На юго-востоке Европейской платформы внутри «базальтового» слоя обнаружена одна такая граница раздела, на профиле Кемь—Ухта — две.

Анализируя далее данные об акустических свойствах границ разлела в земной коре. мы убеждаемся, что граничные скорости продольных сейсмических волн на аналогичных поверхностях в обоих районах не всегда совпадают. К такому выводу приводит сопоставление граничных скоростей, полученных разными авторами на отдельных сейсмических профилях. Так, например, «гранитный» слой земной коры в пределах Балтийского щита и Волго-Уральской антеклизы характеризуется близкими значениями граничных скоростей продольных сейсмических волн как на своей поверхности, так и на внутренней границе раздела. Поверхность «базальтового» слоя и границы раздела внутри него существенно различаются по своим упругим свойствам. Если в пределах антеклизы граничные скорости на поверхности «базальтового» слоя нигде не ниже 7,0 км сек, то на территории Балтийского щита эта скорость составляет всего 6,6 км/сек, а скорость около 7,0 км/сек наблюдается только на нижней границе внутри «базальтового» слоя. Поверхность Мохоровичича в обоих районах характеризуется равной в пределах ошибок скоростью.

Таким образом, по-видимому, можно заключить, что основные различия в упругих свойствах земной коры Балтийского щита и Волго-Уральской антеклизы относятся к «базальтовому» слою. На щите этот слой характеризуется более низкими значениями скоростей продольных сейсмических волн, в то же время более четко проявляется его слоистое строение.

Существенные различия наблюдаются и в мощностях отдельных комплексов. Если на юго-востоке Европейской платформы «гранитный» и «базальтовый» слои имеют примерно равную мощность, то на территории Балтийского щита большую часть земной коры слагают породы «базальтового» слоя. Общая мощность коры без учета осадочного чехла составляет в среднем 35—36 км на территории Волго-Уральской антеклизы и 38—40 км в пределах щита. Отсюда следует, что относительное уменьшение мощности «гранитного» слоя на щите не связано с общим уменьшением мощности кристаллической коры и не может быть поэтому объяснено только действием поверхностной эрозии.

По величине аномального гравитационного поля Балтийский щит вполне сходен с Волго-Уральской антеклизой. Сопоставляя сейсмические разрезы, можно легко убедиться в том, что равные значения аномалий силы тяжести при различной глубинной структуре земной коры рассматриваемых районов хорошо объясняются, если принять, что средняя плотность «базальтового» слоя щита примерно на 0,1 г/см³ меньше средней плотности «базальтового» слоя Волго-Уральской антеклизы. Таким образом, различные геофизические свойства (скорости распространения волн) «базальтового» слоя, наблюдаемые на обеих территориях, подтверждаются гравиметрическими данными и, по-видимому, связаны с различными средними плотностями слоя. Последний вывод еще раз подтверждает предположение (которое высказывалось ранее рядом авторов) о существенных неоднородностях состава отдельных слоев земной коры на разных ее участках.

Волго-Уральская антеклиза и Прикаспийская впадина. При самом беглом сопоставлении сейсмических и гравиметрических данных по территории Волго-Уральской антеклизы и Прикаспийской впадины бросается в глаза явное несоответствие сейсмических разрезов и величин аномалий силы тяжести. Как было отмечено, при переходе от Волго-Уральской антеклизы в район Прикаспийской впадины все границы раздела в земной коре испытывают более или менее крутое погружение; при этом резко возрастает роль осадочного чехла в общей мощности земной коры. Эти изменения неизбежно должны были бы привести к весьма существенному уменьшению величины гравитационных аномалий. Как показывают расчеты, при условии равной плотности соответствующих слоев на обоих участках величина аномалии в Прикаспийской впадине должна быть примерно на 350 мгл ниже, чем в пределах Волго-Уральской антеклизы. В действительности различия в величине аномалий не превосходят 80—100 мгл. Таким образом, более чем 250 мгл следует отнести за счет разницы в плотностях коры и, возможно, верхней мантии рассматриваемых участков.

Ланные о величинах граничных скоростей подтверждают такое предположение. Кровля «гранитного» слоя, граница Конрада и, вилимо, поверхность Мохоровичича характеризуются более высокими граничными скоростями в пределах Прикаспийской впадины по сравнению с Волго-Уральской антеклизой. Однако, даже приняв для всех слоев земной коры Прикаспия максимальные вероятные значения средней плотности (2,5 г/см³ для осадочного, 2,8 г/см³ для «гранитного» и 3,0 г/см³ для «базальтового» слоев), мы можем объяснить компенсацию лишь 150 мгл. Таким образом, не менее 100 мгл приходится относить за счет влияния мантии и предполагать. что в пределах Прикаспийской впадины все слои земной коры и верхняя часть мантии более плотны, нежели на соседнем Волго-Уральском участке. К аналогичному выводу приходит и А. А. Борисов (1967), который на схеме глубины залегания поверхности Мохоровичича под Прикаспийской впадиной показал область уплотнения верхней мантии.

Украинский щит и Прикаспийская впадина. Сопоставляя далее строение земной коры Прикаспийской впадины и Украинского щита с величиной аномальных гравитационных полей этих территорий, мы убеждаемся в том, что разница в величине аномалий вполне может быть объяснена глубинной структурой земной коры при условии относительно более высокой плотности всех слоев коры в Прикаспии. Иными словами, если под Украинским щитом и Прикаспийской впадиной мантия уплотнена по сравнению с другими районами Европейской платформы, то величины этого уплотнения имеют один порядок, т. е. совпадают в пределах точности расчетов.

* * *

Подводя итог анализу имеющихся сейсмических и гравиметрических данных по территории Европейской платформы, необходимо еще раз подчеркнуть следующие, наиболее важные на наш взгляд, моменты.

Как по мощности, так и по своему глубинному строению земная кора на отдельных участках Европейской платформы существенно различна. При этом если общая мощность коры варьирует в сравнительно небольших пределах (от 35 до 50 км), то разница в мощности ее кристаллической части значительно больше — 25 км. Из исследованных сейсмическими методами участков наиболее мощной кристаллической корой обладают области длительных поднятий (Украинский и отчасти Балтийский щиты и Воронежский массив), наиболее тонкой — области длительного погружения (Прикаспийская и Днепровско-Донецкая впадины).

В пределах кристаллической части земной коры соотношения «гранитного» и «базальтового» слоев также неодинаковы на отдельных участках. В областях длительных поднятий основную роль играет «базальтовый» слой (до ⁴/₅ общей мощности коры и более). Вероятно, это связано с тем, что в результате длительного размыва здесь удалена большая часть первоначально существовавшего мощного «гранитного» слоя. Здесь же наблюдается наиболее четко выраженная слоистость кристаллической коры. На территории Волго-Уральской антеклизы мощность обоих слоев примерно одинакова; в Прикаспийской впадине «гранитный» слой превышает по мощности «базальтовый», за исключением тех отдельных, сравнительно небольших участков, где «гранитный» слой отсутствует, а мощность «базальтового» слоя сокращена. С увеличением мощности «гранитного» слоя уменьшается количество наблюдаемых промежуточных границ раздела в кристаллической коре, т. е. степень ее расслоенности.

Указанные закономерности связи глубинного строения земной коры отдельных участков Европейской платформы с характером их тектонических движений в течение платформенной стадии развития могут быть истолкованы с принципиально различных позиций.

Согласно известным взглядам А. А. Борисова (1962, 1963, 1967), С. И. Субботина (1955, 1960; Субботин и др., 1968) и ряда других исследователей, в изменении глубинного строения коры платформенных областей основную роль играет процесс базификации, смысл которого сводится к уплотнению под влиянием тех или иных факторов всех слоев земной коры и к миграции вверх как поверхности Мохоровичича, так и внутренних границ раздела в коре. При этом сторонники гипотезы базификации исходят из предположения о том, что к моменту становления платформы в пределах соответствующих территорий кора, по крайней мере в своей кристаллической части, была примерно одинакова по мощности и глубинному строению. Это положение ни одним автором четко не сформулировано; тем не менее оно, по всей видимости, подразумевается, так как без него все рассуждения об изменении во времени структуры коры отдельных участков платформ теряют смысл. Однако не менее вероятно, как нам кажется, и противоположное предположение, а именно, что к началу платформенного развития определенного региона строение земной коры в его пределах не было однородным, т. е. что наблюдаемые сейчас различия в строении коры отдельных участков платформ, в частности Европейской платформы, определились в результате неравномерного и неолноролного по плошали формирования коры в процессе доплатформенного, геосинклинального этапа развития территории. Иными словами, наблюдаемые различия в глубинном строении отдельных участков платформ первичны, но не являются следствием каких-либо процессов базификации. С этой точки зрения интересно рассмотреть район Прикаспийской впадины.

По данным аэромагнитных исследований, западная, большая часть Прикаспийской впадины как бы обтекается древними складчатыми структурами фундамента, не продолжавшимися, по-видимому, в ее пределы. По характеру гравитационного поля и глубинному строению земной коры Прикаспийская впадина, как мы видели, также очень своеобразна и отличается от других исследованных участков Европейской платформы. По сейсмическим характеристикам этот район сходен, например, с районом впадины Дерюгина в Охотском море, представляющим собой, по нашим представлениям (Марков и др., 1967), остаточную впадину вмеловой геосинклинальной системе, не захваченную процессом складчатости. Может быть, современная Прикаспийская впадина является аналогом впадины Дерюгина в системе герцинид, обрамляющих ее с востока и юга. Напротив, такие области, как Украинский щит, Воронежский массив, Балтийский щит, видимо, представляют собой те участки, где процессы магматизма, складчатости и метаморфизма происходили наиболее интенсивно и где поэтому к моменту становления платформы была сформирована наиболее мощная кора.

Таким образом, нам представляется наиболее правдоподобным, что в период платформенной стадии развития территорий происходит уменьшение толщины «гранитного» слоя вследствие эрозии в областях поднятия и размыва, но сколько-нибудь существенных изменений во внутренней структуре кристаллической коры не происходит. Исключение составляют, по-видимому, относительно молодые линейные структуры типа Днепровско-Донецкой впадины в пределах платформенных областей. Эти структуры (авлакогены), как уже отмечалось, по глубинному строению, скорее всего, являются структурами растяжения.

Гравитационное поле Европейской платформы, как мы видели, на целом ряде участков плохо согласуется с данными ГСЗ о мощности и структуре земной коры. Для объяснения наблюдаемых величин аномалий силы тяжести оказывается необходимым предполагать наличие более или менее крупных плотностных неоднородностей как в слоях, слагаюших земную кору, так и в верхней мантии. При этом оказывается, что разнипей в плотностях того или пругого слоя приходится в ряде случаев объяснять очень большие (до 100 мгл и более) различия между наблюдаемыми и рассчитанными на основании данных ГСЗ величинами гравитационных аномалий. Это обстоятельство неизбежно приводит к выводу об отсутствии для территории Европейской платформы какой-либо строгой зависимости между величинами аномалий и мощностью земной коры (или глубиной залегания поверхности Мохоровичича) и. следовательно, о невозможности оценки мощности коры по величине гравитационных аномалий на тех участках, где не проведены сейсмические исследования. Последнее, в свою очередь, исключает возможность построения сколько-нибудь детальных схем мощности земной коры Европейской платформы по гравиметрическим данным.

Выявленные крупные области уплотнения в верхней мантии (Гурарий, Соловьева, 1963, 1964; Борисов, 1967) приурочены к существенно различным тектоническим структурам, что чрезвычайно затрудняет попытки интерпретации этого явления. На первый взгляд кажется, что в Прикаспийской впадине повышенную плотность мантии можно было бы связать с длительным прогибанием земной коры. Однако на другом участке — в области древнего Сарматского щита — такая повышенная илотность мантии наблюдается под областью длительного поднятия. Возможно поэтому, что повышение плотности мантии на отдельных участках обусловлено различными причинами. Так, например, под областью древнего Украинско-Воронежского (Сарматского) щита можно предполагать вертикальный подток вещества мантии с больших глубин, обусловливающий повышение плотности в подкоровом слое и длительное стабильное воздымание земной коры. Прогиб Большого Донбасса с его прододжением в Днепровско-Донецкую впадину может представлять собой зону растяжения и растрескивания земной коры в сводовой части поднятия. При этом находят объяснения и такие явления, как утонение кристаллической коры под этим прогибом и существование крупных зон разломов вдоль его бортов. Отсутствие связанных с ним четких линейных аномалий силы тяжести может быть объяснено раздробленностью коры поперечными разломами на отдельные блоки и разной степенью растяжения этих блоков. При этом максимальные растяжения были, по-видимому, приурочены к центральной части Украинско-Воронежского (Сарматского) шита, представляющей собой в настоящее время глубоко прогнутую область Днепровско-Донецкой впадины. К юго-востоку от последней и в районах Припятского и Брестского прогибов опускание коры сопровождалось менее значительным ее утонением, что объясняет наблюдаемые здесь отрицательные аномалии силы тяжести.

Предлагаемое нами объяснение природы возникновения в мантии участков с относительно повышенной плотностью является, как мы полагаем, лишь одним из возможных вариантов интерпретации наблюдаемых геофизических особенностей отдельных участков Европейской платформы и попыткой увязать эти особенности с характером тектонических процессов.

Глава II

СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКАЯ ПЛАТФОРМА

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Изучение глубинного строения земной коры Северо-Американского континента, и в частности Северо-Американской платформы, было начато еще в 40-х годах работами Б. Гутенберга, К. Рихтера, Х. Тейтла, М. Тьюва и др. На первом этапе эти исследования базировались главным образом на интерпретации сейсмограмм землетрясений. Естественно поэтому, что наиболее многочисленные сведения о мощности земной коры этого материка и о ее внутренней структуре были получены для сейсмически активных участков территории (Калифорния, Мексика, район Скалистых гор и др.). Эти материалы позволяли более или менее уверенно оценивать общую мощность земной коры в разных районах, однако положение внутренних границ раздела в коре определялось с большими погрешностями или не определялось совсем. Более точных и детальных данных, основанных на изучении упругих волн от крупных и малых взрывов, в эти годы было еще крайне мало. Тем не менее уже в начале 50-х годов вышли в свет первые обобщающие работы, в которых были собраны и систематизированы полученные к этому времени результаты. В качестве наиболее полных сводок такого рода, включающих данные о глубинном строении Северо-Американской платформы, следует отметить статьи Б. Гутенберга (Gutenberg, 1950, 1951 и др.), Л. Адамса, Х. Тейтла и М. Тьюва (Adams a. o., 1952; Tatel a. o., 1953; и др.; Земная кора, 1957) и некоторые другие.

С начала 50-х годов американские исследователи приступили к систематическому изучению глубинной структуры Северо-Американского континента, используя для этого искусственные (промышленные и специальные) взрывы. Первые работы проводились Институтом Карнеги, Отделом земного магнетизма и Ламонтской геофизической лабораторией. В дальнейшем в эти исследования включились Вашингтонский и Принстонский университеты и целый ряд других организаций.

Одновременно с развитием полевых исследований и получением новых фактических данных продолжались работы по систематизации и обобщению этих материалов, пополнялись и в какой-то мере пересматривались ранее составленные сводки. В 1954—1955 гг. было опубликовано несколько статей и сборников такого рода (Земная кора, 1957; Benioff, 1955; и др.).

Отсутствие единой и достаточно разработанной методики полевых исследований и интерпретации полученных фактических материалов привело к тому, что значительное количество сведений о глубинном строении и мощности вемной коры, полученных в начальные этапы исследований, оказалось неточным и в дальнейшем подверглось пересмотру. В этом мы убедимся далее на конкретных примерах при анализе отдельных сейсмических профилей и строения земной коры тех или иных участков платформы. Сейчас же рассмотрим только данные, приводимые в сводке X. Тейтла и М. Тьюва (Земная кора, 1957). Согласно этим авторам, к 1955 г. в пределах Северо-Американской платформы глубинная структура земной коры была исследована на нескольких профилях в штатах Мэриленд — Виргиния (восточное побережье США), Миннесота (западная часть района Великих озер), Теннесси — Виргиния (система Аппалачей), Аризона — Нью-Мексико (плато Колорадо).

По сейсмограммам были определены две группы волн со скоростями 5,8-6,1 и 8,1 км/сек, соответствующие поверхности кристаллического
фундамента и разделу Мохоровичича. Предполагалось, что земная кора имеет однородное строение. На основании этого предположения определялась ее мощность. Поэтому цифры, полученные указанными авторами, оказались резко заниженными. Так, мощность коры плато Колорадо оценивалась величиной 28—34 км, северной части штата Виргиния — 26— 29 км и т. д. В последние годы те же самые фактические материалы были интерпретированы заново, причем допускалось более сложное слоистое строение земной коры и учитывалось увеличение скорости продольных сейсмических волн с глубиной. Полученные при этом значения мощности коры на 10—15 км превышают оценки Х. Тейтла и М. Тьюва.

Привеленный пример убелительно доказывает, какое большое значение при обработке данных полевых исследований имеет выбор модели или, иными словами, методика интерпретации. Большинство опубликованных работ, содержащих сведения по глубинному строению земной коры Северо-Американской платформы. включает описание применявшейся методики полевых и камеральных работ, что дает возможность оценить достоверность результатов и сопоставить их с данными других исследователей. Однако в целом ряде случаев публикуются только окончательные выводы, зачастую плохо согласующиеся с уже имеющимися материалами по тому же или по соседним районам. Это обстоятельство крайне затрудняет обобщение данных и может привести к ошибочным заключениям. Именно поэтому в качестве фактической основы настоящей работы использованы главным образом сводные исследования, в которых приводятся материалы, уже пересмотренные и обработанные по единой методике. Некоторые данные сейсмических исследований по этой же причине (отсутствие методических описаний) не были учтены и использованы.

СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Геофизические исследования, проведенные на территории Северо-Американской платформы к 1961 г., были систематизированы и обобщены Д. Штейнхартом и Р. Мейером (Steinhart, Meyer, 1961). Результаты этих и позднейших сейсмозондирований были недавно обобщены Э. Канасевичем, который составил карту изогипс толщины земной коры Северной Америки (Kanasewich, 1966; Berg a. o., 1961; Dainty a. o., 1965; Eaton a. o., 1965; Garland, Burwash, 1959; James, Dorman, 1963; Narans a. o., 1961; Oliver a. o., 1961; Paitson a. o., 1964; Pakiser, 1965: Richards, Walker, 1959: Roller, 1965: Rvall. Stuart. Zieta. Sander, Overton, 1965; Smith a. o., , Stauder, 1965; Thompson, Talwani, Smith a. o., 1963: **1966:** Steinhart, 1966: 1964: Stewart, Stauder. Willden. 1965: Woollard, 1959; Zietz, Geddes, 1965).

В 1958 г. был пройден сейсмический профиль Арканзас — Миссури (рис. 7, профиль 1), протягивающийся от гор Литл-Рок до мыса Джирардо. Большей своей частью профиль проходит вдоль края долины р. Миссисипи, где третичные и четвертичные отложения имеют малую мощность и близ поверхности обычно залегают палеозойские породы. Южной своей частью профиль пересекает выходы отложений карбона.

Гравитационное поле области в целом близко к нулю. Величины наблюдаемых здесь аномалий в редукции Буге колеблются в пределах от -10, -15 до +5 мгл. Лишь на севере профиль пересекает небольшую по величине (до +40 мгл) локальную аномалию силы тяжести. Для исследования были использованы шесть промышленных вэрывов, производившихся близ г. Литл-Рок, от самых слабых, регистрируемых лишь в радиусе 100 км, до сильных, прослеженных по всему профилю. Координаты вэрывов: 34°42,2′ с. ш., 92°18,5′ з. д. и 34°41,9′ с. ш.,



Рис. 7. Схема расположения сейсмических профилей в пределах Северо-Американской платформы (по данным Д. Штейнхарта, Р. Мейера, Д. Стюарта и др.) 1 — примерные границы плат-

1 — примерные границы платформы;

2 — линии профилей

92° 17,4′ з. д. На годографе выделены четыре основные группы волн, интерпретация которых позволяет предложить две модели земной коры, очень незначительно отличающиеся друг от друга.

В пределах земной коры выделяются три слоя. Первый слой, имеющий согласно обеим моделям мощность 2 км, характеризуется скоростью 4,64 км/сек и скорее всего отвечает палеозойским отложениям платформенного чехла. Ниже залегает слой со скоростью 5,18 км/сек, мощность которого по модели I составляет 9.3 км, по модели II — 8 км. Представляется наиболее вероятным, что это -- породы фундамента или «гранитный» слой. Однако последний в таком случае на рассматриваемом участке тонок и отличается предельно низкими, далеко не типичными значениями скоростей (к обсуждению возможных причин этого мы вернемся в дальнейшем). На глубине 10-11 км прослежена вторая сейсмическая граница раздела, ниже которой залегает мощный (31-33 км) слой со скоростью 6,83 км/сек по модели I или 6,64 км/сек по модели II. В обоих случаях этот слой может быть интерпретирован как «базальтовый»; таким образом, на данном участке земная кора почти на ³/4 состоит из «базальта». Поверхность Мохоровичича прослежена на глубине 41-43 км, причем залегающие под ней породы имеют граничную скорость 8.16 *км/сек*.

Необходимо подчеркнуть, что положение сейсмических границ определено с точностью до ±1 км для раздела Конрада и до ±2 км для поверхностей фундамента и Мохоровичича.

Проведенное Д. Штейнхартом и Р. Мейером сопоставление полученных данных с материалами о структуре коры рассматриваемого района по записям землетрясений показывает хорошее совпадение установленных глубин залегания поверхности Мохоровичича (по записям землетрясений она равна 39 км), но существенные расхождения значений скоростей внутри земной коры. По данным записи землетрясений, последняя разделяется на три слоя со скоростями 6,03; 6,33 и 7,19 км/сек соответственно. Указанные несоответствия в величинах скоростей продольных го волн являются результатом различий в методике наблюдений; в таком случае предпочтение следует, по-видимому, отдать данным, полученным по взрывам.

Незначительные вариации аномального гравитационного поля в редукции Буге вдоль профиля могут быть объяснены колебаниями рельефа одной из глубинных границ раздела, не выходящими за пределы точности измерений.

Строение коры штата Монтана и северной части штата Вайоминг исследовалось в 1959 г. на пяти профилях (см. рис. 7, профили 2—6). Три из них расположены в субширотном направлении и пересекают основные структурные элементы области, два остальных ориентированы в северо-западном и северо-восточном направлениях. На последних профилях получена система встречных годографов, на субширотных — одиночные годографы. Наблюдения производились Институтом Карнеги и университетами Висконсина и Принстона.

Профили 2—6 пересекают восточные отроги Скалистых гор, в пределах которых абсолютные превышения рельефа достигают 3000 *м* и более. Средняя высота рельефа около 2000 *м*. В тектоническом отношении район исследований представляет собой западный край Северо-Американской платформы, подвергшийся раздроблению в конце мела — начала палеогена (Кинг, 1967, 1969). Сейсмические профили проходят через выходы докембрийского фундамента на поверхность и через участки относительно глубокого (до 2000 *м*) его погружения под толщу палеозойских отложений. В осредненных моделях строения коры сложный рельеф поверхности фундамента не находит своего отражения.

В восточной части Монтаны интерпретация системы встречных годографов на профиле 2, протягивающемся от резервации Форт-Пек на севере до пос. Акме на юге, приводит к трем возможным моделям земной коры (рис. 8). Д. Штейнхарт и Р. Мейер полагают, что наиболее вероятна модель І, согласно которой мощность коры на рассматриваемом участке увеличивается в северном направлении, в то время как обе другие модели дают прямо противоположную картину. Сравнение моделей показывает. что для трех верхних границ раздела любой способ интерпретации приводит к весьма близким результатам. По-видимому, строение верхней части земной коры определено достаточно надежно. Геологическая интерпретация верхних сейсмических границ раздела также не представляет больших трудностей. Два маломощных приповерхностных слоя со скоростями 2,6-2,94 и 3,7-3,96 км/сек представляют собой, очевидно, кайнозойские и мезозойско-палеозойские отложения соответственно. Эти отложения, относящиеся к платформенному чехлу, относительно слабо уплотнены и метаморфизованы и залегают на докембрийских породах фундамента, имеющих типично «гранитные» скорости — 6,076 или 6,23 км/сек. Мощность «гранитного» слоя по всем трем моделям изменяется от 17 до 23 км, увеличиваясь к югу.

Для более глубоких горизонтов земной коры предлагаемые варианты интерпретации значительно отличаются друг от друга. Несомненно при этом лишь одно: «базальтовый» слой коры не является однородной средой, а разделяется на два или три слоя с существенно различными сейсмическими характеристиками. Самую нижнюю часть земной коры слагают, видимо, очень плотные образования, в которых скорости продольных волн превышают предельные значения для пород типа габбро (7,58—7,61 км/сек) и приближаются к величинам скоростей в подкоровом слое. Иногда такие образования называют «коро-мантийной смесью», например, под срединно-океаническими хребтами, где поверхность Мохоровичича (в типичном ее выражении) обычно не удается обнаружить. Однако в данном случае поверхность Мохоровичича прослеживается достаточно уверенно, причем скорости под ней типичны для верхней мантии (8,07—8,08 км/сек). Таким образом, не остается сомнений в том, что указанный высокоскоростной слой принадлежит земной коре. Общая мощность коры в данном районе сравнительно велика и в целом отвечает характеру аномального гравитационного поля. Последнее отличается довольно высокими отрицательными аномалиями (от —80 до —120 мгл), абсолютная величина которых возрастает на юге профиля. Этот факт лучше согласуется с моделями II и III; если же принять как наиболее вероятную модель I, то сейсмические данные



Рис. 8. Возможные модели земной коры восточной части штата Монтана (Steinhart, Meyer, 1961)

Цифрими на моделях указаны скорости продольных сейсмических воли (в жм/сек)





Цифрами на моделях указаны скорости продольных сейсмических волн (в км/сек)

приходят в противоречие с характером гравитационного поля. Правда, совсем не исключено, что аномалии силы тяжести локальны и обязаны своим происхождением плотностным неоднородностям верхних частей земной коры или сложному характеру рельефа поверхности кристаллического фундамента.

Субширотный профиль, отходящий от только что рассмотренного профиля под прямым углом, располагается на северо-востоке штата Вайоминг (профиль 3). На этом профиле также выявлено многослойное строение земной коры. Под осадочным слоем мощностью 3,06 км (средняя скорость 3,6 км/сек) залегают породы фундамента с граничной скоростью 6,14 км/сек. Их мощность, как и на предыдущем профиле, невелика и составляет в среднем 13,6 км. В «базальтовом» слое выделяются два комплекса: верхний со скоростью 6,87 км/сек и мощностью 11,02 км и нижний со скоростью 7,25 км/сек, со значительно большей мощностью — до 18.32 км. Скорость подкоровых пород сравнительно низкая — 7,97 км/сек, а глубина залегания поверхности Мохоровичича достигает 46,02 км. Следует заметить, что указанные величины мощностей отдельных слоев и соответствующие им значения скоростей продольных воли представляют собой средние значения вдоль всего профиля и, возможно, именно поэтому недостаточно точно согласуются с данными предыдущего профиля.

В Западной Монтане встречные системы годографов получены на профиле 4, проходящим уже в Скалистых горах (см. рис. 7). Результаты интерпретации вновь удовлетворяют двум моделям (рис. 9), причем в данном случае обе модели согласуются лишь по положению самой верхней границы раздела и по общему характеру поведения поверхности Мохоровичича, погружению ее в юго-восточном направлении. Остальные



особенности глубинного строения земной коры существенно различны. Авторы рассматриваемой сводки отдают предпочтение модели I, хотя в этом случае неизбежно следует вывод о том, что мощность и внутреннее строение земной коры в восточной (платформенной) и западной частях штата Монтана далеко не одинаковы.

Результаты, полученные в Западной Монтане Институтом Карнеги по небольшому числу точек наблюдений и с использованием только системы одиночных годографов, приведены в табл. 1 (по Л. Олдриджу

Таблица 1

Пункт наблюдений	«Гранитный» слой		«Базальтовый» слой			
	скорость, км/сек	мощность, км	скорость, км/сек	мощность, жм	Скорость в мантии, км/сек	Общая мощность коры, жм
Клиф-Лейк Сейлор-	5,73	14,2	6,70	36,1	8,15	50,3
Лейк Акме-Раунд	6,0 5,98	19,7 14,8	6,90 6,76	25,6 27,1	8,40 8,0	46,3 41,9

Строение земной коры штата Монтана

и М. Тьюву). Они значительно отличаются от приведенных данных Д. Штейнхарта и др., очевидно вследствие своей низкой точности.

Гравитационное поле Западной Монтаны отличается высокими отрицательными аномалиями силы тяжести в редукции Буге (рис. 10), абсолютная величина которых возрастает с севера на юг от -150 до -220 мгл. Основной гравитационный минимум расположен в юго-западной части штата; таким образом, увеличение мощности земной коры с приближением к этой области в целом хорошо согласуется с характером пеля силы тяжести. В то же время при сопоставлении гравиметрических и сейсмических данных на западе и востоке Монтаны нельзя не обратить внимание на явные противоречия между ними. Более мощной коре восточной части штата соответствуют более низкие значения отрицательных аномалий Буге. Это обстоятельство особенно отчетливо проявляется, если принять в качестве наиболее вероятной модель I для профиля 4; оно не может быть объяснено внутренним строением земной коры. Единственное возможное объяснение, по-вилимому, заключается в признании неоднородной плотности коры и мантии в горизонтальном направлении. Сейсмические данные как будто дают для этого некоторое основание. Если на западе Монтаны скорости ниже подошвы земной коры оцениваются величиной менее 8,0 *км/сек*, то в восточной ее части по всем данным они превышают эту величину.

Севернее Монтаны, на плато Альберта в Канаде (см. рис. 7, профиль 7) получен следующий разрез коры. Под осадочным слоем мощностью 2 км (со скоростью продольных волн 3,6 км/сек) залегает кристаллический фундамент, в пределах которого в 1 км ниже его кровли прослежена промежуточная граница раздела. Верхний километр фундамента характеризуется граничной скоростью 6,1 км/сек, а ниже до глубины 29 км от поверхности Земли скорость несколько больше—6,2 км/сек. Таким образом, «гранитный» слой на данном участке достигает по мощности 27 км, что лучше всего согласуется с моделью I (см. рис. 8) для западной части Монтаны. Поверхность раздела в верхней части «гранитного» слоя должна быть интерпретирована либо как нижняя граница древней коры выветривания, либо как граница, разделяющая древние толщи разного возраста. «Гранитный» слой подстилается «базальтовым» с высокими граничными скоростями (7,2 км/сек), мощность которого в среднем по профилю составляет 14 км. Граничная скоростьпод поверхностью Мохоровичича имеет значение 8,2 км/сек.

Этот профиль пересекает западную окраину платформы и значительной частью располагается в пределах Предкордильерского краевого прогиба мезозойской складчатой системы Кордильер Северной Америки (Ф. Кинг, 1969). Кристаллическая часть коры здесь несколько тоньше, чем под рассмотренными выше западными участками платформы (41 км против 45-50 км). Если вспомнить, что на профиле 4 граница Мохоровичича испытывала погружение в юго-восточном направлении от Предкордильерского краевого прогиба под платформу, то можно сделать вывод, что по глубинному строению земной коры рассматриваемый краевой прогиб платформы имеет некоторые черты сходства с Предуральским краевым прогибом, а именно в обоих прогибах кристаллическая кора тоньше, чем под прилежащими участками платформ. Этот факт более достоверно устанавливается на западном краю Северо-Американской платформы. Позднейшие зондирования в южной части штата Альберта в Канаде выявили здесь блоковую структуру с грабенами, в которых фундамент опущен на глубину до 10 км. Толщина кристаллической коры (которая на ²/₃ состоит из «гранитного» слоя со скоростью около 6.5 км/сек) составляет 35—37 км (Kanasewich, Clowes, 1968).

На профилях, пройденных в штатах Аризона и Нью-Мексико (см. рис. 7, профиль 8), осадочный слой характеризуется значительно более высокими величинами скоростей (4,8 км/сек) и большой мощностью (4,3 км). Средняя мощность подстилающего «гранитного» слоя достигает 21,7 км при скорости 6,1 км/сек. «Базальтовый» слой имеет мощность 22,1 км и скорость 7,36 км/сек. Скорость в мантии 8,15 км/сек. Эти результаты также неплохо согласуются с результатами исследований в Западной Монтане (см. рис. 8, модель I).

Однако необходимо указать, что приведенные данные по профилю 8 были получены Дж. Вуллардом при повторной интерпретации первичных материалов. Первоначальная обработка полевых данных, произведенная Х. Тейтлом и М. Тьювом (Земная кора, 1957), привела к существенно иной схеме строения земной коры данного района. Вместо общей мощности коры, составляющей около 48 км, указанной Дж. Вуллардом, Х. Тейтл и М. Тьюв получили значения 34 км для северной части профиля и 28 км — для южной. Понятно, что такие большие расхождения не могут быть отнесены лишь за счет неточности определений, а объясняются, как уже было указано, резкими различиями в методике интерпретации. Результаты Дж. Вулларда заслуживают большего доверия не только ввиду их лучшей согласованности с данными по соседним территориям, но и вследствие применения указанным автором более совершенной модели земной коры. К сожалению, сейсмограммы, полученные на профиле 8, позволяют составить лишь среднюю скоростную колонку, но не дают возможности построить сколько-нибудь детальные сейсмические разрезы.

Интересные данные получены в штате Юта. Пройденный там профиль располагается уже за пределами Северо-Американской платформы (см. рис. 7, профиль 9), в области выхода палеозойских структур, переработанных мезозойской (ларамийской) складчатостью. Строение земной коры здесь резко отличается от ранее рассмотренных участков. Прежде всего «базальтовый» слой очень маломощен (около 9 км) и представлен тем же высокоскоростным комплексом пород, что и на западе платформы (7.34 км/сек). Напомним, что на сейсмическом профиле 4 мощность «гранитного» слоя резко возрастает в северо-западном направлении, где профиль выходит за пределы платформы. Мощность «базальтового» слоя еще более резко уменьшается в этом же направлении (см. рис. 9). Можно думать поэтому, что большая мощность «гранитного» слоя и меньшая — «базальтового» в пределах мезозойского складчатого пояса Кордильер по сравнению с прилегающими участками платформы является объективным фактом и связана с особенностями тектонического развития территорий.

Своеобразно и строение осадочного слоя земной коры штата Юта. Здесь осадочные отложения имеют сравнительно большую мощность (5,9 км) и характеризуются высокими скоростями продольных сейсмических волн (5,2 км/сек). Такие скорости обычно наблюдаются в вулканогенно-осадочных толщах геосинклинального типа и в пределах вулканических поясов. Для осадочного чехла платформы значения скорости выше 5,0 км/сек далеко не типичны.

«Гранитный» слой состоит из двух комплексов пород со скоростями 5,8 и 6,26 км/сек. Мощность первого комплекса составляет почти 12 км, второго — более 21 км. Принимая во внимание, что профиль пересекает область развития кайнозойских впадин на мезозойских структурах (см. тектоническую карту Северной Америки в Физико-географическом атласе мира, 1967), можно подумать, что верхняя часть «гранитного» слоя является уплотненной и метаморфизованной мезозойской толщей, а осадочный слой представлен кайнозойскими вулканогенно-осадочными образованиями. Сейсмические данные позволяют предполагать также. что мезозойская геосинклинальная система Кордильер в данном месте была заложена на более древних структурах — на краю Северо-Американской докембрийской платформы. В этом случае нижний комплекс «гранитного» слоя может быть интерпретирован как глубоко погребенный докембрийский фундамент. Наблюдаемые скорости продольных волн (6,26 км/сек) вполне соответствуют такому предположению. Общая средняя колонка земной коры штата Юта представлена на рис. 11.

Судя по имеющимся результатам зондирования, можно предположить, что на западном краю Северо-Американской платформы основную массу земной коры составляет «гранитный» слой, мощность которого сокращается в восточном и северо-восточном направлениях. Одновременно в этих же направлениях наблюдается расслоение «базальтового» слоя, т. е. появление в верхней его части комплекса пород с относительно низкими скоростями продольных волн. Эти изменения во внутренней структуре кристаллической коры сопровождаются увеличением мощности последней и соответственно погружением поверхности Мохоровичича с запада на восток. Породы «гранитного» слоя, или складчатый фундамент платформы, повсеместно на западной ее окраине характеризуются средней скоростью около 6,0—6,1 км/сек.

Если принять далее широко распространенное мнение о том, что

региональные аномали силы тяжести в редукции Буге в общих чертах отражают поведение поверхности Мохоровичича, то необходимо заключить, что в данном конкретном случае характер гравитационного поля противоречит сейсмическим свепениям о мошности коры. Региональный аномальный фон, как мы увидим далее, по абсолютной величине отрицательных аномалий Буге уменьтается с запада на восток, т. е. наблюдаемая зависимость аномалий силы тяжести от мошности земной коры прямо противоположна той, какую следовало бы ожидать из общетеоретических представлений. Указанное противоречие между данными сейсмических и гравиметрических исследований не может быть объяснено и особенностями внутреннего строения коры, поскольку наблюдаемый подъем границы Конрада к востоку количественно полностью компенсируется прогибом поверхности Мохоровичича и появлением низкоскоростного слоя в пределах «базальтового» слоя.

В восточной половине Северо-Американской платформы к 1961 г. было пройдено несколько профилей (см. рис. 7, профили 10—22), большинство которых располагалось в районе Великих озер.

В центральной части штата Миннесота (к западу от оз. Верхнего) строение земной коры исследовалось на четырех профилях, расходящихся по радиусам от единого пункта (см. рис. 7, профиль 10). Интерпретация результатов производилась по системам одиночных годографов, и полученные материалы дают лишь самое общее представление о глубинной структуре области. Соглас-

но этим данным, в Центральной Миннесоте под слоем довольно плотных образований (скорость 5,6 км/сек) мощностью 1 км залегает градиентная среда, граничная скорость в верхней части которой составляет 6,0 км/сек, а в нижней, на глубине около 42—43 км,— 7,0 км/сек. Скорость в мантии равна 8,1 км/сек. Никаких внутренних границ раздела в кристаллической части коры не обнаружено, что, вероятно, объясняется недостаточной точностью исследований.

В 1958—1959 гг. были пройдены два профиля в штатах Висконсин и Мичиган (см. рис. 7, профили 11 и 12). Один из них протягивался вдоль северного побережья Мыса Харбор, причем пункт взрыва находился близ оконечности мыса. На этом профиле вблизи пункта взрыва удалось выделить две основные группы волн со скоростями 4,6 и 6,4 км/сек. Граница раздела между этими слоями залегает на глубине около 1.8 км. Профиль проходит по узкой линейной зоне докембрийских вулканогенных пород, зажатой внутри песчаников того же возраста. Если допустить, что верхний сейсмический слой (скорость 4,6 км/сек) соответствует докембрийской вулканической толще, то мощность его, как отмечают Д. Штейнхарт и Р. Мейер (Steinhart, Meyer, 1961), оказывается несколько меньшей, чем мошность, определяемая по геологическим данным. Указанные авторы полагают, что такое расхождение объясняется уплотнением нижней части вулканогенных пород под влиянием температуры и давления. Таким образом, сейсмическая граница раздела здесь не отражает различий в составе отложений, а имет иную природу и разделяет образования с разной степенью метаморфизма.



Рис. 11. Средняя скоростная колонка земной коры штата Юта (Steinhart, Meyer, 1961)

Скорости продольных волн ниже этой границы раздела достигают верхнего предела значений, характерных для «гранитного» слоя. Однаконет никаких оснований относить нижележащие породы к «базальтовому» слою, тем более что и в пределах других щитов (Балтийского, Украинского), как мы видели, «гранитный» слой зачастую характеризуется столь же высокими значениями скоростей.

Интерпретация волновой картины, полученной на всем профиле, позволяет предложить две модели строения земной коры на данном участке. Согласно модели I, кора состоит из тонкого $(1,8\pm0,4 \ \text{км})$ вулканогенноосадочного слоя со скоростью 4,76 $\ \text{км/сек}$ и кристаллической части (мощностью 33,1 $\ \text{км}$) со средней скоростью 6,42 $\ \text{км/сек}$. Согласно модели II, кристаллическая кора разделяется на два слоя — верхний (мощностью 13,8 $\ \text{км}$) со скоростью 6,44 $\ \text{км/сек}$ и нижний (мощностью 21,5 $\ \text{км}$) со скоростью 6,67 $\ \text{км/сек}$. Поверхвость Мохоровичича в обеих моделях располагается на глубине 35—37 $\ \text{км}$ (34,9±0,5 и 37,2±0,7 $\ \text{км}$). Скоростьпод этой границей составляет 8,08 $\ \text{км/сек}$.

Профиль 12 пересекает только что рассмотренный почти под прямым углом, протягиваясь от островов Апосл до г. Лорвилля.

На северном конце профиля на расстоянии до 8 км от пункта взрыва зарегистрированы волны со скоростью 3,5 км/сек, видимо соответствующие верхнему слою докембрийских песчаников. По сейсмическим данным, мощность слоя составляет примерно 1500 м, что почти на 170 м ниже геологической оценки. Такое расхождение можно, очевидно, объяснить негоризонтальным залеганием подошвы песчаников. Геологические данные в таком случае относятся к участкам, где эта граница раздела залегает наиболее глубоко, тогда как на сейсмическом профиле фиксируется ее среднее положение.

Породы, подстилающие песчаники, характеризуются скоростью 5,1 км/сек. Эти породы отнесены Д. Штейнхартом и Р. Мейером к кристаллическим, хотя и с некоторой оговоркой. Последняя заключается в том, что такие скорости могут, вообще говоря, быть свойственны самым различным породам, а имеющиеся данные не позволяют прийти к более конкретным выводам.

На южном конце профиля, начиная с 15-го километра от пункта взрыва и далее, наблюдалась группа волн со скоростью, возрастающей с расстоянием и имеющей среднее значение 5,63 км/сек. Вероятно, верхняя часть земной коры представляет здесь градиентную среду. По абсолютной величине средней скорости можно допустить, что на поверхпость выходят породы «гранитного» слоя, видимо сильновыветрелые в своих верхних горизонтах, что вполне соответствует геологическим данным.

Интерпретация системы встречных годографов вдоль всего профиля дает возможность заключить, что близ поверхности залегает слой со 6,25—6,3 *км/сек*, подстилаемый средней скоростью породами манти**и** (скорость 7,93-8,14 км/сек). Таким образом, полученные материалы соответствуют как будто однослойной модели земной коры. Однако тщательный анализ сейсмических материалов и произведенные расчеты позволяют предложить другую, двухслойную модель коры данного участка, согласно которой верхний («гранитный») слой кристаллической коры имеет мощность примерно 12 км, а нижний («базальтовый») — около 25 км. В обеих моделях (рис. 12) все сейсмические границы раздела представляются в виде плоскостей, погружающихся с юга на север. Мощность коры на юге составляет 35±0,9 км по модели I или 37±1 км по модели II, а на севере соответственно 40±1 или 42.3±0.7 км. Авторы рассматриваемой сводки считают более достоверной модель II.

Следует обратить внимание на то, что в данном случае, как и на ряде рассмотренных выше профилей, интерпретаторы предлагают два возможных решения, в которых расхождения в оценке глубины залегания по-



Рис. 12. Возможные модели земной коры юго-западной части района Великих озер (Steinhart, Meyer, 1961)

Цифрами на моделях указаны скорости продольных сейсмических волн (в км/сек)

верхности Мохоровичича больше, чем рассчитанная величина возможной ошибки. Это обстоятельство заставляет поставить под сомнение указанную величину погрешности и полагать, что положение подошвы земной коры в действительности определено значительно менее точно.

Сопоставляя далее данные двух последних профилей, мы убеждаемся в том, что в пределах возможных опибок результаты достаточно хорошо согласуются. Основные различия вновь заключаются в величинах средних скоростей, приписываемых каждому слою коры.

Характер гравитационного поля области в целом не противоречит полученным сейсмическим материалам. Исключение составляет северная часть профиля 12, где, согласно сейсмическим данным, мощность всех слоев и коры в целом минимальна, а в поле силы тяжести наблюдается локальная отрицательная аномалия, достигающая по абсолютной величине 80 мгл. Далее к югу аномалии Буге резко уменьшаются почти до нулевых значений и затем постепенно возрастают. На южном конце профиля аномалии вновь достигают примерно 80 мгл. Таким образом, при минимальной мощности коры на севере и максимальной на юге величины аномалий одинаковы. Причины такого несоответствия, по-видимому. могут Заключаться, с одной стороны, в неточности сейсмического метода. Глубинные границы раздела в действительности, очевидно, не являются идеально плоскими, как это представляется на моделях, а обладают достаточно сложным рельефом. С другой стороны, не исключено, что в юго-восточном направлении несколько изменяется в сторону уменьшения плотность пород, слагающих тот или иной слой (или все слои) коры и верхней мантии.

На основании рассмотренных выше профилей и ряда контрольных точек построена схема мощности земной коры в штате Висконсин (рис. 13).

Помимо описанных профилей сейсмические исследования в Центральном Висконсине проводились на западном побережье оз. Мичиган (см. рис. 7, профиль 13) и южнее на субмеридиональном профиле в долине р. Миссисипи (см. рис. 7, профиль 14). На первом из них в пределах земной коры обнаружено три слоя: осадочный, имеющий мощность 1,44 км (скорость 4,58 км/сек), и два более глубоких, близких



Рис. 13. Схема мощностей земной коры штата Висконсин (Steinhart, Meyer, 1961)

1 — изолинии мощности земной коры (в жм);

2 — пункты наблюдений

по скоростям к «гранитному» (5,74 и 6,22 км/сек). Мощности последних слоев соответственно равны 6,05 и 30 км, а общая мощность коры составляет 37,5 км. Полученные на этом профиле данные допускают и иную интерпретацию. Кристаллическая часть коры может представлять собой простую однородную среду, причем в случае такой модели общая мощность коры должна равняться 36,4 км (Slichter, 1951).

На втором профиле под маломощным осадочным слоем (мощность 0,63 км, скорость 4,5 км/сек) залегает градиентная среда мощностью почти 43 км; граничная скорость этой среды близ кровли достигает 5,94 км/сек, а у подошвы — 7,09 км/сек. Внутри последней толщи сейсмических границ раздела не обнаружено. Скорость в мантии предположительно равна 8,17 км/сек. Такую модель Д. Штейнхарт и Р. Мейер считают более вероятной, чем предположение об однородном строении кристаллической коры. Однако Л. Слихтер (Slichter, 1951) склоняется именно к последнему мнению и получает для общей мощности коры величину, равную 37,1 км.

Как видно, имеющиеся сведения о глубинной структуре земной коры по району, примыкающему к Великим озерам с запада, крайне противоречивы, что может быть связано с различиями в применяющейся методике полевых исследований и интерпретации полученных данных. Однако возможно и иное объяснение указанных разногласий. Дело в том, что более поздние исследования, приведенные в районе оз. Верхнего (Smith a. o., 1966), показали резкие изменения мощности и внутренней структуры коры на очень небольшом расстоянии. В частности, глубина залегания поверхности Мохоровичича, согласно этим данным, изменяется от 20 км на западе до 55 км и более в восточной половине озера. Эти данные наводят на мысль о блоковом строении коры данного района и резком различии ее отдельных блоков.

Такое предположение тем более вероятно, что аналогичные данные получены и в более северных районах Северо-Американской платформы. Так, в Гудзоновом заливе сейсмическими методами была обнаружена резкая изменчивость мощности земной коры (26—42 км) вследствие сложного рельефа поверхности Мохоровичича. Можно предположить, что применявшаяся методика интерпретации не дала возможности выделить отдельные блоки, но различные модели коры получены как раз для разных блоков.

К северо-востоку от Великих озер в пределах Лаврентийской возвышенности (штат Онтарио, Канада), согласно приводимым Д. Штейнхартом и Р. Мейером данным, основную массу земной коры составляет «гранитный» слой (см. рис. 7, профиль 15), мощность которого превышает 28 км (скорость 6,23 км/сек). Осадочный слой отсутствует, а мощность «базальтового» слоя не превышает 12 км. Поверхность Мохоровичича прослеживается на глубине 40,2 км, причем скорость залегающей под ней среды составляет 8,17 км/сек. На этом участке обнаружены породы нижнего докембрия, составом и строением которых, повидимому, и объясняются высокие скорости в кристаллическом фундаменте.

Однако предлагались и совершенно иные модели. Так, Д. Ходжсон (Hodgson, 1953) считает кору однородной и оценивает ее мощность величиной 36,4 км. Можно также предположить, что кора представляет собой градиентную среду с постоянной величиной градиента скорости и общей мощностью 44,3 км.

В районе к востоку и югу от оз. Онтарио (см. рис. 7, профили 16 и 17). примыкающем к системе Аппалачских гор, мошность земной коры оценивается значительно меньшей величиной. На первом из указанных профилей поверхность Мохоровичича обнаружена на глубине 36 км, на втором — на глубине всего 32,7 км. Оба профиля располагаются на самом краю Северо-Американской платформы. Внутренняя структура коры в этом районе определяется на профилях 16 и 17 поразному. При интерпретации данных профиля 16 установлено, что непосредственно у поверхности земли залегают породы с граничной скоростью 6,3 км/сек. Глубже скорость возрастает с постоянным градиентом, равным 2.5×10⁻⁴ км/сек на 1 км и постигает близ поверхности Мохоровичича значения 7.2 км/сек. При интерпретации профиля 17 модель градиентной среды оказалась малоподходящей и плохо согласующейся с наблюдаемой волновой картиной. Здесь под слоем плотных пород с граничной скоростью 5.6 км/сек, имеющим мошность 1.4 км. залегает однородная толща (до 31,3 км) со скоростью 6,01 км/сек. Под поверхностью Мохоровичича скорости, по данным обоих профилей, опениваются величинами 8,07 и 8,21 км/сек. Верхний слой земной коры на профиле 17 отвечает палеозойским отложениям платформенного чехла. Мошность их. определенная сейсмическими и геологическими методами, хорошо совпалает.

Интересно отметить, что за пределами Северо-Американской платформы на восточном побережье континента (штат Мэриленд) сейсмические данные (см. рис. 7, профиль 18) лучше всего отвечают модели градиентной среды, скорость в которой возрастает от 6,15 до 7,0 км/сек; эта среда перекрыта маломощным (0,7 км) слоем пород со скоростью 5,6 км/сек. Последний отождествляется с мезозойско-кайнозойским платформенным чехлом области палеозойской складчатости. Высокие скорости продольных волн, видимо, связаны с особенностями состава осадочного слоя.

Таким образом, согласно всем описанным выше данным, земная кора восточного края Северо-Американской платформы и ее обрамления характеризуется крайне простым строением. Ее кристаллическая часть либо однородна и состоит всего из одного слоя, либо, по большинству сведений, представляег собой среду, в которой с глубиной скорость возрастает с постоянным градиентом. Такие результаты вызывают некоторое недоумение, поскольку они противоречат всем другим материалам сейсмических исследований как на Северо-Американской, так и на Европейской платформе. Однако последнее нельзя считать достаточно серьезным аргументом, на основании которого можно было бы поставить под сомнение точность интерпретации всех восточных сейсмических профилей. Не исключено, что простота строения земной коры является реальной особенностью рассматриваемого района. К югу от района Великих озер, на плато Камберленд (восточная часть штата Теннесси, примыкающая к Аппалачам) строение коры уже значительно сложнее (см. рис. 7, профиль 19). Здесь в пределах ее кристаллической части выделяются три слоя. Скорость верхнего слоя, мощностью 5,3 км, типична для сейсмического «гранита» — 6,01 км/сек. Ниже залегает толща (8,43 км) пород, которая по значению скоростей продольных волн — 6,33 км/сек с равным основанием может быть отнесена как к «гранитному» слою, так и к «базальтовому». Наконец, скорости третьего, самого нижнего слоя земной коры, имеющего максимальную мощность (31,58 км), типичны для «базальта» — 6,73 км/сек. Общая мощность коры составляет здесь уже 45,3 км, а скорость под поверхностью Мохоровичича — 8,06 км/сек. Следовательно, даже если оба верхних слоя считать «гранитными», то и тогда земная кора данного района почти на ³/4 состоит из «базальтового» слоя.

Последней областью, исследованной к 1961 г. сейсмическими методами, является мелководный залив Святого Лаврентия на восточном побережье Канады, входящем в зону палеозойской складчатости, обрамляющей Северо-Американскую платформу (см. рис. 7, профиль 20). Здесь пройдено два пересекающихся профиля в центральной части залива на глубинах около 40 м. Все наблюдения производились с кораблей. Полученные результаты показывают, что средняя мощность коры в данном районе составляет 32,5 км. По-видимому, консолидированная кора имеет здесь двухслойное строение.

В дальнейшем были проведены исследования на шельфе и материковом склоне к северо-востоку от о-ва Ньюфаундленд. Они также показали двухслойное строение кристаллической части коры с резким уменьшением ее толщины (от 27 км на шельфе до 12 км у подножия материкового склона). При этом мощность осадочного слоя, напротив, несколько увеличивается (до 3,5 км) в сторону океана (Fenwick a. o., 1968).

После выхода в свет сводки Д. Штейнхарта и Р. Мейера в течение 1962—1965 гг. сейсмические исследования строения земной коры Северо-Американского континента продолжались главным образом в области складчатого обрамления платформы на западе материка. Здесь в штатах Невада и Калифорния был пройден целый ряд пересекающихся сейсмических профилей, что позволило достаточно детально исследовать глубинное строение области. В частности, была обнаружена линейная зона с относительно тонкой корой, вытянутая параллельно Тихоокеанскому побережью между плато Колорадо и хр. Сьерра-Невада (рис. 14, 6). Значительно детализированы и уточнены данные о строении коры районов Каскадных гор, хребтов Береговых и Сьерра-Невада и т. д. Однако на территории Северо-Американской платформы новых псследований проведено очень мало.

Результаты сейсмических исследований в Восточном Колорадо (см. рис. 7, профиль 21) описаны В. Джексоном, С. Стюартом и Л. Пакизером (Jackson a. o., 1963). Согласно данным этих авторов, интерпретация сейсмограмм приводит к трем возможным моделям строения земной коры (рис. 15). Наиболее вероятной указанные авторы считают модель І. Отметим, что различия в глубине залегания поверхности Мохоровичича для всех трех моделей невелики и не выходят за пределы возможных ошибок. Одинаково интерпретируются данные для верхней части земной коры вплоть до кровли слоя со скоростью 6,1 км/сек, и лишь в положении поверхности Конрада полученные модели заметно расходятся. На модели I «базальтовый» слой оказывается в полтора раза более мощным, чем на модели III. Модель II дает среднее положение границы Конрада.



Рис. 14. Схема мощности земной коры южной части Северо-Американской платформы

- а по Штейнхарту и Мейеру (Steinhart, Meyer, 1961), 6 по Стюарту и др. (Stuart a. c., 1964) 1 изолинии мощности земной коры (в жм);

 - Я пункты наблюдений



Рис. 15. Возможные модели земной коры восточной части штата Колорадо (Jackson a. o., 1963)

Сопоставляя материалы интерпретации сейсмограмм, полученных на рассматриваемом профиле, с описанными выше результатами исследований в штатах Монтана и Вайоминг, легко убедиться в том, что наилучшее согласование по глубине залегания сейсмических границ раздела дает модель І. В то же время скоростной разрез Восточного Колорадо существенно отличается от скоростных разрезов соседних участков. На всех трех моделях, предлагаемых В. Джексоном, С. Стюартом и Л. Пакизером, выше слоя со скоростью 6.1 км/сек залегает почти 10-километровая толща пород с граничной скоростью 5,8 км/сек. Вопрос 0 природе этой толщи неясен. По мнению указанных авторов, она составляет верхнюю часть кристаллического фундамента платформы и должна быть отнесена к «гранитному» слою. Последний в таком случае будет состоять из двух четко разграниченных слоев. Разделяющая их сейсмическая поверхность, возможно, определяется скачком скорости, обусловленным изменением условий температуры и давления на глубине несколько более 10 км.

Напомним, что севернее рассматриваемого участка, на территории штатов Невада и Вайоминг было обнаружено увеличение мощности «гранитного» слоя к югу. По-видимому, и далее на юг вплоть до южной границы штата Колорадо поверхность Конрада продолжает погружаться. При этом, однако, ее упругие характеристики, как и характеристики кровли «гранитного» слоя, существенно изменяются, уменьшаясь по сравнению с более северным районом, и приобретают типичные для данных разделов значения (6,1 км/сек для кровли «гранитного» слоя и 6,7—6,9 км/сек для раздела Конрада).

Близ г. Карлсбада (штат Нью-Мексико) по записям, полученным при ядерном взрыве С. Стюартом и Л. Пакизером (Stewart, Pakiser, 1962), определено, что «базальтовый» слой в этом районе подразделяется на два. Верхний слой характеризуется скоростью 6,72 км/сек,

52

а нижний — 7,10 км/сек. На поверхности «гранитного» слоя средняя скорость составляет 6,14 км/сек. Общая мощность коры оказалась равной 50 км. Согласно результатам более ранних исследований, мощность коры на границе штатов Аризона и Нью-Мексико, как мы видели, оценивалась цифрой 48 км, а «базальтовый» слой не удалось расчленить. Возможно, последнее было обусловлено применением менее совершенной методики полевых наблюдений, хотя не исключено также, что четкость границы раздела внутри «базальтового» слоя повышается при продвижении от края в глубь платформы.

Результаты послепних исследований глубинного строения земной коры в штате Оклахома опубликованы в 1967 г. Э. Трайгвесоном и Б. Кволлсом (Tryggvason, Qualls, 1967). Работы проводились на профиле длиной около 400 км. По сравнению с результатами, полученными ранее примерно в этом же районе, скоростной разрез коры оказался несколько иным. Основную массу коры (37,2 км от общей мощности 50,9 км) составляют породы с «базальтовыми» скоростями, четко разделяющиеся на два слоя (со скоростями 6,66 и 7,20 км/сек). Таким образом, здесь. как и на многих других участках Северо-Американской платформы, в эсновании коры лежит мощный (до 21,3 км) слой высокоскоростного «базальта». Скорости как в «базальтовом» слое, так и в верхней мантии (8.32 км/сек) выше, чем это считалось на основании более ранних исследований. На линии профиля отмечается постепенное погружение поверхности Мохоровичича в юго-западном направлении с амплитудой около 1.2 км.

Исследования, проведенные на протяженном субмеридиональном профиле. проходящем через штаты Миссисици и Миссури (см. рис. 7. профиль 23), показали, что мощность земной коры здесь увеличивается с юга на север и на территории древней платформы превышает 40 жм. пределах платформы оценивается Средняя мощность В величиной 41 км. Полученные результаты хорошо согласуются с материалами предыдущих исследований на профиле Арканзас — Миссури (профиль 1), однако малая детальность новых работ не позволяет отдать предпочтение той или иной из двух ранез полученных моделей земной коры. Несомненным можно считать лишь преобладание «базальтового» слоя в составе коры данного района. Скорость поверхности Мохоровичича, судя по всем материалам, составляет около 8.2 км/сек.

В 1965 г. проведено сейсмозондирование в районе Гудзонова залива, которому соответствует крупная синеклиза в центральной части Канадского щита. Глубина поверхности Мохоровичича варьирует от 27 до 41 км, а толщина кристаллической коры — от 25 до 40 км (Hobson a. o., 1967; Hunter, Meren, 1967).

В 1962—1963 гг. сейсмическими методами с помощью подводных взрывов была исследована самая северная часть Северо-Американской платформы — Канадский Арктический архипелаг (см. рис. 7, профиль 24) (Sander, Overton, 1965). На севере профиль начинается в пентральной части синеклизы Свердрупа, протягивается к югу, пересекает границу платформы и далее проходит через область развития палеозойских и более молодых отложений платформенного чехла, имеющих в данном районе незначительную мощность (менее 500 м). Общая протяженность профиля превышает 500 км. Профиль состоит из трех частей: южной (а). центральной (б) и северной (в), на каждой из которых получены самостоятельные системы годографов (рис. 16). На южной части профиля, целиком расположенного в пределах древней платформы, годограф четко разделяется на три ветви со скоростями 6.0; 6.6 и 8.2 км/сек, соответствующие поверхности «гранитного» слоя и разделом Конрада и Мохоровичича. Две последние границы залегают соответственно на глубинах 20-25 и 37-40 км. Как и в большинстве случаев, данные, полученные



Рис. 16. Сейсмический разрез земной коры Канадского Арктического архипелага (Sander, Overton, 1965)

по южной части профиля, удовлетворяют двум моделям. Согласно модели I, на северном краю платформы мощность «гранитного» слоя составляет 24 км, «базальтового» — около 13 км. Модель II предполагает. что оба эти слоя имеют примерно равную мощность (20 км). Поверхность Мохоровичича с продвижением в глубь платформы несколько поднимается по модели I и, напротив, погружается по модели II. Однако возможные различия в положении подошвы земной коры не превышают З км. т. е. не выходят за пределы точности метода. Поэтому на них вряд ли следует обращать серьезное внимание, тем более что на рассматриваемом участке эта граница прослеживается педостаточно уведенно. Ее наиболее вероятное положение фиксируется на глубине 38-39 км как на южной, так и на пентральной части профиля. Таким образом. общая мощность земной коры на северном краю платформы в среднем примерно такая же, как и в центральных частях Северо-Американского континента. Большую часть коры платформы на севере слагает, по-видимому, «гранитный» слой, так как на центральной и северной частях профиля, а также на севере южной части профиля граница Конрада уверенно прослеживается на глубине около 25 км. Поэтому для южной части последнего профиля более правдоподобной представляется модель І (рис. 16).

Граница древней платформы в рассматриваемом районе не проявляется в рельефе поверхностей Конрада и Мохоровичича и выражена на сейсмическом профиле только погружением и изменением характера рельефа кровли «гранитного» слоя. В зоне перехода от древней платформы к Иннуитской палеозойской складчатой системе (Л. Кинг, 1967) последняя граница раздела характеризуется относительно наиболее сложно расчлененным рельефом и значительным средним углом наклона. В разрезе осадочного слоя за пределами платформы появляются границы раздела со скоростями 5,2; 4,5; 4,0 и 2,6 км/сек, интерпретируемые соответственно как поверхности пермских, верхнемезозойских и более молодых отложений.

ГРАВИМЕТРИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ В СОПОСТАВЛЕНИИ С СЕИСМОЛОГИЧЕСКИМИ

По характеру гравитационного поля Северо-Американская платформа существенно отличается от Европейской. Если в пределах последней, как мы видели, величины наблюдаемых аномалий Буге не превышают первых десятков миллигал, то на Северо-Американской платформе абсолютная величина отрицательных аномалий Буге достигает 200—300 мгл в ее западной, сильно деформированной части, где высота рельефа достигает 1500—4000 м над уровнем моря (Центральные Скалистые горы, плато Колорадо). Помимо этого, аномальное поле Северо-Американской платформы обладает рядом специфических особенностей, основные из которых мы далее и рассмотрим.

Гравиметрические данные по югу Северо-Американской платформы суммированы на сводной карте гравитационных аномалий США в редукции Буге, опубликованной под редакцией Дж. Вулларда и Г. Джестинга в 1964 г. (Bouger gravity anomaly map..., 1964). На этой карте и на ряде более ранних схем (Steinhart, Meyer, 1961; Гурарий, Соловьева, 1963) четко проявляются основные особенности поля силы тяжести рассматриваемой территории.

Прежде всего бросается в глаза резкое различие аномального поля западной и восточной частей Северо-Американской платформы, проявляющееся как в абсолютной величине аномалий, так и в их форме и в значениях градиентов. Граница между ее западной и восточной частями проходит примерно по линии 105-го меридиана, у подножия Скалистых гор.

Восточная часть платформы характеризуется спокойным слабоотрицательным или близким к нулю аномальным полем. Абсолютные величины не превышают 40 мгл, редко 60 мгл. Форма аномалий, как правило, изометрична, и лишь в отдельных местах наблюдаются более или менее четко выраженные зоны линейных аномалий. Такие слабые (до 60 мгл) линейные аномалии протягиваются вдоль восточного и юго-восточного края платформы; зона относительного максимума (величина аномалий 0-20 мгл) прослеживается от западного побережья оз. Мичиган к югу. Эту часть платформы отличает отсутствие резких гравитационных ступеней и сколько-нибудь протяженных участков с высокими градиентами аномалий силы тяжести. Последние приурочены лишь к восточному краю платформы. Южное ее ограничение в гравитационном поле четко не выражено.

Только в одной зоне спокойный характер поля резко нарушается. От оз. Верхнего в юго-западном направлении протягивается линейная зона положительных аномалий силы тяжести, достигающих по абсолютной величине 60 мгл и более. По краям этой зоны наблюдаются высокие градиенты аномалий силы тяжести, а вдоль нее с обеих сторон отрицательные аномалии имеют предельно высокие для данной части платформы значения (более — 100 мгл).

Западная, деформированная и приподнятая часть платформы, примыкающая к складчатой системе Скалистых гор в США, характеризуется высокими значениями отрицательных аномалий силы тяжести, которые достигают от -50 до -150 мгл. В пределах докембрийского массива плато Колорадо, представляющего собой отторгнутую и высоко приподнятую часть Северо-Американской платформы, аномалии Буге варьируют от -200 до -300 мгл. Большинство аномалий изометрично, линейных минимумов (за исключением общего минимума зоны Скалистых гор) или максимумов выделить не удалось.

Не вдаваясь в более детальный аналпз гравитационного поля Северо-Американской платформы, следует отметить, что вся ее территория, за исключением некоторых небольших участков, характеризуется отрицательными значениями аномалий Буге. Однако абсолютная величина аномалий на западе и востоке резко различна. Если в восточной части платформы среднюю величину аномалий можно считать равной 20-30 мал. то на западе граница платформы, проходящая у подножия Скалистых гор, на большом протяжении совпадает с изолинией — 150 мгл. Таким образом, разница в абсолютной величине аномалий на этих территориях составляет около 120 мгл, а при сравнении с плато Колорапо — более 200 мгл. В то же время данные сейсмических исследований (если в области Скалистых гор относить к мантии слой со скоростями 7,2-7,6 км/сек) показывают, что общая мощность земной коры на всей Северо-Американской платформе примерно одинакова (Hamilton, Pakiser, 1965). Как на востоке, так и на западе платформы поверхность Мохоровичича залегает на глубине около 40 км (37-41 км на востоке и 40-44 км на западе). Столь незначительные различия в мощности коры, не выхолящие в пелом за пределы точности применявшихся методов исследования, не могут, конечно, являться причиной резкой разнородности аномального поля силы тяжести. Более того, самой мощной корой (более 50 км) при такой интерпретации обладает центральная часть платформы, где аномальное поле Буге имеет не максимальные, а некоторые средние значения, не превышающие 100-120 мгл¹.

Таким образом, как это уже отмечалось нами (Гурарий, Соловьева, 1963, стр. 73), хотя между аномалиями силы тяжести в редукции Буге и мощностью земной коры (или глубиной залегания поверхности Мохоровичича) существуют средние корреляционные зависимости (Сажина, Грушинский, 1966) для отдельных различных в орографическом отношении областей, эти зависимости имеют специфический характер, а отклонения связаны в значительной мере с плотностной неоднородностью верхней мантии и самой земной коры. Более детальное рассмотрение данных позволяет утверждать, что и внутренняя структура земной коры. т. е. положение границы Конрада и поверхности складчатого фундамента. также не объясняет характера наблюдаемого гравитационного поля. Не говоря уже о том, что материалы почти каждого сейсмического профиля могут быть интерпретированы неоднозначно (в частности, положение границы Конрада), следует указать, что, даже выбирая наиболее подходящие модели, нельзя объяснить разницу в аномалиях, достигающую 100-200 мгл.

Обращаясь далее к более частным особенностям гравитационного поля, мы приходим к столь же неутешительным выводам. При разборе сейсмических материалов мы неоднократно обращали внимание на противоречия между этими данными и изменениями гравитационного поля отдельных профилей. Тем самым с полной очевидностью выясняется, что и в пределах небольших участков Северо-Американской платформы причины гравитационных различий кроются не в рельефе или глубине залегания основных границ раздела земной коры. Однако если это так, то всякие попытки точно оценивать мощность коры по величине анома-

¹ Заслуживает внимания другая интерпретация сейсмологических данных по району Скалистых гор, плато Колорадо и смежных частей платформы. Слой с граничной скоростью 7,2—7,8 км/сек, залегающий здесь на глубине 30—70 км, рассматривается в этом случае как нижняя часть обычного «базальтового» слоя земной коры, подвергшаяся эклогитизации и уплотнению в условиях высокого давления. Тогда мощность коры в этой области обнаруживает достаточно полное соответствие с гравиметрическими аномалиями, вычисленными в редукции Буге (Деменицкая, 1967; Гурарий, Соловьева, 1963; Closs, Behnke, 1961). Подобная интерпретация принимается Н. А. Беляевским и А. А. Борисовым для возвышенностей Средней Азии, где также отмечается слой коры со скоростями 7,2—7,8 км/сек (Беляевский и др., 1967).— Ред.

лий силы тяжести принципиально неравномерны и заранее обречены на неудачу.

Тем не менее такие построения производятся, что заставляет нас рассмотреть этот вопрос несколько подробнее. На рис. 14 приведены пве схемы мощности земной коры территории США. Первая из них (см. рис. 14, а) построена Д. Штейнхартом и Р. Мейером в 1961 г. по имевшимся в то время сейсмическим и гравиметрическим данным. Экстраполируя данные сейсмических профилей и применяя выведенную ими зависимость величины гравитационных аномалий от мощности коры, эти авторы сочли возможным построить схему мощности коры в изолиниях через каждый километр. Учитывая, что такая точность совершенно неоправданна, мы приводим эту схему в упрощенном виде с шагом изолиний через 10 км. Как это легко видеть, наиболее мощной корой, согласно этой схеме, обладает западная часть платформы, а к востоку мощность коры постепенно уменьшается в соответствии с изолиниями гравитационного поля, и вся восточная часть платформы имеет кору мощностью менее 40 км. Необходимо, однако, обратить внимание на то, что в западной части платформы рассматриваемая схема далеко не так хорошо согласуется с величинами аномалий Буге. Этот факт объясняется, повидимому, очень просто. Дело в том, что западная часть платформы и прилегающие к ней участки складчатых систем к 1961 г. были достаточно детально изучены сейсмическими методами, в связи с чем в этой части схема мощности коры построена главным образом по сейсмическим данным и наблюдаемое несоответствие ее гравитационному полю как нельзя лучше доказывает отсутствие прямой корреляции между этими двумя геофизическими характеристиками территории.

Совершенно иная картина вырисовывается на схеме, составленной Д. Стюартом с группой соавторов (Stuart a. o., 1964). Несмотря на то что по сравнению с 1961 г. эта группа исследователей располагала крайне незначительными дополнительными сейсмическими сведениями, рисовка изолиний мощности земной коры не имеет почти ничего общего с предыдущей схемой. Область самой мощной, более чем 50-километровой коры располагается, как мы видим, значительно восточнее. Большая часть платформы как на западе, так и на востоке имеет кору мощностью 35—45 км, причем на западном краю платформы мощность коры уменьшается местами до 30 км и менее. Следует отметить, что последняя схема построена без учета гравиметрических данных, поэтому она значительно хуже, чем предыдущая, согласуется с характером гравитационного поля по всей площади платформы.

Остается остановиться еще на одном вопросе — о возможных причинах несоответствия сейсмических и гравиметрических данных. Как мы видели, на Европейской платформе для объяснения такого несоответствия оказывается необходимым предполагать неоднородную плотность мантии и «базальтового» слоя земной коры в горизонтальном направлении. К совершенно аналогичным выводам приходят и американские исследователи (Stuart a. o., 1964, и др.) на основании только сейсмических данных. Так, Д. Стюарт и группа его соавторов обнаружили, что к северо-западу от Мексиканского залива в штатах Техас и Оклахома (рис. 17) скорости продольных сейсмических волн под границей Мохоровичича имеют максимальные значения (8,4-8,5 км/сек). На этом основании указанные исследователи полагают, что в данном районе породы верхней части мантии имеют большую плотность, чем на остальной части Северо-Американской платформы. Западная часть платформы, папротив, характеризуется, как и прилегающие складчатые системы, низкими (менее 8,0 км/сек) значениями скоростей продольных волн под границей Мохоровичича. Соответственно предполагается, что на этих участках мантия имеет пониженную плотность.

за исключением некоторых небольших участков, характеризуется отрипательными значениями аномалий Буге. Однако абсолютная величина аномалий на западе и востоке резко различна. Если в восточной части платформы среднюю величину аномалий можно считать равной 20-30 мгл. то на западе граница платформы, проходящая у подножия Скалистых гор. на большом протяжении совпадает с изолинией — 150 мгл. Таким образом, разнипа в абсолютной величине аномалий на этих территориях составляет около 120 мгл. а при сравнении с плато Колорадо — более 200 мгл. В то же время данные сейсмических исследований (если в области Скалистых гор относить к мантин слой со скоростями 7,2-7,6 км/сек) показывают, что общая мощность земной коры на всей Северо-Американской платформе прпмерно одинакова (Hamilton, Pakiser, 1965). Как на востоке, так и на запале платформы поверхность Мохоровичича залегает на глубине около 40 км (37-41 км на востоке и 40-44 км на западе). Столь незначительные различия в мошности коры, не выходящие в Пелом за пределы точности применявшихся методов исследования, не могут, конечно, являться причиной резкой разнородности аномального поля силы тяжести. Более того, самой мощной корой (более 50 км) при такой интерпретации обладает центральная часть платформы, где аномальное поле Буге имеет не максимальные, а некоторые средние значения, не превышающие 100-120 мгл¹.

Таким образом, как это уже отмечалось нами (Гурарий, Соловьева, 1963, стр. 73), хотя между аномалиями силы тяжести в редукции Буге и мощностью земной коры (или глубиной залегания поверхности Мохоровичича) существуют средние корреляционные зависимости (Сажина, Грушинский, 1966) для отдельных различных в орографическом отношении областей, эти зависимости имеют специфический характер, а отклонения связаны в значительной мере с плотностной неоднородностью верхней мантии и самой земной коры. Более детальное рассмотрение данных позволяет утверждать, что и внутренняя структура земной коры, т. е. положение границы Конрада и поверхности складчатого фундамента, также не объясняет характера наблюдаемого гравитационного поля. Не говоря уже о том, что материалы почти каждого сейсмического профиля могут быть интерпретированы неоднозначно (в частности, положение границы Конрада), следует указать, что, даже выбирая наиболее подходящие модели, недьзя объяснить разницу в аномалиях, достигающую 100-200 мгл.

Обращаясь далее к более частным особенностям гравитационного поля, мы приходим к столь же неутешительным выводам. При разборе сейсмических материалов мы неоднократно обращали внимание на противоречия между этими данными и изменениями гравитационного поля отдельных профилей. Тем самым с полной очевидностью выясняется, что и в пределах небольших участков Северо-Американской платформы причины гравитационных различий кроются не в рельефе или глубине залегания основных границ раздела земной коры. Однако если это так, то всякие попытки точно оценивать мощность коры по величине анома-

¹ Заслуживает внимания другая интерпретация сейсмологических данных по району Скалистых гор. плато Колорадо и смежных частей платформы. Слой с граничной скоростью 7,2—7,8 км/сек, залегающий здесь на глубине 30—70 км, рассматривается в этом случае как нижняя часть обычного «базальтового» слоя земной коры. подвергшаяся эклогитизации и уплотнению в условиях высокого давления. Тогда мощность коры в этой области обнаруживает достаточно полное соответствие с гравиметрическими аномалиями, вычисленными в редукции Буге (Деменицкая, 1967; Гурарий, Соловьева, 1963; Closs, Behnke, 1961). Подобная интерпретация принимается Н. А. Беляевским и А. А. Борисовым для возвышенностей Средней Азии, где также отмечается слой коры со скоростями 7,2—7,8 км/сек (Беляевский и др., 1967).— Ред.

лий силы тяжести принципиально неравномерны и заранее обречены на неудачу.

Тем не менее такие построения производятся, что заставляет нас рассмотреть этот вопрос несколько подробнее. На рис. 14 приведены две схемы мощности земной коры территории США. Первая из них (см. рис. 14, а) построена Д. Штейнхартом и Р. Мейером в 1961 г. по имевшимся в то время сейсмическим и гравиметрическим данным. Экстраполируя Данные сейсмических профилей и применяя выведенную ими зависимость величины гравитационных аномалий от мошности коры, эти авторы сочли возможным построить схему мощности коры в изолиниях через каждый километр. Учитывая, что такая точность совершенно неоправданна, мы приводим эту схему в упрощенном виде с шагом изолиний через 10 км. Как это легко видеть, наиболее мощной корой, согласно этой схеме, обладает западная часть платформы, а к востоку мошность коры постепенно уменьшается в соответствии с изолиниями гравитационного поля, и вся восточная часть платформы имеет кору мощностью менее 40 км. Необходимо, однако, обратить внимание на то, что в запалной части платформы рассматриваемая схема далеко не так хорошо согласуется с величинами аномалий Буге. Этот факт объясняется, повидимому, очень просто. Дело в том, что западная часть платформы и прилегающие к ней участки складчатых систем к 1961 г. были достаточно детально изучены сейсмическими методами, в связи с чем в этой части схема мошности коры построена главным образом по сейсмическим данным и наблюдаемое несоответствие ее гравитационному полю как нельзя лучше доказывает отсутствие прямой корреляции между этими двумя геофизическими характеристиками территории.

Совершенно иная картина вырисовывается на схеме, составленной Д. Стюартом с группой соавторов (Stuart a. o., 1964). Несмотря на то что по сравнению с 1961 г. эта группа исследователей располагала крайне незначительными дополнительными сейсмическими сведениями, рисовка изолиний мощности земной коры не имеет почти ничего общего с предыдущей схемой. Область самой мощной, более чем 50-километровой коры располагается, как мы видим, значительно восточнее. Большая часть платформы как на западе, так и на востоке имеет кору мощностью 35—45 км, причем на западном краю платформы мощность коры уменьшается местами до 30 км и менее. Следует отметить, что последняя схема построена без учета гравиметрических данных, поэтому она значительно хуже, чем предыдущая, согласуется с характером гравитационного поля по всей площади платформы.

Остается остановиться еще на одном вопросе — о возможных причинах несоответствия сейсмических и гравиметрических данных. Как мы видели, на Европейской платформе для объяснения такого несоответствия оказывается необходимым предполагать неоднородную плотность мантии и «базальтового» слоя земной коры в горизонтальном направлении. К совершенно аналогичным выводам приходят и американские исследователи (Stuart a. o., 1964, и др.) на основании только сейсмических данных. Так, Д. Стюарт и группа его соавторов обнаружили, что к северо-западу от Мексиканского залива в штатах Техас и Оклахома (рис. 17) скорости продольных сейсмических волн под границей Мохоровичича имеют максимальные значения (8,4-8,5 км/сек). На этом основании указанные исследователи полагают, что в данном районе породы верхней части мантии имеют большую плотность, чем на остальной части Северо-Американской платформы. Западная часть платформы, папротив, характеризуется, как и прилегающие складчатые системы, низкими (менее 8,0 км/сек) значениями скоростей продольных волн под границей Мохоровичича. Соответственно предполагается, что на этих участках мантия имеет пониженную плотность.



Рис. 17. Скорости продольных сейсмических волн, наблюдаемые на поверхности Мохоровичича (Stuart a. o., 1964)

1 — сейсмические профили;

2 — величины определенных скоростей продольных сейсмических волн (в км/сек); 8 — область максимальных скоростей продольных сейсмических волн;

4 — области минимальных скоростей продольных сейсмических волн

Если сопоставить далее расположение областей с предполагаемой аномальной плотностью мантии со схемой мощности земной коры, изображенной на рис. 14, и с гравиметрической картой США, то правдоподобность такого предположения становится вполне очевидной. Действительно, в штатах Оклахома и Техас гравитационное поле характеризуется близкими к нулю или даже слабоположительными аномалиями Буге. В то же время мощность коры здесь почти повсеместно превышает 50 км. Следовательно, согласовать эти данные можно, лишь предположив повышенную плотность пород под рассматриваемым участком. Сейсмические данные свидетельствуют, что в этом случае аномалию плотности следует принисать породам мантии.

На западе высокие абсолютные значения отрицательных аномалий при сравнительно небольшой мощности коры заставляют предполагать относительное разуплотнение глубинных пород, что и подтверждается результатами сейсмических исследований (Kanasewich, 1966).

Таким образом, анализ сейсмических и гравиметрических материалов по территории Северо-Американской платформы приводит в целом к тем же выводам, которые были получены по Европейской платфорие, а именно:

1) земная кора Северо-Американской платформы резко неоднородна как по мощности, так и по своему внутреннему строению, т. е. по соотношению мощностей «гранитного» и «базальтового» слоев на различных участках;

2) характер гравитационного поля Северо-Американской платформы определяется не только мощностью коры, но и плотностью подстилающих ее пород, а возможно, отчасти — латеральными различиями в плотностях «гранитного» и «базальтового» слоев; 3) породы мантии под Северо-Американской платформой существенно неоднородны по плотности в горизонтальном направлении, но при этом в расположении областей аномальной плотности, аналогично Европейской платформе, не обнаруживается какой-либо закономерной связи с определенными типами тектонических структур.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя окончательные итоги рассмотрения имеющихся сейсмических и гравиметрических данных по территории наиболее хорошо изученных древних платформ — Европейской и Северо-Американской, необходимо еще раз подчеркнуть следующие основные моменты.

1. Поскольку характер гравитационного поля древних платформ и абсолютная величина аномалий силы тяжести в редукции Буге не имеют строгой корреляционной связи с мощностью земной коры и глубиной залегания основных сейсмических границ раздела, принципиально неверно использовать гравиметрические данные для оценки мощности коры на тех участках, где сейсмические данные отсутствуют. Построения такого рода оказываются, как правило, ошибочными, и после проведения сейсмических исследований от них приходится отказываться¹.

2. Результаты сейсмических исследований, полученные на определенном профиле, могут быть экстраполированы лишь на крайне ограниченные по площади участки вокруг профиля, не выходящие, во всяком случае, за пределы единого структурного элемента платформы (антеклизы, синеклизы, авлакогена и т. п.). Более далекие экстраполяции, основанные на сходстве гравитационных полей, неправомерны.

3. Расположение участков с аномальной плотностью верхней мантии и отдельных слоев земной коры не имеет видимой связи с поверхностной тектоникой. Области относительно повышенной и пониженной илотности глубинных пород приурочены к самым различным тектоническим элементам платформ и могут быть выявлены лишь при сопоставлении сейсмических и гравиметрических данных. Поэтому распространять полученные сведения на неисследованные территории не представляется возможным. Есть все основания предполагать, что и под другими древними платформами, по аналогии с Европейской и Северо-Американской, существуют участки с аномальной плотностью пород коры или мантии, но определить их пространственное расположение, не имея достаточного количества сейсмических и гравиметрических данных, невозможно. Это обстоятельство еще более усугубляет ошибку, которую допускают исследователи, пытающиеся оценивать хотя бы приблизительно мощность земной коры по одним только гравиметрическим данным.

4. Мощность и структура земной коры Европейской и Северо-Американской платформ крайне неоднородна в пределах каждой из них. Объяснить наблюдаемые различия между отдельными участками единой платформы вторичными процессами, например переработкой коры в новейшее время, как правило, не удается. Есть примеры, когда области, испытавшие в платформенную стадию развития одинаковые по характеру

¹ Ряд исследователей (Дж. Буллард, И. С. Вольвовский, А. А. Борисов, Н. Б. Сажина и Н. П. Грушинский, Р. М. Деменицкая, Д. Штейнхарт и др.), сопоставляя материалы сейсмических и гравиметрических исследований, приходят к выводу о существовании достаточно четких корреляционных связей между мощностью земпой коры и аномалиями силы тяжести в редукции Буге (Борисов, 1967; Деменицкая, 1969; James a. o., 1968). Согласно, например, оценкам Н. Б. Сажиной и Н. П. Грушинского (1966), средняя квадратичная ошибка при сопоставлении этих параметров составляет менее 5 км для мощности коры. Поэтому вывод, полученный И. А. Соловьевой, вряд ли следует формулировать в столь категорической форме.— *Ред.*

движения, резко различаются по внутреннему строению своей коры. С другой стороны, бывает и так, что различный тектонический режим в платформенную стадию не находит сколько-нибудь существенного выражения в современной глубинной структуре соответствующих участков платформ.

Необходимо также учитывать, что геофизические методы исследований не дают возможности установить развитие земной коры во времени, и с помощью этих методов мы определяем только ее мощность и структуру в настоящий момент. Сведения же, получаемые на основании изучения геологической истории, касаются лишь самой верхней части литосферы, в лучшем случае ее первых нескольких километров. Поэтому трудно говорить о какой-либо переработке коры в течение платформенной стадии ее развития.

Наблюдаемые неоднородности в глубинном строении древних платформ с таким же успехом могут быть объяснены как остаточные, первичные неоднородности, существовавшие в земной коре к моменту становления платформы. Последнее предположение представляется тем более вероятным, что в пределах всех складчатых областей и современных геосинклинальных систем земная кора резко дифференцирована по мощности и глубинному строению. Нет никаких оснований предполагать, что к моменту становления платформы эти различия сглаживаются и кора становится однородной. Между тем все гипотезы, предполагающие переработку, например «базификацаю» или «гранитизацию» коры древних платформ, неизбежно основываются на допущения, что прежде ее внутренняя структура и мощность были иными и изменялись в процессе развития платформы. Можно утверждать, что геофизические материалы не дают оснований для такого допущения ни сами по себе, ни в сопоставлении с геологическими данными.

Часть II

ТЕКТОНИКА ФУНДАМЕНТА И ТИПЫ МАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ

Проблема строения и возраста складчатого фундамента является одной из наиболее сложных и трудных задач тектоники древних платформ. Между тем изучение этой проблемы имеет большое значение для познания специфики развития земной коры в докембрии и закономерностей формирования платформенного чехла.

Общее сопоставление геохронологии докембрия различных древних платформ Земли было выполнено А. П. Виноградовым и А. И. Тугариновым (1961), а также А. И. Тугариновым и Г. В. Войткевичем (1966). Сравнительный анализ истории их тектонического развития сделал Н. А. Штрейс (1964), который показал различия структуры и возраста платформ южного и северного полушарий Земли. Общий анализ сравнительной тектоники фундамента древних платформ и истории их формирования проведен в ряде работ М. В. Муратова (1965а, 6; 1966).

Успехи изучения геологии докембрия и магнитных полей щитов Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ (Полканов, Герлинг, 1960; Павловский, 1962, 1964; Кратц и др., 1964; Stockwell, 1965а, 6; Burwash, 1969; и др.) позволили подойти к вопросу выяснения региональной геофизической характеристики складчатых докембрийских комплексов этих древних платформ северного ряда. При этом важнейшее значение имело то обстоятельство, что древние платформы северного полушария (за исключением Китайской платформы, которая далее не рассматривается) изучены геофизическими методами разведки значительно детальнее, чем платформы южного полушария. Это обстоятельство создает в настоящее время возможность построения достаточно обоснованных схем внутреннего строения фундамента древних платформ северного ряда. При таких схем первостепенное значение имеет систесоставлении матизация типов магнитных полей древних платформ в зависимости от возраста и характера структур складчатых докембрийских комплексов и ограничивающих их разломов, так как они особенно наглядно отображают внутреннее строение и состав фундамента.

В то время как гравитационные аномалии обусловлены суммарным влиянием неоднородностей строения и состава всех аномальных масс Земли, в том числе складчатого фундамента и осадочного чехла, магнитные аномалии отражают лишь структуру и вещественный состав фундамента, так как породы платформенного осадочного чехла обычно практически немагнитны. Таким образом, простирание складчатых комплексов и вещественный состав складчатого фундамента более рельефно отражаются на картах магнитных аномалий.

Очертания и простирания зон магнитных аномалий и их пространственные соотношения сохранились со времени консолидации складчатого фундамента платформ и отображают в первую очередь распределение складчатых магнитных комплексов фундамента.

Следовательно, анализ магнитных карт позволяет установить пространственное распределение и соотношение между собой основных складчатых комплексов фундамента (сложенных магнитными породами), и в первую очередь их простирание, конфигурацию и размеры. Вместе с тем известно, что лишь при комплексном анализе геофизических данных совместно с данными о геологии докембрия щитов древних платформ могут быть составлены достаточно обоснованные схемы внутреннего строения фундамента последних.

В настоящее время становится все более очевидным, что изучение внутреннего строения фундамента необходимо для понимания соотношений между особенностями глубинного строения земной коры в целом и структурой платформенного чехла, т. е. для выяснения соотношений глубинной и поверхностной структуры древних платформ вообще.

Тектоническая интерпретация комплекса геолого-геофизических данных, естественно, может быть проведена более детально для Европейской и в более общем виде для Сибирской и Северо-Американской платформ. Она позволяет составить схемы внутреннего строения фундамента названных древних платформ северного полушария.

Глава I

۰.۲

ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

общие сведения

Сопоставление и комплексный анализ данных региональных геофизических и геохронологических исследований совместно с данными бурения и геологии докембрия щитов на примере Европейской платформы имеют методическое значение, так как ее тектоника изучена достаточно детально.

Классическими ранними исследованиями такого рода являются работы А. Д. Архангельского (Архангельский, Розе и др., 1937) и Н. С. Шатского (1946а).

А. Д. Архангельский впервые разработал основы методики геологической интерпретации магнитных и гравитационных аномалий для изучения фундамента Европейской платформы и дал весьма убедительную для того времени схему его внутреннего строения. Н. С. Шатский (1946а) на основании изучения геологии докембрия Балтпйского и Украинского щитов и тектонической интерпретации магнитных карт выделил в составе фундамента платформы образования архейской, карельской и байкальской складчатостей, что в общих чертах нашло подтверждение в новых геолого-геофизических данных.

Э. Э. Фотиади (1958) дал комплексную геологическую интерпретацию гравитационных и магнитных аномалий, результатом которой явились его тектонические схемы строения фундамента Европейской платформы, особо подчеркивающие роль глубинных разломов в формировании структуры последней. Эти представления затем были развиты рядом исследователей (Борисов, 1962, 1967; Гафаров, 19636; Зандер и др., 1967; и др.). Анализ данных аэромагнитных съемок на платформе с целью установления региональных особенностей магнитных полей основных тектонических структур и разломов верхних частей земной коры (складчатого фундамента) проведен в последнее время Т. Н. Симоненко (1962, 1963; Симоненко, Толстихина, 1965), Р. А. Гафаровым (1963а, б), А. Я. Ярошем (1966а, б), В. Н. Зандером и др. (1967). Весьма важные исследования строения и состава фундамента Русской плиты, обобщенные в сводных картах, были выполнены Л. А. Варданянцем (1960; Геологическая карта кристаллического фундамента..., 1966), М. М. Веселовской (1963), Т. А. Лапинской (1966), Н. В. Неволиным и др. (1968).

В изучении строения и возраста фундамента Европейской платформы существенна также роль геохронологических исследований (Виноградов и др., 1960; Полканов, Герлинг, 1960; Герлинг и др., 1965; Семененко и др., 1964), которые в общих чертах показали сходство докембрия Балтийского и Украинского щитов и фундамента Русской плиты.

Систематизация и последующая тектоническая интерпретация различных типов магнитных полей Европейской платформы с привлечением всего комплекса геолого-геофизических данных были проведены нами (рис. 18, см. вкладку в конце книги) на основании данных аэромагнитных съемок, сведенных на схематической карте аномального магнитного поля СССР. Кроме того, мы использовали различные магнитные карты Финляндии, Швеции и Норвегии в области Балтийского щита, сравнительно детальные магнитные карты Польши (Dabrowski, Karaczun, 1956) и ГДР (Lauterbach, 1953, 1954, 1959), а также данные магнитных съемок в Балтийском и Северном морях (Эфендиева, 1967; Cook, 1965).

СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ДОКЕМБРИИСКОГО ФУНДАМЕНТА Европейской платформы

Складчатый докембрийский фундамент платформы, весьма неоднородный по возрасту и составу, выступает на дневную поверхность лишь в пределах Балтийского и Украинского щитов, а также на Тимане и п-ове Канин. В пределах же всей общирной Русской плиты Европейской платформы ее складчатый докембрийский фундамент (за исключением выходов гранитов на Дону у городов Павловска и Богучар) покрыт осадочным чехлом, но в настоящее время подсечен уже многими глубокими скважинами.

Балтийский щит

Балтийский щит наряду с Русской плитой является крупнейшим самостоятельным структурным элементом Европейской платформы. Он охватывает обширные пространства Карелии, Кольского полуострова, Финляндии и Швеции (рис. 19).

В пределах Балтийского щита широко развиты в той или иной степени метаморфизованные складчатые геосинклинальные образования докембрийского возраста, а также разнообразные и разновозрастные интрузии. Лишь в виде отдельных останцов на складчатом докембрийском основании залегают позднедокембрийские (иотний, спарагмит) и палеозойские отложения платформенного чехла.

На востоке и юго-востоке складчатый докембрий Балтийского щита обрамлен выходами рифея и палеозоя платформенного чехла Русской плиты. Северо-западная граница щита перекрыта складчатыми образованиями каледонид Норвегии и проходит глубоко внутри этого складчатого пояса (Magnusson, 1965; Богданов, 1964). Точно так же на ссвере,



Рис. 19. Схема основных структурных элементов Балтийского щита (Международная тектоническая карта Европы, 1964)

- I Беломорский массив;
- II Норвежско-Кольская зона:
- IIа Мурманский массив,
- II6 Кольско-Кейвский синклинорий (1 Кейвский прогиб),
- 116 Центрально-Кольский антиклинорий,
- IIг Печенгско-Варзугский синклинорий (2 — Печенгский прогиб, 3 — Имандра-Варзугский прогиб, 4 — Хибинский щелочной массив, 5 — Ловозерский щелочной массив),
- 110 Южно-Кольский антиклинорий;
- III Карельская зона:
- IIIа Северо-Карельская антиклинальная подзона,
- 1116 Восточно-Карельская синклинальная ная подзона.
- IIIв Центрально-Карельская антиклинальная подзона,
- IIIг Западно-Карельская синклинальная подзона (6 — Онежская мульда, 7 — Янгозерская мульда, 8 — Западно-Онежская синеклиза),
- IIIд Восточно-Финляндская антиклинальная подзона (9 — Салминский массив);
- IV Восточно-Финляндская синклинальная зона карелид (10 — синклинорий Кеми-Рованиеми);
 - V Лапландская зона карелид;

- VI Южно-Финляндская зона свекофеннид (1 — Выборгский массив готских гранитов);
- VII Центрально-Финляндский массив;
- VIII синклинальная зона карелид Северного Норланда;
- IX окраинная зона свекофеннид Северного Норланда (12 — антиклинорий Шеллефтео);
- Х синклинальная зона свекофеннид Центрального Норланда;
- XI окраинная зона свекофеннид Южного Норланда (13 — антиклинорий Свеаланд, 14 — синклинорий Меларен, 15 — готские граниты Швеции, 16 субиотний Швеции, 17 — иотний Швеции);
- XII готский массив Смоланд;
- XIII массив доготских красных и серых гнейсов Юго-Западной Швеции (13 зона дробления и сланцеватости, 19 — Дальсландский комплекс, 20 гранитный массив Бохус);
- XIV -- грабен Осло;
- XV массив докембрийских гранито-гнейсов Южной Норвегии;
- XVI платформенный чехол Русской плиты;
- XVII байкальская складчатая система;
- XVIII каледонская складчатая система

вдоль побережья Баренцева моря (о-в Кильдин, полуострова Средний и Рыбачий, п-ов Варангер) древнейшие докембрийские складчатые образования докембрия обрамляются складчатой системой байкалид северо-восточного внешнего угла Европейской платформы.

Сводка современных данных о строении и мозрасте докембрия Балтийского щита содержится в работах А. А. Полканова, Э. К. Герлинга (1960), Л. Я. Харитонова (1960), К. О. Кратца и др. (1964), К. А. Шуркина (1968), Н. Магнуссона (Magnusson, 1965), А. Симонена (Simonen, 1960), У. Хольтедаля (1957, 1964), в сборнике «Докембрий Скандинавии» (1967) и во многих других.

Строение складчатого докембрия Балтийского щита в целом отражено на Международной тектонической карте Европы.

В пределах Балтийского щита выделяется целый ряд складчатых систем различного докембрийского возраста, которые, как это было подмечено еще Н. С. Шатским (1946а), веерообразно, в виде обширной виргации расходятся с северо-запада на юго-восток и лишь в отдельных районах (Южная и Северная Финляндия, Средняя Швеция) имеют пиротную ориентировку. Восточная и северная части Балтийского щита (Кольский полуостров и Северная Скандинавия, Карелия и Финская Лапландия) представляют собой области карельской складчатости нижнего и среднего протерозоя (карелиды). В составе последней различается ряд складчатых зон общего северо-западного простирания.

В центральной части Балтийского щита (Южная Финляндия и Средняя Швеция) выделяется область свекофенской складчатости, которая по современным представлениям (Харитонов, 1960; Simonen, 1960; Кратц и др., 1964) является аналогом позднекарельской складчатости и представлена нерасчлененными, в основном эвгеосинклинальными формациями. Наконец, в юго-западной части щита (Южная Швеция и Норвегия) расиоложена область готских орогенных образований и еще более молодых складчатых образований — Дальсландия (Magnusson, 1965).

В области карельской складчатости восточной и северной частей Балтийского щита выделяются крупные Кольская и Финляндско-Карельская складчатые зоны карелид, разделенные Беломорским массивом (беломориды), возраст гнейсов которого определяется в 1950—2600 млн. лет и около 3000 млн. лет по основным породам (Герлинг и др., 1965; Тугаринов и др., 1968). Еще более древними, чем беломориды, являются выступающие в пределах Кольской и Карельской зон карелид гнейсы и гранито-гнейсы саамид и катархея с возрастом 2500—3500 млн. лет (Полканов, Герлинг, 1960), обычно более или менее переработанные карельской складчатостью.

Беломорский массив сложен беломорской серией гнейсов, амфиболитов и гранито-гнейсов, которые интенсивно смяты в складки общего северо-западного простирания, осложненные поперечными вторичными складками северо-восточного направления.

Структурное и стратиграфическое положение беломорид в докембрии Балтийского щита представляется наиболее сложной проблемой в свете современных геохронологических исследований. В соответствии с новыми материалами по геохронологии карелид Карелии наиболее поздние процессы регионального метаморфизма в беломоридах с возрастом 1950— 2200 млн. лет следует сопоставлять со складчатостью ранних карелид (Герлинг и др., 1965). Вместе с тем новым и чрезвычайно интересным фактом является то, что для ранне- и позднеорогенных основных пород Беломорья установлен весьма древний возраст, равный 3200—2400 млн. лет (Герлинг и др., 1965; Шуркин, 1968; и др.) и отвечающий возрасту фундамента карелид. Поскольку имеются данные о том, что позднеорогенные основные породы Беломорья внедрились после складчатости и мигматизации, то их возраст, равный 1950—2200 млн. лет, по-видимому, следует объяснять «омоложением» архейских складчатых образований в процессе развития складчатости ранних карелид.

Анализ современных геологических, геофизических и радиологических данных, как подчеркивает К. А. Шуркин (1968), подтверждает точку зрения А. А. Полканова (1939) о том, что беломориды в структуре восточной части Балтийского щита образуют жесткий срединный массив — Беломорский блок архея, ограниченный складчатыми зонами карелид и, видимо, в значительной мере омоложенный карельской складчатостью. Границы Беломорского массива с Карельской и Кольской складчатостью. Границы Беломорского массива с Карельской и Кольской складчатыми зонами карелид выражены крупными глубинными разломами, что подтверждается и геофизическими данными. В то же время во многих районах характер границ и особенности структурной перестройки беломорид по периферии массива свидетельствуют об их некоторой деформации в процессе карельской складчатости. По структурному положению и внутреннему строению беломориды, как отмечают Л. Я. Харитонов (1960) и К. А. Шуркин (1968), более всего отвечают гнейсам доготского комплекса (преготидам) Южной Швеции.

Кольская складчатая зона карелид, ограничивающая Беломорский массив с севера и северо-востока по зоне разломов (Нива-Ярвинский и др.), состоит из ряда чередующихся линейно вытянутых антиклинориев и синклинориев. Антиклинории сложены гнейсами и гранитами архея, а синклинории — в основном мощными осадочно-вулканогенными комплексами нижнего и среднего протерозоя.

В северной части Кольской зоны выделяется крупный Мурманский. массив (Кратц, 1960), образованный главным образом древнейшими огнейсованными гранитоидами с сохранившимися среди них реликтовыми блоками гнейсов и амфиболитов, которые прорваны гранитами карельского возраста.

Расположенная к югу от Мурманского массива южная, бо́лышая часть Кольской складчатой зоны обычно рассматривается как Норвежско-Кольская синклинальная зона (Полканов, 1939; Кратц и др., 1964). В основании карелид Норвежско-Кольской синклинальной зоны прослеживается сложная по составу кольская серия гранатовых и слюдяных гнейсов, которая, по геологическим данным, сопоставляется с беломорской серией архея. В то же время в составе кольской серии, по данным радиометрических определений (Полканов, Герлинг, 1960), отмечены более древние образования свит Полмос и Порос с возрастом от 2870—2600 до 2560—2250 млн. лет. Точно так же в этом районе севернее и южнее свит Полмос и Порос среди кольских гнейсов выявлены древнейшие катархейские образования с возрастом от 3060 до 3500 и даже 5000 млн. лет. Гранито-гнейсы кольской серии выступают также вдоль Центрально-Кольского антиклинория, который проходит в центральной части Норвежско-Кольской синклинальной зоны.

Центрально-Кольский антиклинорий разобщает Кольско-Кейвский и Печенгско-Варзугский синклинории карелид — наиболее характерные структурные элементы Кольской складчатой зоны, которые определяют основные черты ее тектоники.

В строении Кольско-Кейвского синклинория участвуют карельские гнейсы и залегающие на них кианит-ставролитовые и гранат-слюдяные сланцы кейвской серии. Карельские образования собраны в прямые (в южной его части) и наклонные, опрокинутые к югу (в северной его части) складки. На северную часть Кольско-Кейвского синклинория надвинут южный край Мурманского массива.

Южнее Центрально-Кольского антиклинория, в пределах Печенгско-Варзугского синклинория залегают основные и кислые эффузивы, сланцы, амфиболиты и гнейсы тундровой серии нижних карелид, которые могут быть прослежены с юго-востока на северо-запад с некоторыми перерывами через весь Кольский полуостров и далее в полярные области Норвегии. Нижнекарельские образования Печенгско-Варзугского синклинория несогласно перекрыты среднепротерозойскими отложениями имандра-варзугской свиты (мощностью до 12 км, по данным ГСЗ) в пределах геосинклинального зеленокаменного прогиба того же названия и печенгской серии (мощностью до 6—7 км, по данным ГСЗ) в пределах мульдообразного Печенгского прогиба (Литвиненко, 1968б).

Южные крылья Имандра-Варзугского и Печенгского зеленокаменных прогибов срезаны сравнительно пологими надвигами, по которым на вулканогенно-осадочные образования верхних карелид надвинуты отложения тундровой серии нижних карелид. В свою очередь, вдоль Печенгско-Варзугского синклинория на всем его протяжении складчатые комплексы тундровой серии ограничены с юга надвигами наклонных блоков архея Южно-Кольского антиклинория и Беломорского массива. Эти надвиги, вероятно, сформировались в условиях интенсивного бокового сжатия Кольской зоны карелид.

Финляндско-Карельская складчатая зона карелид отличается весьма сложным строением. В ее составе различается ряд чередующихся синклинальных (Восточно-Карельская, Северо-Карельская, Западно-Карельская и Восточно-Финляндская) и антиклинальных (Северо-Карельская, Цептрально-Карельская и Восточно-Финляндская) полос или подзон общего северо-западного простирания (Кратц, 1963).

Породы фундамента карелид сохранились в линейных блоках внутри Западно-Карельской подзоны карелид и в некоторых других районах. Обычно же этот кристаллический фундамент (в Восточно-Финляндской антиклинальной подзоне и др.) переработан и омоложен в процессе карельской складчатости (Герлинг и др., 1965). Сланцево-вулканогенные толщи карелид в Финляндско-Карельской зоне сохранились в крупных синклинориях общего северо-западного простирания.

По новым данным определений радиометрического возраста (различными методами и по разным минералам), в составе докембрия Карелии выделяются: докарельское основание (фундамент карелид) с абсолютным возрастом свыше 2600 млн. лет, ранние карелиды — 2500—1900 млн. лет, поздние карелиды —1850—1700 млн. лет и платформенные образования иотния — 1650—1550 млн. лет (Герлинг и др., 1965).

Как подчеркивают Э. К. Герлинг и его соавторы (1965), анализ распределения значений возраста складчатого докембрия в пределах Карелии, а также изучение новых сводных геологических карт свидетельствуют о повсеместном чередовании по площади пород фундамента и складчатых формаций ранних и поздних карелид. Следовательно, новые многочисленные данные геохронологических исследований отвечают сводным геологическим картам Карелии и не соответствуют некоторым тектоническим схемам (Харитонов, 1960; Палей, 1963), на которых выделен древнейший стабильный массив в Центральной Карелии, обрамленный геосинклинальными складчатыми зонами карелид.

В пределах Карелии (Восточно-Карельская и Западно-Карельская синклинальные подзоны) наиболее древние вулканогенно-сланцевые и лептитовые (с магнетитовыми кварцитами) толщи нижних карелид (парандовская, гимольская и другие серии) характеризуются интенсивными изоклинальными складками, опрокинутыми в сторону антиклинальных поднятий древних гранито-гнейсов архея. Складчатые структуры этих сланцев и лептитов с несогласием перекрыты мощными интенсивно дислоцированными вулканогенными толщами. Наконец, самые молодые образования карелид Карелии представлены слабо метаморфизированными кварцито-доломито-сланцевыми толщами ятулия и вариолийскими конгломератами, а также покрывающими их на востоке и юге Карелии основными и пикритовыми эффузивами (суйсарская серия). Поздние карелиды

67

5*

му, следует объяснять «омоложением» архейских складчатых образований в процессе развития складчатости ранних карелид.

Анализ современных геологических, геофизических и радиологических данных, как подчеркивает К. А. Шуркин (1968), подтверждает точку зрения А. А. Полканова (1939) о том, что беломориды в структуре восточной части Балтийского щита образуют жесткий срединный массив — Беломорский блок архея, ограниченный складчатыми зонами карелид и, видимо, в значительной мере омоложенный карельской складчатостью. Границы Беломорского массива с Карельской и Кольской складчатостью. Границы Беломорского массива с Карельской и Кольской складчатыми зонами карелид выражены крупными глубинными разломами, что подтверждается и геофизическими данными. В то же время во многих районах характер границ и особенности структурной перестройки беломорид по периферии массива свидетельствуют об их некоторой деформации в процессе карельской складчатости. По структурному положению и внутреннему строению беломориды, как отмечают Л. Я. Харитонов (1960) и К. А. Шуркин (1968), более всего отвечают гнейсам доготского комплекса (преготидам) Южной Швеции.

Кольская складчатая зона карелид, ограничивающая Беломорский массив с севера и северо-востока по зоне разломов (Нива-Ярвинский и др.), состоит из ряда чередующихся линейно вытянутых антиклинориев и синклинориев. Антиклинории сложены гнейсами и гранитами архея, а синклинории — в основном мощными осадочно-вулканогенными комплексами нижнего и среднего протерозоя.

В северной части Кольской зоны выделяется крупный Мурманский массив (Кратц, 1960), образованный главным образом древнейшими огнейсованными гранитоидами с сохранившимися среди них реликтовыми блоками гнейсов и амфиболитов, которые прорваны гранитами карельского возраста.

Расположенная к югу от Мурманского массива южная, бо́лышая часть Кольской складчатой зоны обычно рассматривается как Норвежско-Кольская синклинальная зона (Полканов, 1939; Кратц и др., 1964). В основании карелид Норвежско-Кольской синклинальной зоны прослеживается сложная по составу кольская серия гранатовых и слюдяных гнейсов, которая, по геологическим данным, сопоставляется с беломорской серией архея. В то же время в составе кольской серии, по данным радиометрических определений (Полканов, Герлинг, 1960), отмечены более древние образования свит Полмос и Порос с возрастом от 2870—2600 до 2560—2250 млн. лет. Точно так же в этом районе севернее и южнее свит Полмос и Порос среди кольских гнейсов выявлены древнейшие катархейские образования с возрастом от 3060 до 3500 и даже 5000 млн. лет. Гранито-гнейсы кольской серии выступают также вдоль Центрально-Кольского антиклинория, который проходит в центральной части Норвежско-Кольской синклинальной зоны.

Центрально-Кольский антиклинорий разобщает Кольско-Кейвский и Печенгско-Варзугский синклинории карелид — наиболее характерные структурные элементы Кольской складчатой зоны, которые определяют основные черты ее тектоники.

В строении Кольско-Кейвского синклинория участвуют карельские гнейсы и залегающие на них кианит-ставролитовые и гранат-слюдяные сланцы кейвской серии. Карельские образования собраны в прямые (в южной его части) и наклонные, опрокинутые к югу (в северной его части) складки. На северную часть Кольско-Кейвского синклинория надвинут южный край Мурманского массива.

Южнее Центрально-Кольского антиклинория, в пределах Печенгско-Варзугского синклинория залегают основные и кислые эффузивы, сланцы, амфиболиты и гнейсы тундровой серии нижних карелид, которые могут быть прослежены с юго-востока на северо-запад с некоторыми перерывами через весь Кольский полуостров и далее в полярные области Норвегии. Нижнекарельские образования Печенгско-Варзугского синклинория несогласно перекрыты среднепротерозойскими отложениями имандра-варзугской свиты (мощностью до 12 км, по данным ГСЗ) в пределах геосинклинального зеленокаменного прогиба того же названия и печенгской серии (мощностью до 6—7 км, по данным ГСЗ) в пределах мульдообразного Печенгского прогиба (Литвиненко, 1968б).

Южные крылья Имандра-Варзугского и Печенгского зеленокаменных прогибов срезаны сравнительно пологими надвигами, по которым на вулканогенно-осадочные образования верхних карелид надвинуты отложения тундровой серии нижних карелид. В свою очередь, вдоль Печенгско-Варзугского синклинория на всем его протяжении складчатые комплексы тундровой серии ограничены с юга надвигами наклонных блоков архея Южно-Кольского антиклинория и Беломорского массива. Эти надвиги, вероятно, сформировались в условиях интенсивного бокового сжатия Кольской зоны карелид.

Финляндско-Карельская складчатая зона карелид отличается весьма сложным строением. В ее составе различается ряд чередующихся синклинальных (Восточно-Карельская, Северо-Карельская, Западно-Карельская и Восточно-Финляндская) и антиклинальных (Северо-Карельская, Цептрально-Карельская и Восточно-Финляндская) полос или подзон общего северо-западного простирания (Кратц, 1963).

Породы фундамента карелид сохранились в линейных блоках внутри Западно-Карельской подзоны карелид и в некоторых других районах. Обычно же этот кристаллический фундамент (в Восточно-Финляндской антиклинальной подзоне и др.) переработан и омоложен в процессе карельской складчатости (Герлинг и др., 1965). Сланцево-вулканогенные толщи карелид в Финляндско-Карельской зоне сохранились в крупных синклинориях общего северо-западного простирания.

По новым данным определений радиометрического возраста (различными методами и по разным минералам), в составе докембрия Карелии выделяются: докарельское основание (фундамент карелид) с абсолютным возрастом свыше 2600 млн. лет, ранние карелиды — 2500—1900 млн. лет, поздние карелиды — 1850—1700 млн. лет и платформенные образования иотния — 1650—1550 млн. лет (Герлинг и др., 1965).

Как подчеркивают Э. К. Герлинг и его соавторы (1965), анализ распределения значений возраста складчатого докембрия в пределах Карелии, а также изучение новых сводных геологических карт свидетельствуют о повсеместном чередовании по площади пород фундамента и складчатых формаций ранних и поздних карелид. Следовательно, новые многочисленные данные геохронологических исследований отвечают сводным геологическим картам Карелии и не соответствуют некоторым тектоническим схемам (Харитонов, 1960; Палей, 1963), на которых выделен дровнейший стабильный массив в Центральной Карелии, обрамленный геосинклинальными складчатыми зонами карелид.

В пределах Карелии (Восточно-Карельская и Западно-Карельская синклинальные подзоны) наиболее древние вулканогенно-сланцевые и лептитовые (с магнетитовыми кварцитами) толщи нижних карелид (парандовская, гимольская и другие серии) характеризуются интенсивными изоклинальными складками, опрокинутыми в сторону антиклинальных поднятий древних гранито-гнейсов архея. Складчатые структуры этих сланцев и лептитов с несогласием перекрыты мощными интенсивно дислоцированными вулканогенными толщами. Наконец, самые молодые образовавия карелид Карелии представлены слабо метаморфизированными кварцито-доломито-сланцевыми толщами ятулия и вариолийскими конгломератами, а также покрывающими их на востоке и юге Карелии основными и пикритовыми эффузивами (суйсарская серия). Поздние карелиды

5*

67

образуют, как указывает К. О. Кратц (1963), характерные наложенные структуры — грабен-синклинали с осложненными разломами крутыми, иногда опрокинутыми крыльями (Онежскую, Сегозерскую, Янгозерскую и др.), пологие мульды и узкие сжатые приразломные синклинали.

А. С. Новикова (1965) высказала мнение о том, что образования ятулия (верхних карелид) Прионежья в Южной Карелии слагают зону развития локальных прогибов (Онежскую, Сегозерскую впадины и др.), сопоставимых по морфологии и истории развития с авлакогенами платформенного чехла Русской плиты. Однако эта точка зрения не увязывается с многочисленными новыми Данными о геологии ятулийских складчатых образований поздних карелид (Соколов, 1966). Комплексы карельских образований. сложенные основными и кислыми эффузивами (с железистыми кварцитами) и осадочными породами лаппонийской серин (Simonen, 1960), развиты северо-западнее Западно-Карельской синклинальной подзоны в синклинории Кеми-Рованием. Эти складчатые комплексы в южной и центральной частях Финской Лапландии слагают лве полосы, разделенные Лапландским массивом карельских позднеорогенных гранитоилов. и характеризуются общим субщиротным (запад-юго-западным) простиранием. Севернее Ботнического залива карельские складчатые структуры Финской Лапландии круто поворачивают на север и северо-запад и на территории северной части Швеции переходят в синклинальную зону Северного Норланда, сложенную осадочными и основными магматическими породами. Осадочные комплексы представлены здесь кварцитами, аргиллитами, конгломератами, известняками, доломитами, железисто-кремнистыми сланцами, джеспилитами и прорваны гранитами Хапаранда (Magnusson, 1965). Карелиды синклинальной зоны Северного Норланда вмещают крупный массив Лина карельских позднеорогенных гранитоидов.

В Восточно-Финляндской синклинальной зоне карельские образования сохранились в разобщенных синклиналиях, протягивающихся одна за другой с общим северо-западным (до меридионального в северной части) простиранием зоны. Они представлены здесь эпиконтинентальными отложениями ятулия и флишеподобными калевийскими филлитами и слюдяными сланцами, в некоторых случаях сильно мигматизированными и превращенными в гнейсы (Simonen, 1960). Карельские образования Восточной Финляндии собраны в сравнительно пологие складки, причем в некоторых районах они образуют аллохтонные тектонические покровы, надвинутые с северо-запада в сторону Восточно-Финляндского поднятия древнего гранито-гнейсового фундамента.

Свекофенниды южной части Финляндии и Швеции характеризуются широким развитием мощного нерасчлененного комплекса сланцев, кварцитов и гнейсов (лептитов), возникших за счет туфов, кислых и средних эффузивов и кварцево-полевошпатовых осадочных пород (Magnusson, 1965). В настоящее время изучено лишь 7—8 км верхней части этого мощного геосинклинального комплекса. Основание комплекса свекофеннид пока неизвестно. В целом — это прекрасно выраженная эвгеосинклинальная (лептитовая) формация, пронизанная крупными массивами синорогенных гранитов.

Данные определений абсолютного возраста свекофеннид показали их синхронность с поздними карелидами в пределах 1650—1850 млн. лет (Герлинг и др., 1965; Кратц и др., 1964). При этом в отличие от складчатой зоны карелид, где различаются древнее основание и ранне-позднекарельские комплексы, в пределах области свекофеннид еще неизвестны аналоги беломорид и ранних карелид. В целом для этой области линейной складчатости запад-северо-западной ориентировки характерны чрезвычайно сложно изгибающиеся дугообразные простирания складчатых комплексов, огибающих, видимо, еще не выделенные древние ядра.
В центральной части Южной Финляндии в районе сочленения одновозрастных свекофеннид и карелид выделяется Центрально-Финляндский массив разновозрастных огнейсованных гранитоидов и древних гнейсов, весьма сходный по положению и строению с Мурманским массивом Кольской зоны карелид. Свекофенниды в целом окружают Центрально-Финляндский массив. На востоке они соединяются с карелидами юго-вос точной части Финляндии и продолжаются на западе, за Ботаническим валивом, свекофеннидами Средней Швеции.

В южной части свекофеннид Средней Швеции широко развиты глинистые сланцы и граувакки серии Мелар (Magnusson, 1965), слагающие Меларский синклинорий и собранные в крутые сжатые складки. Более древние толщи, подстилающие серию Мелар, выступают в Свеаландском антиклинории, где они представлены интенсивно дислоцированными кислыми эффузивами с прослоями известняков, доломитов и осадочных железистых руд.

Расположенная севернее геосинклинальная складчатая зона Центрального Норланда шириной около 350 км сложена толщами сланцев, граувакками и основными эффузивами.

На севере зона свекофеннид Центрального Норланда граничит с антиклинорием Шеллефтео, в пределах которого свекофеннские образования собраны в узкие сжатые складки запад-северо-западного простирания.

В северной окраинной части зоны Северного Норланда свекофенниды распространены незначительно, и здесь развиты в основном вулканогенные толщи серии Арвидсъяур-Кируна, которые протягиваются и далее к северу, в Карельскую синклинальную зону северной части Швеции (Кратц и др., 1964).

В окраинной юго-западной части Балтийского щита, в области Южной Швеции развиты своеобразные образования готского комплекса (1700— 1200 млн. лет), представленные, с одной стороны, различными гранитами, часто типа рапакиви, и толщами осадочно-вулканогенных пород с другой. До недавнего времени эти образования выделялись в качестве готских геосинклинальных складчатых комплексов (Magnusson, 1965). Однако детальное геологическое картирование показало, что готский комплекс Южной Швеции представлен образованиями, возникшими в результате раздробления древнего фундамента и вне геосинклинальной области (Богданов, 1967). Этот процесс раздробления и кратонизации фундамента обусловил накопление вулканогенных моласс готского комплекса и формирование массивов гранитов типа рапакиви.

В области Южной Швеции в пределах возвышенности Смоланд выделяется крупный массив анорогенных гранитов типа рапакиви, абсолютный возраст которых составляет 1550—1600 млн. лет. Так же как и однотипные гранитные массивы Выборга и Аландских островов, массив Смоланд не несет следов складчатых движений.

По периферии массив Смоланд обрамлен пятнами осадочно-вулканогенных пород готского комплекса, выполняющих отдельные мелкие прогибы и грабены. Эти толщи представлены преимущественно кварцитами, кварцитовыми туфоконгломератами, туфопесчаниками, игнимбритами, залегающими под углами не круче 15—30° и, видимо, очень тесно связанными с массивом гранитов. По мнению А. А. Богданова (1967) и других исследователей, это типичная вулканическая моласса без проявлений складчатости, отмечающая орогенный этап дробления древнего фундамента. К этой молассе относятся также и дала-порфиры. Возраст вулканогенных пород в верхней части разреза составляет 1350—1400 млн. лет, гранитов нижней части разреза готского комплекса — 1600 млн. лет.

На западе готские образования плато Смоланд по зоне разлома граничат с древним, видимо досвекофеннским, массивом серых и красных гнейсов Юго-Западной Швеции. Эти гнейсы, возникшие за счет кислых эффузивов и, реже, осадочных пород, явно древнее собственно свекофеннских гнейсов.

Массив гнейсов Юго-Западной Швеции отличается сложным внутренним строением с очень изменчивыми простираниями складчатых комплексов. Мощной субмеридиональной зоной разломов с сохранившимися в ней местами готскими отложениями и гранитами массив разделен на две части, из которых восточная, бо́льшая по размерам характеризуется преобладающим развитием красных гнейсов, а западная — серых гнейсов.

К западу от описанного массива, западнее оз. Венерн и к западу и северо-западу от г. Омаль в пределах провинции Далякарлия, на готских гранитах залегают складчатые толщи осадочно-вулканогенных пород серии Дальсландий с возрастом 1000—850 млн. лет (Magnusson, 1965). Серия Дальсландий сложена кварцитами, сланцами, конгломератами и мощными толщами зеленокаменно-измененных основных лав (спилитов), которые распространены в виде линзовидных пережатых полос. Последние представляют собой ряд синклинальных складок, от которых сохранились лишь одни «краевые» части и из-под которых выступает супракрустальное свекофеннское основание, переработанное готскими движенпями. Отмечается надвиг готских гранитов на складчатые вулканогенноосадочные толщи серии Дальсландий. Среди последних широко распространены пегматиты с возрастом 850—1000 млн. лет, которые связаны с гранитным массивом Бохус (900 млн. лет), расположенным вне поля распространения пород серии Дальсландий.

К дальсландскому складчатому комплексу относятся также осадочновулканогенные толщи свиты Телемарк и комплекса Консберг-Бамле в Юго-Восточной Норвегии, мощность, которых превышает 4000 м (Magnusson, 1965).

В составе Дальсландской складчатой зоны обособляется район докембрийских гранито-гнейсов Южной Норвегии. По-видимому, эти древние метаморфические комплексы были интенсивно переработаны и «омоложены» в дальсландскую (раннебайкальскую) эпоху складчатости. Этими процессами, вероятно, объясняются нижне- и среднерифейские цифры абсолютного возраста для некоторых комплексов пород этой области Южной Норвегии.

Таким образом, дальсландский складчатый комплекс лежит на фундаменте, передробленном готскими движениями и затем вновь регенерированном, по Г. Штилле (1964), вплоть до образования геосинклинальных формаций.

Украинский щит

Украинский щит расположен в юго-западной части Европейской платформы и протягивается вдоль ее края в виде дуги, обращенной выпуклостью на юго-запад.

Внутреннее строение складчатого докембрия Украинского щита весьма сложно. Различные исследователи (Виноградов и др., 1960; Половинкина, 1960; Семененко, 1964; Тугаринов, Войткевич, 1966) по-разному оценивают абсолютный возраст отдельных комплексов пород докембрия и тектоническую историю их развития, однако основные тектонические комплексы Украинского щита понимаются в настоящее время достаточно однозначно.

В составе докембрия Украинского щита на основании определений абсолютного возраста (Семененко, 1964; и др.) выделяются архейские и катархейские образования (2600—3600 млн. лет), днепровский, бужскоподольский и буг-базавлукский комплексы (2100—2600 млн. лет), криворожский комплекс (1700—2100 млн. лет) и овручский (волынский) комплекс (1200—1700 млн. лет).

Древнейшие метаморфические породы архея и катархея Украинского щита, представленные разнообразными гнейсами, амфиболитами, основными гранитоидами и плагиомигматитами конского и аульского комплексов (Семененко, 1964), распространены в Среднем Приднепровье (от Кременчуга до Никополя), где их возраст составляет от 2600—2800 до 3000—3600 млн. лет (Виноградов и др., 1960; Семененко, 1964; Тугаринов, Войткевич, 1966). Эти древнейшие образования катархейского массива (Доброхотов, 1969), сохранившиеся в виде отдельных реликтовых блоков среди полей плагиогранитов и мигматитов днепровского комплекса с возрастом 2300—2700 млн. лет, отличаются весьма характерными куполовидными структурами и изменчивыми простираниями складчатых комплексов. Аналогичный массив древнейших гнейсов архея намечается и в окраинной юго-западной части Украинского щита, в Подолии, где к нему относится также и комплекс чарнокитов.

Бужско-подольский комплекс гнейсов и мигматитов, а также другие близкие по возрасту (2100—2600—2700 млн. лет) комплексы пользуются наибольшим распространением в пределах Украинского щита, слагая всю его западную часть и значительные площади в его центральной части. Распространен он и в Приазовье, где окаймляет с востока древний Приднепровский массив (Семененко, 1964).

В западной части Украинского щита образования бужско-подольского комплекса обладают в основном северо-западным простиранием складчатых структур, среди которых различается ряд синклинориев (Корчикский, Остропольский, Тикичский, Ташлыкский и др.), разделенных антиклинориями с выходами в ядрах древних комплексов.

В центральной и восточной (Приазовской) частях Украинского щита складчатые образования этого возраста (2100—2700 млн. лет) характеризуются изменчивыми и дугообразными (Бузулукская структура) простираниями складчатых комплексов.

В центральных районах щита, в Среднем Приднепровье ярко выделяются линейные, вытянутые в меридиональном направлении зоны распространения криворожского складчатого комплекса (1750—2000 млн. лет) среди полей развития более древних складчатых комплексов докембрия.

В составе криворожской (саксаганской) железорудной серии различаются свиты основных эффузивов и криворожская свита осадочных пород.

Складчатые толщи железорудной серии приурочены лишь к узким шовным синклинориям, ограниченным разломами и явно наложенным на древнее основание. С запада на восток различаются Криворожско-Кременчугский, Бузулукский, Орехово-Павлоградский, Конский и другие синклинории, выполненные осадочно-вулканогенными и железисто-кремнистыми джеспилитовыми формациями. Среди них выделяется по величине вытянутый в меридиональном направлении Криворожско-Кременчугский синклинорий. По данным ГСЗ (Соллогуб и др., 1969 г.), в рельефе поверхности Мохоровичича ему отвечает прогиб с глубинами до 55 км. Синклинории Криворожского комплекса разделены антиклинорными структурами, в пределах которых выступают древние гнейсовые комплексы.

Синклинории саксаганид Украинского щита отличаются очень сложной внутренней структурой и многочисленными разломами. Прямая связь синклинориев с глубинными разломами подчеркивается обилием основных эффузивов в составе криворожской серии и ультраосновными интрузиями (перидотитами).

Складчатые образования криворожского комплекса Украинского щита интрудированы синорогенными плагиоклазовыми, микроклин-плагиоклазовыми и порфировыми гранитами, массивы которых выступают в пределах антиклинориев (Кировоградско-Житомирский комплекс гранитоидов и др.). Криворожская складчатость, соответствующая позднекарельской складчатости Балтийското щита, в пределах Украинского щита была завершающей и определила общий структурный план его складчатых докембрийских образований. Однако и в послекриворожское время магматические проявления на Украинском щите были весьма обильными и разнообразными (анорогенные границы типа «рапакиви» овручского комплекса и интрузии приазовского щелочного комплекса).

В северо-западной части Украинского щита развиты осадочно-вулканогенные отложения и граниты типа рапакиви (Коростенский плутон). В настоящее время считается установленным, что овручский осадочновулканогенный комплекс лежит па гранитах типа рапакиви Коростенского массива.

Породы овручского комплекса Украинского щита представлены метаморфизованными глинистыми и песчаными отложениями, кислыми и основными туфо-вулканогенными образованиями, измененными до филлитовых и пирофиллитовых сланцев. Радиометрический возраст овручского комплекса составляет 1300—1500 млн. лет (Семененко, 1964). С началом овручского этапа дробления фундамента и накопления осадочновулканогенных толщ совпадает время формирования Коростенского, Кировоградского, Уманского, Приазовского и других массивов гранитов типа рапакиви в пределах Украинского щита.

На основании данных определений радиометрического возраста, общности геологической истории развития овручский комплекс и подстилающие его граниты Коростенского плутона в настоящее время уверенно сопоставляются с готским комплексом вулканогенных моласс и гранитов рапакиви Балтийского щита (Богданов, 1967).

Фундамент Русской плиты

Обширные петрографические и геохронологические исследования фундамента Русской плиты по керну скважин (Варданянц, 1960, 1966; Веселовская, 1963, 1966; Виноградов и др., 1960; Лапинская, 1966; Лапинская и др., 1963; Педащенко, 1959; Семененко, 1964; Ситдиков, 1968; и др.) позволили в общих чертах произвести стратиграфическое и структурное подразделение слагающих его пород на ряд складчатых комплексов, различающихся по составу, степени метаморфизма и дислоцированности.

При расчленении метаморфических и изверженных пород складчатого основания Русской плиты важнейшую роль играет сопоставление их со сходными докембрийскими складчатыми образованиями Балтийского и Украинского щитов.

Задачи корреляции пород фундамента Русской плиты и их сопоставление с докембрием щитов Европейской платформы могут быть решены путем изучения абсолютного возраста пород по керну скважин. Его определения уже позволили ряду исследователей (Виноградов и др., 1960; Полканов, Герлинг, 1960; и др.) сделать предварительные выводы о геохронологии пород докембрийского фундамента Русской плиты, которые в общем виде увязываются с материалами петрографического изучения фундамента (Варданянц, 1960; Веселовская, 1963; и др.) и с данными о строении и составе докембрия Балтийского и Украинского щитов.

В настоящее время во многих районах Русской плиты — в Волго-Уральской области, Курской магнитной аномалии (КМА), Центральных областях, Белоруссии и других — имеются уже сотни скважин, достигших фундамента, что дает возможность перейти от его характеристики в отдельных точках к некоторым обобщениям, в первую очередь к вы-

72

явлению главнейших типов слагающих его пород, их возрастных и структурных соотношений.

В составе фундамента плиты выделяется ряд стратиграфических комплексов (Варданянп, 1960; Веселовская, 1963, 1966), среди которых различаются: наиболее древний комплекс гнейсов и амфиболитов, более мололые комплексы парагнейсов и парасланцев нижнего и среднего протерозоя, осадочно-метаморфических пород и железистых кварцитов КМА, а также породы готского комплекса, главным образом гранитоиды платформенного типа. Древнейший комплекс гнейсов и амфиболитов. являющихся наиболее глубоко метаморфизованными и лислопированными образованиями, слагает общирные по плошали массивы фундамента и весьма сложен по составу и строению. В его составе преобладают биотитовые гнейсы, плагиоклазовые гранито-гнейсы, биотит-амфиболовые гнейсы и амфиболиты, которые представляют собой чрезвычайно глубоко метаморфизованные осадочные и изверженные породы, почти нацело утратившие признаки их генезиса (Варданянц, 1960; Веселовская, 1963). Породы рассматриваемого гнейсового и гранито-гнейсового комплекса повсеместно имеют крутые и часто вертикальные углы падения. Характерно. что для данного комплекса обычно не удается установить доминирующие простирания складчатых комплексов.

В восточной части Балтийского щита аналогом гнейсового и гранитогнейсового комплекса, по-видимому, являются саамиды и нижняя часть беломорского комплекса, а на Украинском щите — катархейский комплекс архея.

Панные определений абсолютного возраста (Виноградов и др., 1960; Полканов, Герлинг, 1960; Семененко, 1964) показывают, что в составе комплекса гнейсов и гранито-гнейсов архея фундамента Русской плиты различается несколько крупнейших серий метаморфических образований. по-видимому, часто имеющих различное структурное выражение. Так, было установлено, что гранито-гнейсовое основание железорудных кварпитов КМА является одним из древнейших комплексов фундамента Русской плиты. Возраст гнейсов обоянской серии этого района (2200-2500 млн. лет и более) соответствует возрасту саамил и беломорид Балтийского щита. Как свидетельствуют материалы комплексного геологического картирования фундамента в области КМА по сети региональных профилей скважин (Полищук, 1964; Леоненко и др., 1967), гнейсовые комплексы обоянской серии слагают здесь геоантиклинальные поднятия или внутренние массивы, разделенные и опоясанные складчатыми синклинорными зонами железорудных комплексов михайловской и курской серий.

Гнейсы беломорид (2240—2500 млн. лет и более) и их граниты (2040— 2250 млн. лет) тоже широко распространены на востоке Русской плиты (Полканов, Герлинг, 1960). Так, на Токмовском своде вскрыты главным образом плагиоклазовые гнейсы, прорванные серыми гранитами архейского возраста и, возможно, более молодыми (Веселовская, 1963). Такие же древние гнейсы (2240 млн. лет) вскрыты в южной части Татарского свода (Полканов, Герлинт, 1960).

На северо-восточном склоне Московской синеклизы (Ветлуга, Тонкино, Опарино, Котельнич) широко распространены амфиболиты и амфиболовые гнейсы архейского комплекса, а на северо-западном ее крыле (Невель, Нелидово, Красное Село, Старица, Зубцов и др.) — биотитовые гнейсы или гранито-гнейсы.

Изверженные основные породы архейского возраста встречены в центральной части Русской плиты в единичных случаях и представлены милонитизированными разгнейсованными габбро (Веселовская, 1963).

Более молодые комплексы в составе фундамента плиты сложены образованиями нижнего и среднего протерозоя, представленными разнообразными кристаллическими сланцами, железистыми кварцитами, кварцито-песчаниками, переходящими в сланцы, а также гранитами и основными интрузивными породами.

В пределах территории КМА верхний структурный ярус фундамента сложен эффузивно-осадочными породами, менее метаморфизованными по сравнению с гнейсами архея и расчленяющимися на михайловскую и курскую серии (Полищук, 1964, и др.).

Нижняя, михайловская серия, которая рядом авторов относится еще к архею (Леоненко и др., 1967), представлена образованиями спилитокератофированной формации и сложена в основном метадиабазами (амфиболитами, зелеными сланцами), а также осадочными породами — кварцево-слюдистыми сланцами, метапесчаниками, иногда железистыми кварцитами.

С метабазитами тесно ассоциируют кислые эффузивы (кварцевые кератофиры, кварцевые порфириты) и, кроме того, основные и ультраосновные интрузии.

Курская серия нижнего протерозоя КМА отличается мощным развитием железистых кварцитов в средней части толщ. Нижняя ее свита сложена метапесчаниками и сланцами, а верхняя — филлитовидными кварцево-серицитовыми сланцами (Полищук, 1964).

Распространение пород курской метаморфической серии на площади КМА ярко отображается па картах магнитных аномалий в виде интенсивных полосовых максимумов.

По данным М. М. Веселовской (1963), Л. А. Варданянца (1960), Ю. С. Зайцева (1966) и других исследователей, кристаллические сланцы, железистые кварциты и песчаники, переходящие в сланцы, образуют в центральных районах Русской плиты широкую зону, которая протягивается от Барятина до Волгограда с общим северо-западным простиранием, огибая с востока Воронежский выступ. Радиометрический возраст этих пород (Воробьевская и Верховская скважины) составляет около 1600 млн. лет (Виноградов и др., 1960).

Весьма сходные метаморфические породы фундамента развиты на востоке Русской плиты в Волго-Уральской области (Ситдиков, Воронин, 1963; Веселовская, 1963; Лапинская, 1966). Однако они распространены лишь на небольших участках и сохранились от дорифейского и додевонского размывов, по-видимому, лишь в пониженных участках древнего рельефа (Сарайлинский прогиб и др.).

В северных районах Волго-Уральской области парасланцы нижнего протерозоя вскрыты скважиной в пос. Уни. Нижнепротерозойские породы встречены также у с. Колобова, где они представлены биотитовыми роговиками, прорванными турмалиновыми двуслюдяными гранитами.

На востоке платформы в составе фундамента широко распространены основные интрузивные породы, вскрытые многими скважинами, как правило, в зонах больших разломов (Варданянц, 1960; Лапинская, 1966) в районе Жигулей, г. Казани и в других местах. Они обычно представлены типичными норитами и габбро-норитами, тесно ассоциирующими с парагнейсовым комплексом, однако не имеют признаков огнейсования. В то же время в ряде мест Волго-Уральской области нориты и габбро-нориты подверглись калиевому метасоматозу и превратились в чарнокиты. Это, вероятно, свидетельствует о том, что они моложе образований архея и относятся уже к нижнепротерозойскому комплексу.

Фундамент Русской плиты повсеместно интенсивно гранитизирован. С калиевым метасоматозом связано образование красных или розовых микроклиновых гранитов (Варданянц, 1960). Калиевые граниты отмечаются как в архее, так и в протерозое, но, по-видимому, наиболее интенсивно они формировались в процессе карельской складчатости (в нижнем и среднем протерозое). Породы карельского комплекса, широко развитые в фундаменте Русской плиты, были уничтожены в процессе длительной эрозии после карельской складчатости, завершившей формирование фундамента Европейской платформы, а также в готскую эпоху раздробления платформенного типа (Богданов, 1967).

Давно предполагавшееся геологическое сходство складчатого докембрия щитов и Русской плиты можно считать установленным после проведения обширных петрографических и геохронологических исследований. Это открывает возможность широкой экстраполяции данных о строении и составе докембрия Балтийского щита и его геофизической характеристики на закрытую платформенным чехлом Русскую плиту.

Фундамент зоны Тимана и полуострова Канин

В пределах северо-восточного внешнего угла Европейской платформы вдоль системы горстовых поднятий Тиманского кряжа и п-ова Канин обнажены метаморфизованные и прорванные интрузиями породы складчатого рифейского фундамента. Прямым северо-западным продолжением этой зоны являются выступы рифейских складчатых образований полуостровов Рыбачий и Варангер.

В пределах поднятий Тимана и п-ва Канин породы рифейского фундамента представлены сланцами различной степени метаморфизма, кварцитами, песчаниками и доломитами, мощность которых на Среднем Тимане (Четласский Камень) превышает 13,5 км (Журавлев, Осадчук, 1963; Цзю, 1964). Западная граница развития рифейских складчатых толш Тимана на стыке их с эпикарельским блоком Европейской платформы выражена протяженной региональной системой кулисообразно подставляющих друг друга разломов (Гафаров, 1963а; Журавлев, Осадчук, 1963; Журавлев, 1964). Важным достижением последних лет является установление отчетливой тектонической зональности рифейского складчатого фундамента Тимана, обусловливающей значительные различия степени метаморфизма и характера пислопированности слагающих его типично миогеосинклинальных формаций (Журавлев, Осалчук, 1963: Журавлев и др., 1965). При этом более древние, но менее метаморфизованные и сравнительно полого залегающие складчатые толщи тиманского рифея (светлинская, четласская, джежимская свиты и нижняя часть быстринской свиты) приурочены к западной краевой части миогеосинклинальной зоны Тимана, слагая выступы Ксенофонтовский, Джежим-Пармы, Четласского Камня и фундамент Юго-Западного Притиманья. В то же время параллельно западной части и от нее к востоку прослеживается широкая полоса в составе той же миогеосинклинальной зоны, сложенная более молодыми свитами рифейского складчатого фундамента (верхней половины быстринской свиты и кислоручейской свиты), представленного сильно метаморфизованными и интенсивно дислоцированными сланцами, прорванными многочисленными интрузиями (Ивенсен, 1960). Сильно метаморфизованные породы фундамента восточной полосы вскрыты многими скважинами в Юго-Восточном Притиманье, а также значительно восточнее, в с. Кипиево, и протягиваются далеко на северо-запад, к выходам сланцев Северного Тимана и п-ова Канин. Граница между западной (краевой) и восточной полосами миогеосинклинальных образований рифея Тимана и п-ова Канин пока не может быть намечена лишь условно и, по-видимому, выражена системой разломов северо-северо-западного простирания.

Абсолютный возраст пород складчатого фундамента в окраинной западной части Тимана, п-ова Канин и Юго-Западного Притиманья (Большие пороги — четласская свита) составляет около 1130 млн. лет (Полканов, Герлинг, 1960). В восточной же полосе Тимана, где в основном развиты отложения кислоручейской свиты и ее аналогов, породы складчатого фундамента имеют более молодой абсолютный возраст — примерно 580—600 млн. лет (Полканов, Герлинг, 1960; Ивенсен, 1960). Возраст гранитов Тимана и п-ова Канин составляет около 600 млн. лет и соответствует границе рифея и кембрия. Таким образом, внедрение гранитов было связано с завершающими этапами байкальской складчатости на северо-восточной периферии Европейской платформы.

Миогеосинклинальные отложения рифея Тиманского кряжа и п-ова Канин коррелируются по возрасту и составу с рифейскими толщами Полюдова Камня, западного склона Среднего Урала и Башкирского поднятия Южного Урала, намечающими геосинклинальную зону доуралид (Журавлев и др., 1965). Прямым северо-западным продолжением зоны байкалид Тимана и п-ова Канин служат рифейские складчатые образования полуостровов Рыбачий и Варангер, представленные мощными толщами терригенных пород, которые обнаруживают отчетливую структурнофациальную зональность (Келлер, Соколов, 1960; Келлер и др., 1963; Сергеева, 1964). В то же время толщи рифея Канино-Тиманской зоны достаточно резко отличаются по составу и метаморфизму пород от рифея западного склона и центральной части Северного Урала, где к северу от Полюдова Камня обнажена уже лишь эвгеосинклинальная зона байкалид, сложенная мощными осадочно-вулканогенными образованиями (Херасков, 1963; Журавлев и др., 1965).

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА И ТИПЫ МАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Строение и состав фундамента Европейской платформы, сложенного складчатыми системами различного докембрийского возраста, отражаются магнитными и гравитационными аномалиями различного типа.

Магнитное поле Европейской платформы, за исключением ее северовосточното внешнего угла (Тиман и Большеземельская тундра), характеризуется развитием обширных областей мозаичных аномалий, разделенных и опоясанных зонами полосовых максимумов и минимумов (см. рис. 18). Важно отметить, что магнитные поля Балтийского и Украинского щитов и Русской плиты Европейской платформы принципиально сходны и развитые в их пределах области мозаичных аномалий и зоны полосовых аномалий четко коррелируются между собой.

В то же время Тиманский кряж и Большеземельская тундра в области северо-восточного внешнего угла платформы отличаются иным типом магнитного поля. Эту территорию охватывают региональный Тиманский минимум и полосовые аномалии Большеземельской зоны, образующие общую систему северо-западного простирания (Гафаров, 1961, 1963а).

Существование различных типов магнитных полей в пределах Европейской платформы уже давно признается многими исследователями (Архангельский, Розе и др., 1937; Шатский, 1946а; Фотиади, 1958; и др.) как основание для расчленения ее фундамента на ряд разновозрастных и разнородных докембрийских складчатых систем. По мере расширения магнитометрической изученности платформы удалось выяснить, что области с мозаичным строением магнитного поля можно рассматривать в качестве древнейших массивов архея, а разделяющие и опоясывающие их системы полосовых аномалий — как отражение приспосабливающихся более молодых складчатых зон к контурам глыб и массивов (Архангельский, Розе и др., 1937; Шатский, 1946а; Борисов, 1967; Халтурин, 1949; Годин, 1957; Гафаров, 1961, 1963а, б; и др.). Аналогичные структурные соотношения древних массивов и более молодых складчатых зон и соответствующих им систем магнитных аномалий четко выявляются на Балтийском и Украинском щитах.

Региональная геофизическая характеристика складчатых комплексов докембрия щитов Европейской платформы, а также Тимана и Урала имеет, следовательно, весьма важное значение для систематизации и тектонической интерпретации различных типов магнитных полей в зависимости от возраста и характера структурных элементов складчатого докембрия и возможности экстраполяции установленных соотношений в пределы Русской плиты.

Используя данные о строении докембрия щитов и выступов фундамента в пределах плиты, материалы бурения и особенно материалы региональных геофизических исследований, мы попытались изобразить простирание и конфигурацию имеющихся в составе фундамента древних глыб и складчатых зон, линии ограничивающих их погребенных глубинных разломов и т. д. (см. рис. 18).

Балтийский щит

Основные складчатые зоны докембрия Балтийского щита отчетливо отображаются в региональном магнитном и гравитационном полях.

В пределах восточной части Балтийского щита выделяется ряд региональных зон магнитного поля, соответствующих Кольской и Карельской складчатым зонам карелид и Беломорскому массиву архея, а также обрамляющей их складчатой зоне байкалид полуостровов Рыбачий и Варангер.

Кольская зона

Сложная складчатая зона карелид Кольского полуострова, состоящая из ряда линейно вытянутых синклинориев и антиклинориев, ярко отображается в полосовом магнитном поле в виде системы линейных максимумов и минимумов. Последние, так же как и складчатые структуры Кольской зоны, характеризуются своим выдержанным северо-западным простиранием. Выделяющиеся в пределах Кольской зоны Печенгско-Варзугский и Кольско-Кейвский синклинории, а также ограничивающие их Южно-Кольский (Терский), Центрально-Кольский и Мурманский (Северо-Кольский) антиклинории отчетливо вырисовываются в магнитном поле в виде систем аномалий той или иной интенсивности и знака в соответствии с магнитными свойствами слагающих их пород карельского комплекса и архея.

В то же время важно отметить, что наблюдаемый характер и интенсивность магнитного поля Кольской зоны отражают не только свойства, состав пород и строение складчатых образований докембрия, выходящих на поверхность и отображаемых на геологической карте, но также и их глубинные структурные этажи и интрузивные массивы. В связи с этим общая структура магнитного поля не всегда полностью соответствует контурам и границам складчатых структур на поверхности. Вместе с тем основные черты строения и состава складчатых толщ синклинориев и антиклинориев Кольской зоны и восточной части Балтийского щита в целом находят четкое отражение в различных типах магнитных аномалий. Среди последних, таким образом, следует различать аномалии, связанные со складчатыми комплексами докембрия, выходящими на поверхность, и аномалии глубинного происхождения.

Как показывает анализ магнитных карт, наиболее характерными элементами магнитного поля Кольской зоны карелид, определяющими его основные черты, являются Печепгско-Варзугская, Кольско-Кейвская и Мурманская системы полосовых аномалий, соответствующие одноименным складчатым синклинориям и антиклинориям.

Мурманский массив, сложенный в основном немагнитными архейскими гранодиоритами и гнейсами, отображается неоднородным и переменным по характеру магнитным полем. Оно отличается развитием крупных региональных аномалий (Мурманская и др.) северо-западного простирания, в общем аналогичных полосовым магнитным максимумам смежного Кейвского синклинория.

Крупная Мурманская магнитная аномалия, как и другие полосовые максимумы, в пределах рассматриваемого массива не может быть связана с немагнитными архейскими гнейсами и гранитоидами, выходящими на поверхность, и обусловлена, судя по расчетам глубин до магнитных масс, складчатыми комплексеми, залегающими на глубине менее 1 км. Видимо, полосовые магнитные аномалии отражают здесь складчатые комплексы карелид, погребенные под сравнительно маломощным тектоническим покровом пород архел.

Кольско-Кейвский синклинорий Кольской зоны карелид отмечается системой крупных региональных аномалий магнитного поля общего северо-западного простирания. Особенно ярко среди них выделяется большой Кейвский региональный магнитный прогиб Больших Кейв. Он имеет сходную с ним конфигурацию и лишь в южной, окраинной части несколько распространяется в пределы смежного Центрально-Кольского антиклинория.

Как показывают результаты пересчетов в верхнее полупространство на высоты в 6 и 30 км (Поротова, Сипакова, 1963), основной аномальный фон Кейвского регионального максимума обусловлен глубинными факторами вплоть до неоднородностей в верхней мантин (Литвиненко, 1968б). В то же время многочисленные линейные аномалии в краевых частях регионального магнитного максимума Больших Кейв и внутри него связаны со складчатыми вулканогенно-осадочными образованиями и основными интрузиями нижнего протерозоя. Особенно четко фиксируется в магнитном поле в виде интенсивного линейного максимума до 1600 гамм большой глубинный разлом, ограничивающий Кольско-Кейвский синклинорий с севера. По этому разлому произошел надвиг на Кольско-Кейвский синклинорий Мурманского массива архейских пород (Харитонов, 1960), который перекрыл в виде тектонического покрова карельские складчатые комплексы.

Магнитные максимумы, располагающиеся в Кольской части Кольско-Кейвского синклинория на простирании складчатых образований кейвской серии, приурочены к железорудным гнейсовым комплексам, которые образуют весьма отчетливые полосы северо-западного простирания.

Центрально-Кольский антиклинорий, прослеживающийся на всем протяжении Кольского полуострова, сложен разнообразными породами архея, фиксирующимися различными по знаку и характеру полями в его северо-западной и юго-восточной частях.

В северо-западной части Кольского полуострова антиклинорий сложен гранито-биотитовыми гнейсами нижнего архея и древнейшими гранитами, которые отображаются полосовым магнитным минимумом северо-западного простирания.

Восточная часть Центрально-Кольского антиклинория охватывается окраинной частью крупной региональной магнитной аномалии Больших Кейв, выделяющейся севернее, в пределах Кольско-Кейвского синклинория. Гнейсо-граниты архея, биотитовые и амфиболитовые гнейсы кейвской серии и щелочные граниты, слагающие антиклинорий в этой его части, являются слабомагнитными образованиями и не создают магнитных аномалий. Развитое здесь плавное повышенное магнитное поле южного склона регионального Кейвского максимума не может быть связано с этими породами, вероятно, оно обусловлено глубинными факторами.

Печенгско-Варзугский синклинорий карелид Кольской зоны на всем протяжении отображается сложно варьирующим магнитным полем, выраженным системой полосовых максимумов и минимумов. Они фиксируют строение и состав выполняющих его мощных осадочно-вулканогенных толщ нижнего и среднего протерозоя.

В пределах Печенгско-Варзугского синклинория в магнитном поле особенно четко вырисовываются Печенгский и Имандра-Варзугский зеленокаменные геосинклинальные прогибы. Соответствующие им системы полосовых магнитных максимумов по простиранию синклинория северо-западнее оз. Имандра прерываюгся участком пониженного магнитного поля.

Печенгский зеленокаменный прогиб в северо-западной окраинной части Печенгско-Варзугского синклинория отображается весьма неоднородным варьирующим магнитным полем, особенно повышенным над телами ультраосновных интрузий вдоль горизонта продуктивной филлитовой толщи. Аномальный фон магнитного поля зеленокаменного прогиба, по-видимому, в значительной мере обусловлен повышенным залеганием поверхности «базальтового» слоя в его пределах, что фиксируется здесь интенсивным максимумом силы тяжести. Как показывают данные ГСЗ (Литвиневко, 1963а, б; 1965), поверхность «базальтового» слоя под образованиями печениской серии залегает на глубине всего 5-7 км. Очевидно, формирование осадочно-вулканогенных пород печенгской серии обусловлено заложением геосинклинального прогиба вдоль зоны глубинного разлома непосредственно на поверхности «базальтового» слоя. Материалы ГСЗ позволяют судить о значительной роли надвигов в формировании Печенгского зеленокаменного прогиба. Крупный взбросо-надвиг, ограничивающий с юго-запада Печенгский прогиб, фиксируется сменой аномального варьирующего магнитного поля, свойственного печенгской серии, пониженным полем, которое характерно для плошали распространения тунпровой серии нижнего протерозоя.

Имандра-Варзугский зеленокаменный прогиб в юго-восточной части Печенгско-Варзугского синклинория характеризуется протяженными магнитными аномалиями, фиксирующими интенсивно намагниченные осадочно-вулканогенные образования имандра-варзугской серии.

Как показывают данные ГСЗ (Литвиненко и др., 1968), мощностьотложений имандра-варзугской серии, выполняющей зеленокаменный прогиб, достигает 12 км. Вместе с тем последний четко фиксируется интенсивным полосовым максимумом силы тяжести, который, по-видимому, обусловлен весьма интенсивно намагниченными вулканогенными толщами зеленокаменного прогиба. Характерно, что для магнитных аномалий Имандра-Варзутского зеленокаменного прогиба отмечается резкое затухание с высотой. Так, на высоте 6 км еще вполне отчетливо отмечаются две параллельные полосы северо-западного простирания, связанные с образованиями имандра-варзугской и тундровой серий, тогда как на высоте 30 км они практически незаметны и намечаются лишь по слабому искажению изолиний в окраинной части регионального Кольского максимума магнитного поля.

Важно подчеркнуть, что сравнительный анализ магнитных полей Имандра-Варзугского и Печениского прогибов показывает их значительное сходство по характеру и морфологии аномалий, обычно отражающих основные структурные особенности. Таким образом, Печениский и Имандра-Варзугский зеленокаменные прогибы имеют общие черты и аналогичны не только по составу слагающих их вулканогенно-осадочных толщ, но и по глубинному строению. Оба прогиба отличаются чешуйчатым характером выполняющих их складчатых комплексов с южным региональным падением. Южные крылья обоих прогибов срезаны крупными глубинными разломами, по которым складчатые образования тундровой серии надвинуты на центральные части зеленокаменных прогибов.

Южно-Кольскому (Терскому) антиклинорию, сложенному архейскими биотитовыми, гранато-биотитовыми и слюдяными гнейсами кольской серии архея, отвечает полоса отрицательного магнитного поля с множеством локальных максимумов, а также Южно-Кольский полосовой максимум силы тяжести.

Северная граница Южно-Кольского антиклинория намечается крупным Вялозерским разломом (надвигом), по которому архейские толщи надвинуты на образования тундровой серии Имандра-Варзугской зоны. Этот надвиг с южным падением четко отражается в магнитном поле в виде системы локальных максимумов.

Таким образом, данные региональных геолого-геофизических исследований со всей определенностью показывают, что складчатая зона карелид Кольского полуострова формировалась при явном преобладании боковых напряжений, ориентированных с юго-запада на северо-восток. Эти напряжения обусловили возникновение региональных надвигов с южным падением, определяющих общий структурный план Кольской зоны.

Беломорский массив архея

Массив, сложенный глубоко матаморфизованными и интенсивно дислоцированными гнейсами, ярко отображается региональным максимумом силы тяжести и спокойным пониженным магнитным полем.

Разнообразные гнейсы и амфиболиты, слагающие Беломорский массив, являются весьма плотными образованиями и поэтому повсеместно обусловливают интенсивные аномалии силы тяжести. В то же время гнейсы массива представляют собой практически немагнитные породы.

Пониженным магнитным полем отрицательного знака фиксируются преимущественно биотитовые, гранато-биотитовые и другие разности гнейсов. Участки повышенного и варьирующего поля отвечают обычно разнообразным по составу интрузиям габбро-диоритов. В центральной части массива многочисленные локальные максимумы фиксируют мелкие тела основных ультраосновных интрузий.

Важно подчеркнуть, что в целом однородные и монотонные гравитационные и магнитные поля Беломорского массива на отдельных участках характеризуются своеобразным мозаичным строением. Последнее (особенно в случае магнитного поля) обусловлено глубинными структурами гнейсов архея, собранных в складки северо-западного и северо-восточного простираний. Они часто образуют сложные дугообразные и куполовидные структурные формы.

В характере и распределении магнитного поля Беломорского массива находят отражение и некоторые слагающие его крупные складчатые структуры, как, например, Сальнотундровский и Колвицкий синклинории. В то же время массивы гранулитов в северо-западной части Беломорского массива четко фиксируются крупными магнитными максимумами. Пониженное магнитное поле, свойственное Беломорскому массиву, распространяется к юго-востоку вдоль Кандалакшского залива и южной части Белого моря. Это, по-видимому, свидетельствует о развитии здесь аналогичных гнейсов архея.

Карельская зона

Сложная складчатая система Карельской зоны, состоящая из ряда антиклинориев и синклинориев общего северо-западного простирания, ярко отображается гравитационными и магнитными аномалиями полосового строения. Для магнитного поля Карельской зоны в целом характерно преобладание аномалий с резкими градиентами и интенсивностью, меняющейся от сотен до десятков тысяч гамм; обычно они отражают распространение эффузивно-осадочных комплексов карелид и разнообразных интрузий.

Северо-Карельская синклинальная полоса осадочно-вулканогенных образований карелид характеризуется весьма изменчивым пониженным магнитным полем. В то же время в ее северо-западной части, где в разрезе преобладают основные вулканогенные толщи, магнитное поле выражено полосовыми максимумами интенсивностью до тысячи гамм.

Северо-Карельская антиклинальная полоса отличается повышенным слабопеременным полем, местами осложненным рядом локальных максимумов.

Граница Северо-Карельского антиклинория с Беломорским массивом не прослеживается в магнитное поле, вероятно, вследствие близости состава и магнитных свойств слагающих их пород в зоне контакта. В то же время контакт антиклинория с Северо-Карельским синклинорием очень четко выражен резкой сменой положительного магнитного поля, пониженным в пределах синклинория.

Восточно-Карельскому синклинорию в юго-восточной части в целом присуще пониженное магнитное поле, которое осложнено множеством локальных максимумов линейной и изометричной формы. Подобный интенсивно варьирующий характер магнитного поля Восточно-Карельского синклинория резко отличает его от пониженного относительно спокойного магнитного поля над гнейсами Беломорского массива, что позволяет протрассировать границу между ними.

Центрально-Карельский антиклинорий, разделяющий Западно- и Восточно-Карельский синклинории, отображается спокойным и пониженным магнитным полем над слагающими его древними гнейсами и гранитами нижнего протерозоя.

Западно-Карельский синклинорий имеет много общего с Восточно-Карельским синклинорием по своей структуре и характеру магнитного поля. Очень четкими линейными положительными аномалиями магнитного поля с резкими градиентами фиксируются осадочно-вулканогенные и интрузивные образования нижнего и среднего протерозоя. Резкие градиенты магнитного поля (Костомукшские аномалии и др.) обусловливаются крутыми складками гимольской и парандовской серий карелид. Менее отчетливо прослеживаются складчатые структуры карелид, сложенные толщами сегозерской и онежской серий, которые собраны в более пологие складки.

Опежская мульда в составе юго-восточной части Западно-Карельского синклинория характеризуется в целом спокойным и повышенным фоном магнитного поля, которое отображает сложный комплекс выполняющих ее осадочно-вулканогенных толщ и пластовых интрузий. Общий повышенный фон магнитного поля Онежской мульды карелид осложнен системой узких, линейно вытянутых интенсивных максимумов, отражающих разломы общего северо-западного простирания.

Западно-Карельский, или Восточно-Финляндский, антиклинорий, сложепный реоморфизованными гранитоидами архея, характеризуется в целом повышенным магнитным полем со средней интенсивностью около 400—500 гамм. Результаты аэромагнитной съемки на больших высотах (1500—2000 м) показывают связь этого аномального поля с глубинными объектами.

Восточно-Финляндский синклинорий отображается в общем пониженным магнитным полем, которое заметно осложнено рядом локальных аномалий различных интрузий.

На северо-западном продолжении Карельской зоны карелид карельские складчатые структуры Финской Лапландии четко фиксируются по-

региональным падением. Южные крылья обоих прогибов срезаны крупными глубинными разломами, по которым складчатые образования тундровой серии надвинуты на центральные части зеленокаменных прогибов.

Южно-Кольскому (Терскому) антиклинорию, сложенному архейскими биотитовыми, гранато-биотитовыми и слюдяными гнейсами кольской серии архея, отвечает полоса отрицательного магнитного поля с множеством локальных максимумов, а также Южно-Кольский полосовой максимум силы тяжести.

Северная граница Южно-Кольского антиклинория намечается крупным Вялозерским разломом (надвигом), по которому архейские толщи надвинуты на образования тундровой серии Имандра-Варзугской зоны. Этот надвиг с южным падением четко отражается в магнитном поле в виде системы локальных максимумов.

Таким образом, данные региональных геолого-геофизических исследований со всей определенностью показывают, что складчатая зона карелид Кольского полуострова формировалась при явном преобладании боковых напряжений, ориентированных с юго-запада на северо-восток. Эти напряжения обусловили возникновение региональных надвигов с южным падением, определяющих общий структурный план Кольской зоны.

Беломорский массив архея

Массив, сложенный глубоко матаморфизованными и интенсивно дислоцированными гнейсами, ярко отображается региональным максимумом силы тяжести и спокойным пониженным магнитным полем.

Разнообразные гнейсы и амфиболиты, слагающие Беломорский массив, являются весьма плотными образованиями и поэтому повсеместно обусловливают интенсивные аномалии силы тяжести. В то же время гнейсы массива представляют собой практически немагнитные породы.

Пониженным магнитным полем отрицательного знака фиксируются преимущественно биотитовые, гранато-биотитовые и другие разности гнейсов. Участки повышенного и варьирующего поля отвечают обычно разнообразным по составу интрузиям габбро-диоритов. В центральной части массива многочисленные локальные максимумы фиксируют мелкие тела основных ультраосновных интрузий.

Важно подчеркнуть, что в целом однородные и монотонные гравитационные и магнитные поля Беломорского массива на отдельных участках характеризуются своеобразным мозаичным строением. Последнее (особенно в случае магнитного поля) обусловлено глубинными структурами гнейсов архея, собранных в складки северо-западного и северо-восточного простираний. Они часто образуют сложные дугообразные и куполовидные структурные формы.

В характере и распределении магнитного поля Беломорского массива находят отражение и некоторые слагающие его крупные складчатые структуры, как, например, Сальнотундровский и Колвицкий синклинории. В то же время массивы гранулитов в северо-западной части Беломорского массива четко фиксируются крупными магнитными максимумами. Пониженное магнитное поле, свойственное Беломорскому массиву, распространяется к юго-востоку вдоль Кандалакшского залива и южной части Белого моря. Это, по-видимому, свидетельствует о развитии здесь аналогичных гнейсов архея.

Карельская зона

Сложная складчатая система Карельской зоны, состоящая из ряда антиклинориев и синклинориев общего северо-западного простирания, ярко отображается гравитационными и магнитными аномалиями полосового строения. Для магнитного поля Карельской зоны в целом характерно преобладание аномалий с резкими градиентами и интенсивностью, меняющейся от сотен до десятков тысяч гамм; обычно они отражают распространение эффузивно-осадочных комплексов карелид и разнообразных интрузий.

Северо-Карельская синклинальная полоса осадочно-вулканогенных образований карелид характеризуется весьма изменчивым пониженным магнитным полем. В то же время в ее северо-западной части, где в разрезе преобладают основные вулканогенные толщи, магнитное поле выражено полосовыми максимумами интенсивностью до тысячи гамм.

Северо-Карельская антиклинальная полоса отличается повышенным слабопеременным полем, местами осложненным рядом локальных максимумов.

Граница Северо-Карельского антиклинория с Беломорским массивом не прослеживается в магнитное поле, вероятно, вследствие близости состава и магнитных свойств слагающих их пород в зоне контакта. В то же время контакт антиклинория с Северо-Карельским синклинорием очень четко выражен резкой сменой положительного магнитного поля, пониженным в пределах синклинория.

Восточно-Карельскому синклинорию в юго-восточной части в целом присуще пониженное магнитное поле, которое осложнено множеством локальных максимумов линейной и изометричной формы. Подобный интенсивно варьирующий характер магнитного поля Восточно-Карельского синклинория резко отличает его от пониженного относительно спокойного магнитного поля над гнейсами Беломорского массива, что позволяет протрассировать границу между ними.

Центрально-Карельский антиклинорий, разделяющий Западно- и Восточно-Карельский синклинории, отображается спокойным и пониженным магнитным полем над слагающими его древними гнейсами и гранитамя нижнего протерозоя.

Западно-Карельский синклинорий имеет много общего с Восточно-Карельским синклинорием по своей структуре и характеру магнитного поля. Очень четкими линейными положительными аномалиями магнитного поля с резкими градиентами фиксируются осадочно-вулканогенные и интрузивные образования нижнего и среднего протерозоя. Резкие градиенты магнитного поля (Костомукшские аномалии и др.) обусловливаются крутыми складками гимольской и парандовской серий карелид. Менее отчетливо прослеживаются складчатые структуры карелид, сложенные толщами сегозерской и онежской серий, которые собраны в более пологие складки.

Онежская мульда в составе юго-восточной части Западно-Карельского синклинория характеризуется в целом спокойным и повышенным фоном магнитного поля, которое отображает сложный комплекс выполняющих ее осадочно-вулканогенных толщ и пластовых интрузий. Общий повышенный фон магнитного поля Онежской мульды карелид осложнен системой узких, линейно вытянутых интенсивных максимумов, отражающих разломы общего северо-западного простирания.

Западно-Карельский, или Восточно-Финляндский, антиклинорий, сложепный реоморфизованными гранитоидами архея, характеризуется в целом повышенным магнитным полем со средней интенсивностью около 400—500 гамм. Результаты аэромагнитной съемки на больших высотах (1500—2000 м) показывают связь этого аномального поля с глубинными объектами.

Восточно-Финляндский синклинорий отображается в общем пониженным магнитным полем, которое заметно осложнено рядом локальных аномалий различных интрузий.

На северо-западном продолжении Карельской зоны карелид карельские складчатые структуры Финской Лапландии четко фиксируются полосовыми магнитными максимумами, которые здесь связаны с мощными осадочно-вулканогенными толщами карелид. Магнитные максимумы северной части Восточно-Финляндской полосы фиксируют здесь толщи тех сланцев и гнейсов, которые выполняют систему разобщенных синклиналей, протягивающихся одна за другой с общим северо-западным и меридиональным простиранием.

Севернее Ботнического залива магнитные полосовые аномални круто поворачиваются к северу и северо-западу в соответствии с простиранием складчатых комплексов карелид, которые в северной части Швеции переходят в синклинальную зону карелид Северного Норланда. Магнитные максимумы обусловлены здесь толщами железисто-кремнистых и джеспилитовых серий Вакка, Паяла и Каликс (Кратц и др., 1964; Magnusson, 1965).

Зона свекофеннид Финляндии и Швеции

Свекофенниды южной части Финляндии и средней части Швеции характеризуются разнообразными магнитными полями в зависимости от состава и характера строения слагающих их осадочно-вулканогенных толщ.

Центрально-Финляндский массив гнейсов и разновозрастных огнейсованных гранитоидов в южной части Финляндии отображается областью мозаичных магнитных аномалий, различных по форме и не имеющих отчетливо выраженной ориентировки. Линейные складчатые полосы свекофеннид, обрамляющие массив, фиксируются системами полосовых магнитных максимумов с весьма изменчивыми простираниями. Положение и простирание аномалий восточного побережья Ботнического залива отчетливо указывает на продолжение свекофеннид Южной Финляндли к западу на соединение со свекофеннидами Средней Швеции.

В пределах свекофеннид Швеции в северной части страны, вдоли окраинной зоны свекофеннид Северного Норланда (район городов Кируна и Елливара) и по границе с синклинальной зоной карелид Северного Норланда особенно ярко выражены меридиональные интенсивные магнитные максимумы. Они связаны с железорудными вулканогенными толщами серии Арвидсъяур-Кируна.

Такими же четкими полосовыми максимумами магнитного поля общего субмеридионального простирания фиксируются осадочно-вулканогенные толщи окраинной зоны свекофеннид Северного Норланда, прослеживающейся на юг к району г. Шеллефтео. К юго-западу от него с общим выдержанным северо-восточным простиранием протягивается система линейных магнитных аномалий, отображающая распространение складчатых толщ сланцев, граувакк и эффузивов синклинальной зоны свекофеннид Центрального Норланда. Они сложены в складки северовосточного простирания.

Южнее, в пределах окраинной зоны свекофеннид Южного Норланда ориентировка магнитных максимумов меняется с востока на запад от широтной до меридиональной и северо-западной. Магнитные аномалии вызваны здесь толщами эффузивов с прослоями доломитов и железных руд. Ряд узких интенсивных магнитных максимумов общего субмеридионального простирания отмечается над полем развития субиотнийских образований юго-западной части Швеции, где они фиксируют основные и ультраосновные интрузии.

В южной части свекофеннид Швеции вдоль антиклинория Свеаланд прослеживается система полосовых максимумов, сложно меняющих простирание от широтного на юге до субмеридионального и северо-восточного на севере в соответствии с ориентировкой простирания этого антиклинория. Магнитные аномалии фиксируют здесь толщи разнообразных эффузивов с прослоями осадочных пород и железорудных свит.

Система магнитных максимумов антиклинория Свеаланд, а также, видимо, и синклинория Мелар опоясывает с юга и юго-запада область пониженного мозаичного поля, соответствующего массиву раннеорогенных гранитоидов свекофеннид в районе г. Упсала.

В целом в области свекофеннид Швеции устанавливается закономерная приуроченность пониженных мозаичных магнитных полей к массивам раннеорогенных огнейсованных гранитоидов. В то же время синклинальные зоны свекофеннид, опоясывающие и разделяющие массивы гранитоидов сфекофеннид, часто характеризуются сложно меняющимися простираниями. Они четко фиксируются системами полосовых магнитных максимумов, ориентировка которых подчинена этим изменчивым направлениям складчатости.

В области Южной Швеции и юго-востока Норвегии выделяется ряд типов магнитных аномалий, которые увязываются с основными структурными элементами докембрия этой окраинной юго-западной части Балтийского щита, характеризующейся распространением готского субсеквентного магматического комплекса (вулканических моласс и гранитов типа рапакиви).

В пределах гранитного массива Смоланд в Южной Швеции и по его периферии распространены отдельные магнитные максимумы, среди которых выделяется крупный максимум в бассейне р. Эмон, имеющий северо-северо-западную ориентировку. Последний, так же как и многие другие аномалии этого района, не может быть связан с осадочно-вулканогенными породами готского комплекса, выполняющими отдельные мелкие, обычно субширотные прогибы и грабены по периферии гранитного массива Смоланд, и, вероятно, отображает глубинные складчатые комплексы свекофеннских гнейсов.

Массив древних серых и красных гнейсов Юго-Западной Швеции, характеризующийся сложным внутренним строением, отображается в целом пониженным мозаичным полем. Оно осложнено только локальными максимумами над основными интрузиями. На западе и северо-западе это пониженное мозаичное поле резко ограничивается интенсивными магнитными максимумами северо-северо-восточного простирания (связанными с щелочными пермскими интрузиями грабена Осло), а также отдельными полосовыми максимумами, приуроченными к осадочно-вулканогенным толщам серии Дальсландий.

Весьма характерным мозаичным, в целом пониженным магнитным полем отличается также район докембрийских гранито-гнейсов Южной Норвегии, обрамленный с востока отдельными полосовыми максимумами над осадочно-вулканогенными толщами свиты Телемарк и комплекса Консберг-Бамле. На севере и северо-западе этот район мозаичного поля очень четко ограничивается магнитными аномалиями основных и ультраосновных интрузий покрова Ютун в пределах складчатой зоны каледонид Норвегии.

Сопоставление складчатых зон и массивов Балтийского щита с соответствующими им региональными магнитными аномалиями позволяет установить их общую геофизическую характеристику и провести систематизацию и тектоническую интерпретацию магнитных полей в зависимости от возраста и характера структур складчатого докембрия.

Крупные массивы гнейсов архея в пределах Балтийского щита (Беломорский, Мурманский, Центрально-Финляндский и др.) характеризуются пониженным мозаичным магнитным полем (с аномалиями малой амплитуды и различными по форме и простиранию) и ярко выделяются среди складчатых зон карелид и свекофеннид с их протяженными системами полосовых магнитных максимумов.

6* 83

В характере и распределении магнитных аномалий достаточно четко различаются отдельные синклинории и антиклинории в составе линейных складчатых зон карелид и свекофеннид. Выяснение региональных геофизических особенностей так называемых зеленокаменных синклинориев свекофенно-карелид восточной части Балтийского щита позволило выявить специфические черты связанных с ними магнитных полей. Соответствующие им системы мощных полосовых аномалий обычно четко вырисовывают конфигурацию синклинориев в плане (Кольско-Кейвского, Печенгско-Варзугского и др.).

Региональные глубинные разломы, как правило разделяющие древние массивы архея и линейные складчатые зоны карелид и свекофеннид, а также отдельные антиклинории и синклинории в составе последних, выражаются или интенсивными узкими максимумами (разлом по границе Мурманского массива и Кольско-Кейвского синклинория), или резкой сменой пониженного поля полосами аномалий (разлом вдоль юго-западного борта Печенгско-Варзугского синклинория).

Для целей нашего исследования наибольший интерес представляют те некоторые общие закономерности в характере и интенсивности магнитного поля, которые намечаются над основными тектоническими комилексами складчатого докембрия Балтийского щита.

Русская плита

Анализ региональной геофизической характеристики складчатого докембрия Балтийского и Украинского щитов позволяет распространить выявленные закономерные соотношения определенного типа магнитных полей и складчатых систем докембрия в пределы Русской плиты и тем самым, привлекая данные бурения и геохронологических исследований, наметить основные черты внутреннего строения ее фундамента.

Северные, северо-западные и юго-западные районы Русской плиты

На продолжении (по простиранию) складчатых зон и массивов докембрия восточной и южной частей Балтийского щита и соответствукщих региональных зон магнитного поля, которые расходятся к югу и юго-востоку в виде обширной виргации, в пределах северной, северозападной и юго-западной частей Русской плиты, по данным аэромагнитной съемки и бурения, прослеживаются линейные складчатые зоны и крупные угловатые массивы со сложным внутренним строением.

Прямым продолжением линейных магнитных аномалий Кольской зоны карелид служат ярко выделяющиеся полосовые магнитные максимумы и минимумы Мезенско-Вычегодской зоны (Гафаров, 1963а), прослеживающейся от горла Белого моря в область верховьев рек Вычегды и Камы на юго-востоке.

Таким образом, вся эта стройная система магнитных аномалий Мезенско-Вычегодской зоны, как и причленяющиеся к ней на юге зоны полосовых максимумов, по всей вероятности, связана с распространением складчатых образований карелид.

Наиболее характерными элементами магнитного поля Мезенско-Вычегодской зоны, определяющими его основные черты, являются (с югозапада на северо-восток) Кулой-Пинежская и Чердынская системы максимумов, Вашкинско-Вычегодская полоса минимумов и Предтиманская система аномалий (Гафаров, 1963а). Они располагаются на продолжении и по простиранию отдельных синклинориев и антиклинориев Кольской складчатой зоны, которые, как можно было видеть выше, фиксируются сходными по характеру и знаку полосовыми максимумами и минимумами магнитного поля и, вероятно, отображают их далекое погребенное продолжение.

Ярко выделяющийся Кулой-Пинежский региональный полосовой максимум магнитного поля лежит на простирании Печенгско-Варзугского синклинория и соответствующего ему полосового максимума Кольской складчатой зоны и, по-видимому, также фиксирует крупный синклинорий в составе фундамента. Можно предполагать, что Кулой-Пинежский максимум отображает мощные осадочно-вулканогенные карелиды, собранные в складки северо-западного простирания. Обращает на себя внимание сходство характера и конфигурации Кулой-Пинежского и Печенгско-Варзугского максимумов магнитного поля, а также их близкие размеры и одинаковая ориентировка.

Вашкинско-Вычегодская полоса региональных магнитных минимумов, которая прослеживается вдоль центральной части Мезенско-Вычегодской зоны, лежит в общем на простирании Центрально-Кольского антиклинория Кольской складчатой зоны и соответствующего ему минимума магнитного поля. По-видимому, она также отражает в составе фундамента полосу развития немагнитных разностей гнейсов архея и нижнего протерозоя.

Таким образом, данные аэромагнитной съемки позволяют проследить вдоль центральной части Мезенско-Вычегодской зоны полосу развития гнейсов и гранитоидов, видимо слагающих систему антиклинориев большой протяженности.

Предтиманская система региональных магнитных аномалий, наиболее ярко выделяющаяся в составе Мезенско-Вычегодской зоны и отличающаяся своим сложным строением, расположена на простирании Кольско-Кейвского синклинория Кольской складчатой зоны карелид и соответствующего ему регионального максимума магнитного поля. Региональные магнитные максимумы, выделяющиеся в составе Предтиманской системы, характеризуются бо́льшими размерами по площади. Некоторые из них сопоставимы по размерам и конфигурации с Кольско-Кейвским синклинорием и с соответствующим ему максимумом Кольской зоны.

Породам фундамента, обуслогливающим магнитные аномалии Предтиманской полосы, свойственны в общем высокие значения интенсивности намагничивания. Важно в то же время подчеркнуть, что Предтиманская система характеризуется весьма дифференцированным попеременным чередованием протяженных полос высоких значений интенсивности намагничивания с полосами пониженных значений. Подобное полосовое распределение комплексов с различными магнитными свойствами присуще осадочно-вулканогенным толщам, которые выполняют синклинории карелид.

На юго-востоке рассматриваемая аномальная полоса резко суживается и ослабевает по интенсивности, но ее продолжение можно отчетливо проследить в краевой юго-западной части Тимана через Джежим-Парму до дер. Ксенофонтово. По-видимому, здесь карелиды продолжаются далеко на юго-восток, уходя под надвинутую на них окраинную зону более молодой складчатой системы байкалид Тимана.

В северной части Предтиманской системы прослеживается ряд магнитных максимумов, которые расположены на продолжении Мурманского массива Кольской складчатой зоны. Среди них по своим размерам выделяется Сафоновский региональный максимум (Гафаров, 1963а).

Есть основания предполагать, что Сафоновский магнитный максимум, как и более северные, отображает юго-восточное погребенное продолжение Мурманского массива и, видимо, также вызван железорудными гнейсами и разнообразными основными интрузиями. Региональный глубинный разлом, разделяющий в пределах Кольской складчатой зоны Мурманский массив и Кольско-Кейвский синклинорий, продолжается далеко по простиранию в виде линейного магнитного минимума, который резко ограничивает с юга Сафоновский региональный максимум.

Мезенско-Вычегодская зона, таким образом, отражает окраинную зону общирной карельской складчатой системы и ограничена с северо-востока более молодой складчатой системой байкалид Тимана.

Протяженные зоны отрицательного магнитного поля и максимумов силы тяжести, соответствующие Беломорскому массиву архея Балтийского щита, непрерывно продолжаются к юго-востоку от границ последнего, в область бассейна Северной Двины и далее к юго-западу, вплоть до верховьев Волги, вырисовывая, таким образом, массив, погребенный под платформенным чехлом. В целом этот общирный массив очерчивается Северо-Двинской областью мозаичного магнитного поля со слабыми аномалиями неправильной формы и различного простирания.

На значительном протяжении границы Северо-Двинского погребенного массива архея в плане прямолинейны, но на ряде участков они имеют сглаженную и волнистую форму. В южной части массив ограничен с северо-запада глубинным разломом, отраженным полосовыми минимумами магнитного поля и системой плакантиклиналей Сухонского вала. Сухонский глубинный разлом может быть прослежен к юго-западу от верховьев р. Сухоны вплоть до истоков Волги. Архейские гранатовые гнейсы и гранито-гнейсы вскрыты в пределах Северо-Двинского массива в с. Ненокса, г. Архангельске, поселках Усть-Пинега и Опарино. Ралиометрический возраст (явно значительно омоложенный) гранито-гнейсов Неноксы составляет 1860—1940 млн. лет (Полканов, Герлинг, 1960).

Как показывают данные региональных геофизических исследований, Северо-Двинский погребенный массив архея разбит глубинными разломами северо-западного и северо-восточного простираний на ряд обширных блоков. В южной части Северо-Двинского массива особенно четко выделяется линейный Сухонско-Костромской блок фундамента. Он фиксируется Сухонским региональным максимумом силы тяжести и прослеживается с северо-восточным простиранием примерно вдоль Московской синеклизы. Этот блок Северо-Двинского массива четко приурочен к ее осевой части. Выделение в этом районе В. Н. Зандером и др. (1967) Ярославской складчатой системы недостаточно обоснованно.

В то время как мозаичное магнитное поле Сухонско-Костромского блока, вероятно, отображает состав и строение верхней части «гранитного» слоя, соответствующий ему региональный гравитационный максимум, по-видимому, фиксирует на данном участке повышенное залегание «базальтового» слоя (Гордасников, Троицкий, 1966).

На простирании Карельской складчатой зоны Балтийского щита прослеживаются полосы магнитных аномалий. Они, видимо, связаны с погребенными складчатыми зонами карелид, в пределах которых породы карельского комплекса вскрыты в поселках Коноша, Подпорожье, Пестово и Крестцы. В характере и строении региональных геофизических полей ярко отображается резкое веерообразное расширение погребенного продолжения Карельской складчатой зоны к югу и юго-востоку.

На простирании Восточно-Карельского синклинория и Центрально-Карельского антиклинория Карельской складчатой зоны прослеживается Онего-Вагская система региональных магнитных аномалий субмеридионального простирания. Среди них особенно выделяются по размерам и напряженности аномалии в бассейне р. Ваги, вероятно обусловленные вулканогенными складчатыми комплексами карелид, наложившимися, видимо, на архейский массив, который был переработан и разделен на ряд карельских антиклинориев и синклинориев. Породы карельского комплекса вскрыты в этой части Онего-Вагской зоны в пос. Коноша, где они представлены сильно дислоцированными хлоритовыми и серицитовыми сланцами, переслаивающимися с кварцитами.

На продолжении Центрально-Карельского антиклинория Карельской складчатой зоны в составе Онего-Вагской зоны прослеживается полоса пониженного (в общем) магнитного поля, осложненного, однако, отдельными крупными аномалиями типа Водлозерской. По-видимому, как и последняя, они связаны с расположенными вдоль погребенного антиклинория крупными массивами гранитоидов архея, обогащенных магнетитом.

Южное погребенное продолжение Западно-Карельского синклинория Карельской складчатой зоны четко устанавливается по простиранию Валдайской полосы интенсивных магнитных максимумов, также явно обусловленных мощными вулканогенными комплексами и крупными ультраосновными и основными интрузиями. Это предположение подтверждается данными скважины в Пестово, вскрывшей породы фундамента, представленные габбро-норитами, а также в Крестцах (скв. 1, 2), где фундамент сложен гиперстен-амфиболитовыми плагиогнейсами и кварцито-песчаниками (Веселовская, 1963; Гейслер, 1956).

В пос. Крестцы также вскрыты диабазы и диабазовые порфириты рифея (Гейслер, 1956), приуроченные к зоне больших разломов северовосточного простирания, проходящей по границе Валдайской зоны с Новгородским массивом и ограничивающей с северо-запада Валдайско-Крестцовскую впадину Московской синеклизы (Неволин и др., 1965). В районе городов Великих Лук и Невеля Валдайская зона сложно сочленяется с Московской, Псковской и Брестско-Минской зонами полосовых магнитных максимумов, причем здесь образуется сложная радиальная система аномалий.

К юго-востоку от Финского залива в пределах южного склона Балтийского щита выделяется Новгородская область отрицательного мозаичного магнитного поля и минимумов силы тяжести, ограниченная на юго-востоке и юго-западе сходящимися к югу под острым углом Валдайской и Псковской зонами полосовых магнитных и гравитационных аномалий.

В характере и изменении интенсивности магнитного и гравитационного полей на площади выделяемого Новгородского блока фундамента имеется много общего. Так, центральной части спокойного отрицательного магнитного поля соответствует отрицательное гравитационное магнитное поле. Минимум последнего отмечается южнее г. Луги. В северной части блока магнитное и гравитационное поля согласно повышаются. Докембрийский фундамент в пределах массива вскрыт многочисленными скважинами к югу и юго-востоку от Ленинграда, в западной части Ленинградской области и в районе г. Луги. Изучение материалов керна этих скважин (Тихомиров, 1966) выявило широкое развитие в фундаменте биотитовых, а также высокоглиноземистых гранато-силлиманито-кордиеритовых гнейсов и кристаллических сланцев. Среди интрузий в пределах рассматриваемой области магнитного поля широко распространены микроклиновые граниты.

Учитывая данные о том, что гнейсы выделенного блока фундамента во многих пунктах прорваны и мигматизированы гранитами, можно предполагать, что Новгородская область пониженных мозаичных геофизических полей в целом отображает крупный массив древних гнейсов, образующих кровлю обширных гранитных батолитов. При этом во многих районах гнейсы, вероятно, были размыты и сохранились лишь в виде своеобразных «останцов» среди полей развития микроклиновых гранитов.

По структурному положению, возрасту и составу пород выделяемый Новгородский погребенный массив фундамента, вероятно, является струк-

турным аналогом Центрально-Финляндского массива Балтийского щита, от которого он отделен субширотной складчатой зоной свекофеннид.

Псковская дугообразная полоса линейных магнитных аномалий отделяет Новгородскую область пониженного мозаичного магнитного поля от участка развития мозаичных аномалий между Чудским озером и р. Западной Двиной в районе г. Локно. Простирание аномалий Псковской зоны дугообразно изменяется от меридионального на юге до северо-западного, а далее, в районе побережья Финского залива — до широтного. По данным морских магнитных съемок, эта зона прослеживается с широтным простиранием в пределах Финского залива и северной части Балтийского моря. В целом для Псковской зоны характерны резкие граииенты аномалий магнитного поля.

Породы фундамента в пределах Псковской зоны вскрыты рядом скважин и представлены в окрестностях г. Пскова различными гнейсами и интрузиями габбро- и габбро-норитов, а также биотито-магнетитовыми гнейсами с. Выхмы, магнетитовыми гнейсами с. Йыхвы (к западу от Нарвы) и др. (Головин, 1966; Тихомиров, 1966). Общее субширотное простирание рассматриваемой зоны в районе южного побережья Финского залива сходно с ориентировкой складчатой зоны свекофеннид юго-запада Финляндии, с которой, вероятно, она тесно сближается, сливаясь по простиранию, против северо-западного внешнего угла Новгородского массива.

Данные магнитной съемки в Финском заливе и Балтийском море (Эфендиева, 1966 г.) позволяют считать, что западным продолжением Псковской зоны и южной складчатой полосы свекофеннид Финляндии служит широтная окраинная зона свекофеннид Южного Норланда в южной части Швеции. Важно подчеркнуть, что магнетитовые гнейсы, вскрытые скважинами вдоль Псковской зоны (села Выхмы, Йыхвы) весьма сходны с подобными породами свекофеннид Швеции и Финляндии, где они также собраны в складки широтного простирания.

Таким образом, дугообразная система полосовых аномалий Псковской зоны, очевидно, отражает погребенную складчатую зону свекофеннид, которая, заворачивая в южной части на юго-запад, причленяется по простиранию в районе г. Полоцка к Валдайской и Брестско-Минской зонам погребенных карелид.

Группа мозайчных магнитных аномалий к югу и юго-западу от г. Локно, по-видимому, намечает несколько вытянутый на северо-запад небольшой Локновский массив гнейсов архея, опоясанный со всех сторон дугообразными складчатыми зонами свекофеннид (Псковской, Рижской и др.). Локновский массив в свою очередь отделен от предполагаемого к западу от него Литовского массива, также фиксирующегося характерным мозаичным магнитным полем, сложно изгибающейся Рижской складчатой зоной. В пределах этой зоны породы свекофенно-карельского возраста (1750 млн. лет) вскрыты в с. Прангли (Виноградов и др., 1960).

Как показывают данные магнитной съемки в Балтийском море (Эфендиева, 1967), Рижская зона, изгибаясь по простиранию, переходит в Балтийском щите в окраинную зону свекофеннид Южного Норланда в пределах синклинория Меларен и антиклинория Свеаланд (Международная тектоническая карта Европы, 1964).

Литовский участок мозаичных аномалий также отделен полосами линейных магнитных максимумов от Мазовецкого и Поморского участков мозаичных магнитных полей в северо-восточной частп Польши (Dabrowski, Karaczun, 1956).

Локновский и Литовский массивы обрамлены с юго-востока широкой Брестско-Минской зоной интенсивных линейных максимумов северовосточного простирания. Выделяемая зона магнитных аномалий протягивается с выдержанным северо-восточным простиранием от района городов Полоцка и Невеля (где она сочленяется с Валдайской, Псковской и Московской зонами) до междуречья Вислы и Буга. Здесь она примыкает к другой крупной зоне северо-западного простирания — Висленско-Днестровской.

В центральной и восточной частях Брестско-Минской зоны скважинами широко вскрыты нижнепротерозойские породы фундамента, представленные преимущественно биотитовыми гнейсами (у сел Смиловичи, Копыль и др.). Абсолютный возраст этого комплекса пород составляет около 1900—1600 млн. лет (Пап, 1964). Возрастным аналогом пород нижнего протерозоя, вскрытых в пределах Брестско-Минской зоны, видимо, являются криворожская серия Украинского щита и карелиды Балтийского щита.

Возраст гранитов, наиболее широко развитых в составе пород нижнего протерозоя, в районе Минска составляет 1630 млн. лет (Виноградов и др., 1960), а у дер. Микашевичи — 1690 млн. лет. Породы группы гранодиорита, вскрытые в районе деревень Пинска, Старобина и Барановичей, а также в районе деревень Микашевичи, Глушкевичи и других, по-видимому, слагают сравнительно крупный Пинский массив, очерченный пониженным магнитным полем. Абсолютный возраст гранодиоритов этого массива в Пинске равен 1690, 1730 и 1820 млн. лет (Виноградоз и др., 1960), в Старобине — 1760 млн. лет, в Буйновичах — 1730 млн. лет (Пап, 1964).

Восточнее г. Слуцка Пинский участок пониженного поля отделен полосой магнитных аномалий от участка мозаичного магнитного поля в районе г. Бобруйска. Породы фундамента на этом участке вскрыты скважинами в районе деревень Солон и Червонная Слобода и представлены соответственно, по данным А. М. Папа (1964), кварцевыми диоритами (1930 млн. лет) и диоритами (1940 млн. лет). Следовательно, вмещающие гнейсы являются еще более древними. Таким образом, здесь мозаичное магнитное поле, обрамленное линейными максимумами, фиксирует древний массив гнейсов и диоритов.

В западной части Брестско-Минской зоны, в северо-западных районах Белоруссии и смежных районах Литвы, развита полоса гнейсов и амфиболитов щучинской серии (Пап, 1964), среди которых различаются парагнейсы и ортогнейсы. Радиометрический возраст пород парагнейсового комплекса колеблется от 1000 до 1600 млн. лет.

Следует отметить, что на смежной территории Польши в районе сел Крынки, Сокулки и в других пунктах скважинами вскрыты аналогичные гнейсы. Возраст их в районе Сокулки составляет 1310 млн. лет, в районе Крынки — 1410 млн. лет. Интрузии, прорывающие гнейсы щучинской серии, вскрыты в пределах Брестско-Минской зоны целым рядом скважин. Абсолютный возраст гнейсо-гранитов с. Щучино составляет 1396 млн. лет.

Данные по радиометрическому возрасту гнейсов и интрузий щучинской серии позволяют некоторым исследователям сопоставить их с готским комплексом Южной Швеции (Пап, 1964). Однако непосредственная связь Брестско-Минской зоны на северо-востоке с Валдайской и Московской зонами карелид не позволяет принять это предположение (Гафаров, 19636; Бондаренко, 1965). По-видимому, цифры абсолютного возраста гнейсов (около 1000—1200—1400 млн. лет) в щучинской полосе карелид северо-запада Белоруссии и Литвы явно омоложены (регенерация фундамента и т. д.).

Важно подчеркнуть, что выделяемой Брестско-Минской зоне карелид по местоположению четко соответствует Оршанский желобообразный прогиб северо-восточного простирания, выполненный красноцветными породами верхнего рифея. Таким образом, направление этого прогиба унаследовано от простирания складчатой зоны карелид фундамента платформы. Западнее Брестско-Минской зоны карелид, в северо-восточной части Польши, в районе Остравы Мазовецкой, чрезвычайно рельефно выделяется округлый участок мозаичного магнитного поля, резко очерченный опоясывающими его полосовыми магнитными максимумами северо-восточного и северо-западного простираний. По всей вероятности, мозаичными сравнительно интенсивными магнитными аномалиями в этом районе намечается изометричный Мазовецкий внутренний массив в составе окружающей его карельско-свекофеннской складчатой системы.

Полоса линейных магнитных аномалий, ограничивающая с запада Мазовецкий массив, отделяет его от другого аналогичного участка мозаичного поля, охватывающего бассейн нижнего течения р. Вислы. По-видимому, здесь намечается Гданьский, или Поморский, массив, аналогичный Мазовецкому (Гафаров, 1963б).

Мазовецкий и Поморский массивы с их мозаичными магнитными полями обрамлены с юго-запада Висленско-Днестровской системой полосовых магнитных аномалий, прослеживающейся вдоль юго-западного края эпикарельской Европейской платформы от г. Черновцы через Львов, Радом, западнее Варшавы и далее к северо-западу вдоль северного борта Поморско-Кулявского вала. По-видимому, эта система полосовых максимумов отражает протяженную складчатую зону нижне-среднепротерозойских образований докембрийского фундамента Европейской платформы.

Западнее Гданьского (Поморского) погребенного массива полоса магнитных аномалий, продолжающих к северо-западу Висленско-Днестровскую зону, прослеживается, по данным наземных и морских съемок, через устье р. Одры, о-в Рюген и острова Датского архипелага к п-ову Ютландия (Lauterbach, 1959; Эфендиева, 1967). Таким образом, грандиозная Датско-Польская система полосовых магнитных аномалий на юго-западе и северо-западе ограничена Польско-Германским региональным минимумом (Lauterbach, 1959; Гафаров, 1963б) и еще более обширными региональными магнитными минимумами Северного моря, где аномалии приобретают уже субмеридиональную ориентировку.

В пределах описанной системы магнитных аномалий северных частей Польши, ГДР и Дании фундамент вскрыт скважинами в отдельных районах Польши, на п-ове Ютландия и островах Датского архипелага. На п-ове Ютландия в городах Фредериксхафие и Арнуме вскрыты сланцеватые гнейсы, сопоставимые с породами западного побережья Швеции, а на о-ве Западный Фюнен скв. Гламсберг-1 — гранодиоритовые гнейсы (Кельбель, 1964). Таким образом, данные бурения позволяют судить о составе и возрасте пород фундамента протяженной Висленско-Днестровской складчатой зоны, увязывающейся на северо-западе в пределах Балтийского щита с районом докембрийских гранито-гнейсов Южной Норвегии.

Следует подчеркнуть, что магнитное поле северо-востока Польши и ГДР, Дании и юга Норвегии резко отличается от отрицательного магнитного поля юго-запада Польши, ГДР, севера ФРГ и Северного моря, где оно выражено обширными плавными региональными магнитными минимумами (Польско-Германским и Североморским), которые принадлежат к области иного (по возрасту и составу) фундамента.

Граница резкой смены магнитных полей прослеживается примерно вдоль Поморско-Куявского поднятия, а затем северо-западнее кулисообразно подставляется линией, протягивающейся через города Росток и Киль и далее в Северное море вдоль поднятий Рингкёбинг-Фюн и Среднесевероморского (Богданов, 1968б). В районе впадины Девильс-Холс эта граница резко меняет свое направление на северо-восточное, проходя плоть до надвига каледонид Британии и Скандинавии. Несомненно, что резкая прямолинейная конфигурация этой границы разнородных магнитных полей предопределена системой эшелонированных, кулисообразно подставляющих друг друга разломов, по которым вырисовываются очертания юго-западного края эпикарельской Европейской платформы.

Таким образом, в свете магнитных исследований четко определяется положение юго-западного края древней Европейской платформы со свекофенно-карельским фундаментом и ее стык по системе глубинных тектонических швов с палеозойским (Кельбель, 1964; Соколовский, Зноско, 1964) или байкальским (Журавлев, 1964, 1969), складчатым основанием Польско-Германской впадины и Северного моря. Как указывает А.А.Богданов (1968а, б), фундамент западного угла Европейской платформы, вероятно. подвергся переработке тектоно-магматическими пропессами готской и дальсландской эпох, а позднее частично переработан байкальскими и каледонскими движениями. Область распространения этого основания очерчивается общирными региональными минимумами магнитного поля. При этом для района Северного моря и западного побережья Норвегии. где граница разнородных магнитных полей отчетливо увязывается с надвигом каледонид Британии и Скандинавии, можно достаточно определенно утверждать, что развитые здесь региональные магнитные минимумы связаны с подводным продолжением каледонид.

Районы Русской плиты, смежные с Украинским щитом

В пределах Украинского щита ярко выделяется ряд типов магнитных полей, которые соответствуют основным тектоническим комплексам докембрия (см. рис. 18). Массив древнейших гнейсов Среднего Приднепровья с характерными куполовидными структурами и весьма изменчивым простиранием складчатых комплексов выражается мозаичным магнитным полем, осложненным локальными интенсивными максимумами, свойственными железорудным толщам (Крутиховская и др., 1966). Данные геофизики и бурения позволяют проследить погребенное продолжение Приднепровского массива к югу и к северу от границ щита.

Аналогичное мозаичное, в целом более повышенное магнитное поле с крупными изометричными аномалиями наблюдается также в окраинной юго-западной части Украинского щита, в Подолии, где оно отображает комплексы чарнокитовых гнейсов, разнообразных основных и ультраосновных интрузий, а также древнейших архейских гранитоидов (Жмеринский массив и др.). Мозаичное магнитное поле особенно характерно выражено между Жмеринским и Уманским массивами гранитоидов. Аномалии мозаичного типа в этом районе распространены непрерывно и прослеживаются также к западу и юго-западу от границ Украинского щита в Среднем Приднестровье, оконтуривая погребенное продолжение массива гнейсов архея.

Изучение физических свойств пород докембрийского фундамента Среднего Приднестровья (Димитров, Фридман, 1965) показало, что положительные магнитные аномалии этого района обусловлены, как и на Украинском щите, в основном чарнокитами и мигматитами. В то же время отмеченные здесь более интенсивные локальные магнитные максимумы вызваны преимущественно основными породами (габбро-норитами, норитами, амфиболитами) и гнейсами, постепенно переходящими в чарнокиты. Большие по площади минимумы магнитного поля в этом районе связаны, как правило, с массивами гранитов.

На юго-западе погребенное продолжение Подольского массива гнейсов архея ограничено описанной выше Висленско-Днестровской складчатой зоной, протягивающейся на юго-восток вплоть до устья Днестра и района Одессы. Данные бурения в Одессе указывают на развитие здесь складчатых образований типа криворожской серии (Варданянц, 1960). Бужско-подольский комплекс гнейсов и мигматитов, слагающий большую часть Украинского щита, характеризуется, как правило, зонами мозаичного магнитного поля, относительно повышенного или пониженного в отдельных районах. Зона слабоповышенного мозаичного магнитного поля прослеживается над образованиями бужско-подольского комплекса, которыми сложена западная часть Украинского щита. Здесь она ограничивает с севера и северо-востока область мозаичных магнитных максимумов Подольского массива.

Слабоповышенное мозаичное магнитное поле развито и над бужскоподольскими образованиями восточной (Приазовской) части Украинского щита, где аномалии и складчатые комплексы также характеризуются изменчивыми и дугообразными простираниями.

На северо-западе область мозаичных полей западной части Украинского щита ограничена системой полосовых магнитных максимумов и минимумов над метаморфическими толщами и гранитоидами нижнего протерозоя, выступающими на поверхность в пределах его северо-западной, Житомирско-Коростенской части. Магнитные максимумы северо-восточного простирания выделяются здесь над метабазитовой серией нижнего протерозоя в междуречье Уборти и Случа, а также над архейскими переработанными комплексами в пределах рассматриваемой зоны между городами Новоград-Волынским и Житомиром.

Коростенскому массиву гранитоидов соответствует четкий минимум магнитного поля. Он распространяется и восточнее массива, указывая на продолжение последнего под платформенным чехлом. Пониженное магнитное поле в пределах Житомирско-Коростенской зоны отвечает также Овручскому прогибу, выполненному кварцитами овручской серии. Их общая мощность вдоль оси прогиба по геофизическим данным может достигать 1,5—2 км.

Северная и южная границы распространения пород овручской серии определены субширотными зонами разломов. По многим из этих разломов внедрились дайки диабазовых порфиритов, которые хорошо фиксируются локальными линейными максимумами магнитного поля. По данным глубинных сейсмических исследований в восточной части Житомирско-Коростенской зоны (Соллогуб и др., 1968), в пределах развития пород овручской серии и Коростенского плутона (аналогов готского комплекса) на глубине около 5 км прослеживается поверхность с граничной скоростью около 7000 км/сек, вероятно соответствующая кровле массивов основных пород (возможно, относящихся к «базальтовому» слою земной коры). Таким образом, покрывающие их комплексы гранито-гнейсов имеют сравнительно небольшую мощность. Юго-западное погребенное продолжение Житомирско-Коростенской зоны прослеживается по линейным полосовым аномалиям через города Ровно и Луцк к верховьям р. Вепш. К северной границе погребенного продолжения этой зоны приурочен крупный Владимиро-Волынский сброс.

К северо-востоку от границ Украинского щита по простиранию Житомирско-Коростенской зоны породы фундамента вскрыты в пределах Прииятской впадины, где представлены в основном биотитовыми гнейсами (Микашевичи и др.), а также амфиболитами и габбро (Наровля, Анисимовка и др.). Абсолютный возраст габбро-амфиболитов Наровли составляет 1600 млн. лет, а габбро Анисимовки — 1700 млн. лет (Пап, 1964). Эти породы фундамента фиксируются полосовыми магнитными максимумами, которые прослеживаются с северо-восточным простиранием в район Гомеля и затем Брянска, где сочленяются с интенсивными максимумами КМА.

В центральной части Украинского щита в Среднем Приднепровье четко доминируют большие полосовые максимумы магнитного поля меридионального простирания, связанные с железорудными комплексами синклинориев, сложенными криворожской серией. Здесь выделяется ряд узких полос интенсивных магнитных аномалий. Они соответствуют Криворожско-Кременчугскому, Бузулукскому, Конскому, Орехово-Павлоградскому и другим синклинориям саксаганид, выполненным железисто-кремнистыми джеспилитовыми формациями нижнего протерозоя (Крутиховская, 1964; Тяпкин, Попович, 1965).

Среди них по размерам и интенсивности выделяется сложная Криворожско-Кременчугская система полосовых магнитных максимумов, отвечающая одноименному синклинорию. Она прослеживается, как и соотнетствующий синклинорию прогиб поверхности Мохоровичича, на юг за пределы выходов докембрия щита вплоть до южной границы Европейской платформы. Эта система аномалий с некоторыми перерывами протягивается также далеко на север за пределы Украинского щита, пересекая Днепровско-Донецкую впадину, через г. Миргород на сочленение с региональными магнитными максимумами КМА. В пределах Украинского щита в особенностях распределения и характере чрезвычайно интенсивных магнитных максимумов четко отображаются особенности тектоники шовного Криворожско-Кременчугского синклинория, распределение слагающих его железисто-кремнистых толщ, основных эффузивов и ультраосновных интрузий, а также строение ограничивающих его глубинных разломов (Кужелов, 1964; Бакланов, 1965; Доброхотов, 1969).

В магнитном поле также фиксируется строение других шовных синклинориев криворожской серии центральной части Украинского щита. При этом по положению и простиранию магнитных максимумов хорошо прослеживается продолжение на юг, за пределы складчатого докембрия щита Конского, Орехово-Павлоградского и других синклинориев. По данным ГСЗ (Соллогуб и др., 1969 г.), в пределах Украинского щита и смежных впадин также отчетливо устанавливается меридиональная зональность рельефа поверхности Мохоровичича.

В центральной области Украинского щита ярко выделяется полосовой Черкасско-Кировоградский региональный минимум магнитного поля. Он обладает выдержанным меридиональным простиранием (примерно вдоль 32° в. д.) на расстоянии около 500 км — от городов Херсона и Николаева на юге через города Кировоград, Черкассы до г. Нежина, где прерывается, а затем несколько менее четко вновь прослеживается на север в район городов Конотопа и Новгород-Северского. Таким образом, выделяемый региональный минимум магнитного поля распространяется к югу и северу далеко за границы Украинского щита, являясь вместе с Криворожско-Кременчугской системой магнитных максимумов одной из наиболее крупных особенностей магнитного поля Украинского щита и смежной Днепровско-Донецкой впадины.

Рассматриваемая полоса регионального минимума магнитного поля в целом очерчивает крупную зону развития разнообразных гранитоидов (кировоградский, корсунь-новомиргородский и другие комплексы) и древнейших гнейсов архея, слагающих (в основном уже севернее щита) крупный линейный блок фундамента меридионального простирания. Этот блок ограничен на востоке Криворожско-Кременчугским синклинорием.

На северо-западе в районе Борисполя и севернее в районе г. Чернигова полоса регионального минимума магнитного поля обрамлена линейными максимумами субмеридионального простирания. Бориспольский линейный максимум, подобно аномалиям Криворожского района, вероятно, вызван железорудными толщами кварцитов, тогда как Черниговская магнитная аномалия обусловлена основными и ультраосновными интрузиями. При этом результаты вычислений глубины залегания магнитных масс (Андреева, 1958) позволяют предполагать, что основной фон магнитного поля Черниговской аномалии обусловлен основными и ультраосновными породами фундамента на глубине 6—7 км, тогда как локальные вторичные максимумы вызваны вулканогенными породами верхнего девона, общая мощность которых достигает 700 м.

Восточная, Приазовская часть Украинского щита, а также более восточные районы за его пределами, вплоть до района г. Ростова-на-Дону, характеризуются сложным магнитным полем. Как уже отмечалось, мозаичные аномалии этой части щита севернее г. Бердянска отображают небольшой блок гнейсов и мигматитов бужско-подольского комплекса. На восточной окраине Украинского щита он ограничен метаморфическими толщами и гранитоидами криворожской серии, которые фиксируются интенсивными линейными максимумами северо-западного простирания.

Многочисленные мелкие магнитные максимумы, развитые в этом районе, отражают также часть анорогенных интрузий приазовского щелочного комплекса. Таким образом, по магнитным данным может быть намечена Приазовская зона криворожских складчатых комплексов, распространяющаяся на восток и юго-восток от выходов докембрия. К югу от г. Ростова-на-Дону, в с. Кущевка в пределах этой зоны скважиной вскрыты слоистые известняковые сланцы с магнетитом, очень сходные с некоторыми породами верхней части курской свиты (Варданянц, 1960).

Приазовский блок и ограничивающая его с юго-востока погребенная складчатая зона карелид, как и Европейская платформа в целом, на юге граничат со складчатым палеозойским основанием Скифской плиты (Муратов, 1964). Эта граница выражена системой кулисообразных глубинных разломов (Журавлев, 1964). Линейные блоки докембрийского фундамента вдоль южного края платформы, ограниченные системой широтных эшелонированных разломов, погружаются с различным наклоном на восток под складчатые образования девона и карбона Скифской эпигерцинской платформы (Муратов, 1964).

Сопоставление основных складчатых зон Украинского шита с соответствующими им магнитными полями и данные ГСЗ позволяют проследить их погребенное продолжение за пределами выходов складчатого докембрия. Это указывает на общность тектонического строения как складчатого докембрия Украинского щита, так и фундамента смежных с ним впадин платформы. Так, крупнейший Лнепровско-Донецкий прогиб платформы, который на востоке продолжается прогибом Большого Донбасса, не находит отражения в магнитном поле. Меридиональные магнитные максимумы и минимумы, пересекающие Днепровско-Донецкий прогиб, так же как и в пределах Украинского щита, отражают состав и строение докембрийского фундамента. В то же время складки краевого поперечного прогиба Донецкого бассейна и его геосинклинального продолжения на восток в зоне интенсивного раздробления и растяжения земной коры очерчиваются полосовым региональным минимумом магнитного поля. Этот минимум простирается до побережья Каспийского моря и отчетливо вырисовывает границу Европейской и Скифской платформ.

Как показывают сейсмические данные (Соллогуб и др., 1966), граница названных платформ выражена зоной глубинных разломов шириной от 15—20 до 40—50 км в верхних этажах земной коры. По существу она представляет собой огромную зону дробления, проникающую до поверхности Мохоровичича. К ней приурочена система грабенообразных окраинных прогибов Европейской платформы (Причерноморская впадина и др.). Здесь же вдоль регионального тектонического шва прослеживается полоса минимумов силы тяжести, а также отмечается изменение характера магнитного поля. По этой границе происходит резкое срезание меридиональных максимумов Криворожско-Кременчугской аномальной полосы саксаганид и также не менее резкая смена магнитного поля региональных аномалий КМА полосовым региональным минимумом Донецкого бассейна и продолжающей его на восток складчатой зоны патеозойского фундамента Скифской плиты. Грандиозная система КМА, прослеживающаяся между Харьковом, Воронежем, Орлом и Брянском с общим северо-западным простиранием на расстоянии около 1000 км, от района Луганска на юге до района Барятина на севере (см. рис. 18), как известно, ярко вырисовывает обширную зону развития складчатых комплексов магнетитовых кварцитов курской серии нижнего протерозоя (саксаганид). В северной части Курской зоны господствующее северо-северо-западное простирание магнитных аномалий сменяется северо-восточным. Здесь, в районе Барятина эта зона сочленяется с зонами центральной части Европейской платформы.

Интенсивные магнитные аномалии КМА группируются в две крупные полосы — северо-восточную и юго-западную. Напряженность магнитного поля в отдельных районах КМА достигает 120 тыс. гамм. В то же время ширина магнитных максимумов, как правило, не превышает $1-2 \kappa M$, лишь иногда достигая 4-5 км. В общем сходные между собой юго западная и северо-восточная полосы основной зоны КМА имеют в то же время ряд отличий. Если юго-западная полоса представляет собой практически непрерывную на протяжении сотен километров магнитную ано малию, то северо-восточная полоса разделяется на ряд обособленных аномалий, среди которых выделяются Ново-Оскольские максимумы. Тим-Шигровские аномалии, узел аномалий Старого Оскола и др. Магнитные аномалии северо-восточной полосы, как правило, имеют двусторонние минимумы. Это указывает на небольшую глубину залегания здесь нижней кромки крутопадающих пластов железистых кварцитов. Пространство между юго-западной и северо-восточной полосами интенсивных магнитных максимумов КМА характеризуется плавным повышенным магнитным региональным фоном. Исследования В. В. Копаева (1959, 1962) показали. что ему отвечает пентральная положительная региональная аномалия, которая имеет вид широкой полосы. На фоне этой аномалии выделяются Белгородский и Комаричский максимумы интенсивностью до 3500 гамм. На северо-западе, на широте г. Брянска эта региональная аномалия изменяет свое северо-северо-западное простирание на субширотное. Более мелкие региональные максимумы и минимумы выявлены в других районах КМА и в смежных областях.

Работы по комплексному геологическому картированию территории КМА, основанные на ряде региональных профилей скважин и геофизических данных (Полищук, 1964; Леоненко и др., 1967), в настоящее время позволяют судить об основных чертах строения фундамента и природе магнитных аномалий.

Рассмотренные выше юго-западная и северо-восточная полосы интенсивных магнитных аномалий связаны со складчатыми толщами железистых кварцитов курской серии. Они слагают крупные синклинорные структуры северо-западного простирания, которые являются аналогами поздних карелид. В то же время центральная межполосовая зона КМА соответствует линейному блоку разнообразных гнейсов архея, образующих крупное геоантиклинальное поднятие типа антиклинория или внутреннего массива. Важно подчеркнуть, что в пределах этого линейного блока фундамента отмечаются весьма пологие и почти горизонтальные залегания докембрийских комплексов архея и нижнего протерозоя. По данным определений радиологического возраста керна скважин (Виноградов и др., 1960), здесь развиты древние комплексы архея.

Гнейсы и гранито-гнейсы центральной межполосовой зоны ввиду их слабой интенсивности намагничивания неспособны обусловить региональную аномалию магнитного поля, отвечающую этому блоку. Как считают некоторые исследователи (Копаев, 1959, и др.), такая аномалия может быть вызвана поднятием вдоль межполосового блока кровли базальтового слоя, обладающего повышенной интенсивностью намагниченности в своей верхней части.

В целом же блоки древнейших гнейсов и гранитоидов архея в пределах КМА и смежных районов Воронежской антеклизы вследствие их слабой намагниченности обычно фиксируются минимумами магнитного поля. Подобные массивы предполагаются в районе с. Томаровка, а также городов Сумы, Харькова и во многих других пунктах (Леоненко и др., 1967). Крупный погребенный массив между городами Сумы, Белгородом и Харьковом, судя по данным магнитной съемки, является непосредственным продолжением Приднепровского массива Украинского щита, испытавшего интенсивное раздробление и растяжение в пределах Днепровско-Донецкой впадины.

Существование весьма крупного массива немагнитных гнейсов и гранитоидов архея намечается также по характеру пониженного мозаичного магнитного поля между городами Воронежем и Плавском северо-восточнее территории КМА. Предположение о существовании таких сравнительно небольших внутренних массивов в пределах складчатой зоны КМА обосновывается и данными о резком изменении простираний нижнепротерозойских складчатых комплексов.

В северных частях Курской аномальной зоны выявлено развитие ряда магнитных аномалий (Барятинская, Рогнединская, Плохинская и др.), менее интенсивных, чем максимумы основной части КМА. Барятинская магнитная аномалия, как показали данные бурения, также вызвана железистыми кварцитами.

простирание аномалий Курской Северо-западное господствующее зоны здесь сменяется на северо-восточное и субширотное, отражая сложное сочленение КМА с аномальными зонами центральных частей Европейской платформы (Московская зона и др.). Параллельно зоне распространения железорудных комплексов КМА и восточнее, между городами Боровском, Тамбовом, Урюпинском и Воронежем с северо-запада (от района Мичуринска) на юго-восток к г. Котельниково прослеживается Урюпинско-Котельниковская полоса сравнительно слабых линейных максимумов и минимумов магнитного поля. В пределах этой зоны могут быть отмечены линейный максимум в районе г. Мичуринска, сравнительно слабый по интенсивности протяженный Урюпинский полосовой максимум и более интенсивный максимум в районе г. Котельниково. Все эти максимумы, как и Урюпинско-Котельниковская зона в целом, имеют общее северозападное простирание.

На юге рассматриваемая зона резко срезается региональным полосовым минимумом магнитного поля Донецкого бассейна и северной, прикаспийской части Скифской плиты. На северо-западе она сочленяется по простиранию с Рязано-Саратовской линейной зоной, ограничивая с северо-востока участок пониженного мозаичного магнитного поля между городами Воронежем и Плавском над древним массивом гнейсов и гранитондов архея.

В пределах Урюпинско-Котельниковской зоны скважинами в селах Грязи, Ольховка и Воробьевка вскрыты нижнепротерозойские породы фундамента, являющиеся аналогами верхней свиты курской серии КМА (Варданянц, 1960; Веселовская, 1966).

Абсолютный возраст биотитовых сланцев с. Воробьевка составляет 1750 млн. лет (Виноградов и др., 1960). Таким образом, по данным бурения и магнитной съемки, восточнее главного пояса КМА отчетливо намечается линейная складчатая зона погребенных карелид, вероятно протягивающаяся далеко на юго-восток, в район устья Волги.

Крупный субмеридиональный минимум магнитного поля, выделяющийся в районе г. Балашова, вероятно, фиксирует массив гранитоидов архея, которые вскрыты в его пределах в с. Ивановка и других пунктах. Он отделяет Урюпинско-Котельниковскую зону от сходной полосы слабоповышенного магнитного поля, которая прослеживается с севера на юг от района г. Ртищева через города Урюпинск и Волгоград далее к устью Волги. В пределах рассматриваемой зоны скважиной в станицах Верховской и Абрамовской вскрыты разнообразные биотитовые и амфиболитовые сланцы, аналогичные сланцам с. Воробьевка Урюпинско-Котельниковской зоны. Абсолютный возраст сланцев станицы Верховской составляет 1600 млн. лет (Виноградов и др., 1960). Кроме того, гранитоиды нижнего протерозоя вскрыты в пределах Верховской зоны в районе Волгограда. На Абрамовской площади помимо древних плагиоклазовых гранито-гнейсов и гранитов вскрыты также серые граниты и гранито-гнейсы, тесно связанные с нижним протерозоем, а иногда секущие нижнелротерозойские породы фундамента (Веселовская, 1963).

Таким образом, по данным бурения и магнитной съемки, восточнее главного пояса КМА отчетливо выделяются линейные складчатые зоны погребенных карелид (Веселовская, 1966), разделенные древними блоками фундамента и протягивающиеся на юго-восток, в район устья Волги.

В центральной части Европейской платформы выделяется крупная Московская зона полосовых магнитных аномалий (см. рис. 18). Она прослеживается в широтном направлении от района Полоцка и Великих Лук через Вязьму к Москве и Коломне. Восточнее Московская зона резко расширяется и разделяется в виде обширной виргации на Ивановскую и Рязано-Саратовскую зоны линейных магнитных максимумов.

В целом Московская субширотная зона магнитных аномалий имеет простирание, несогласное с субмеридиональной ориентировкой Курской зоны интенсивных магнитных максимумов. Стык этих полос магнитных аномалий выделяется не столько разницей в простираниях аномалий, сколько различием в их интенсивности.

Породы фундамента вскрыты в пределах Московской зоны рядом скважин и представлены гранат-силлиманит-биотитовыми гнейсами архея (в Москве), биотитовыми микрогнейсами, амфиболитовыми плагиогнейсами и амфиболитами нижнего протерозоя (в Поварове), микроклиновыми гранитами (в Калуге и Серпухове) и розовыми гранитами нижнего протерозоя (в Ряжске и некоторых других пунктах).

Полосовые магнитные максимумы Московской зоны, по-видимому, в первую очередь вызваны, как показывают скважины в Поварове и других пунктах, складчатыми толщами амфиболитов, амфиболовых плагиогнейсов, биотитовых гнейсов и сланцев нижнего протерозоя. Эти породы в данном районе обладают повышенными значениями интенсивности намагничивания, примерно 1000—2000·10⁻⁶ (до 5000·10⁻⁶) CGSM, и, вероятно, слагают крупную складчатую структуру типа зеленокаменного синклинория.

Вдоль осевой части Московской зоны через Гжатск и Москву, по данным сейсморазведки, прослеживается крупный разлом, резко выраженный в районе Москвы уступом и грабенообразным прогибом фундамента с глубинами до 3—3,5 км. Этот региональный разлом прослеживается и далее на северо-восток, к Владимиру, а с юго-востока к нему причленяется по простиранию система разломов Рязано-Саратовской зоны. Некоторые исследователи (Симоненко, Толстихина, 1965) значительно расширяют представления о масштабах рассматриваемого разлома, выделяя Московско-Кировскую систему линейных положительных аномалий в качестве большой шовной зоны, которая, по их мнению, прослеживается на север до г. Сыктывкара. Однако, несомненно, что линейная складчатая зона фундамента, с которой связана Московская система полосовых аномалий, так же как и большой разлом вдоль ее оси, являются генетически сопряженными с общирной складчатой областью карелид. Данные бурения и определений абсолютного возраста и региональных магнитных съемок позволяют, таким образом, утверждать, что Московская система полосовых магнитных аномалий отображает, как давно предполагал Н. С. Шатский (1946а), крупную складчатую зону карелид. Такова же, как будет показано ниже, природа непосредственно связанных с ней на востоке Рязано-Саратовской и Ивановской зон магнитных аномалий.

Вопрос о соотношении между Московской и Курской системами магнитных аномалий, имеет особо важное значение для решения проблемы временных и пространственных соотношений и корреляции зон карелид и саксаганид в пределах центральной части Европейской платформы.

В настоящее время в свете большого количества новых данных бурения, геофизики и определений абсолютного возраста могут быть определены соотношения карельской складчатости Балтийского щита и центральных частей платформы и криворожско-курского складчатого комплекса (саксаганид) южной части платформы.

Намечающееся, по данным магнитных съемок, пересечение северосеверо-западных простираний КМА широтными и северо-восточными аномалиями Московской зоны в центральных частях платформы, а также первые данные определений абсолютного возраста позволили Н. С. Шатскому, а затем М. В. Муратову выдвинуть предположение о том, что саксаганиды являются более древними складчатыми образованиями, чем карелиды.

Таким образом, имелись основания для выделения обширного Сарматского, или Украинско-Воронежского, массива или протощита (Шатский, 1946а; Муратов, 1965а, б), в состав которого входили и линейные складчатые зоны курской серии (саксаганид), и более древние глыбы между ними. Новые радиометрические определения возраста, а также исследования по корреляции свекофенно-карельского комплекса Балтийского щита, криворожского комплекса Украинского щита и курско-михайловского комплекса КМА показали близость их возраста, который укладывается в пределы 2100—1750 млн. лет (Богданов, 1967). Эти данные позволяют рассматривать складчатые зоны курской и михайловской серий КМА и криворожского комплекса Украины в качестве структурного аналога поздних карелид Балтийского щита.

Следует отметить также, что, судя по последним данным аэромагнитной съемки, предположение о резком срезании (почти под прямым углом) интенсивных максимумов КМА полосовыми магнитными аномалиями Московской зоны не получает однозначного подтверждения. В северных районах КМА субмеридиональные простпрания ее интенсивных максимумов постепенно сменяются северо-восточными, что позволяет говорить лишь о сочленении рассматриваемых зон под углом, но не дает четких указаний на возрастные взаимоотношения между этими зонами. Подобные достаточно резкие стыки различных складчатых зон свекофенно-карелид выявляются и во многих других районах Европейской платформы.

На востоке Московская зона разделяется на Ивановскую и Рязано-Саратовскую системы аномалий.

Система полосовых максимумов магнитного поля Ивановской зоны прослеживается с выдержанным северо-восточным простиранием до района г. Кирова на севере, где она сочленяется с меридиональной Кировско-Сыктывкарской зоной линейных максимумов и минимумов. Последняя, в свою очередь, соединяется в районе г. Сыктывкара с рассмотренной выше Мезенско-Вычегодской зоной региональных магнитных аномалий. В целом Ивановская и Кировско-Сыктывкарская системы полосовых максимумов, как и отображаемые ими линейные складчатые зоны, продолжают одна другую по простиранию и совместно составляют региональную зону протяженностью свыше 700 км. Эта зона опоясывает Северо-Двинский массив архея с востока и юго-востока.

Однако западнее г. Кирова их сочленение по простиранию осложнено вторичными магнитными максимумами северо-западного простирания, вероятно фиксирующими разломы фундамента. Вследствие этого Ивановская и Кировско-Сыктывкарская зоны сменяют друг друга кулисообразно и по границам северо-западного простирания. Ивановская зона магнитных аномалий отделяет Северо-Двинскую область мозаичного магнитного поля от расположенной южнее Окско-Волжской области мозаичных аномалий. Многочисленные полосовые аномалии магнитного поля Ивановской зоны вместе с разделяющими их линейными минимумами отобпажают. вероятно, складчатые осадочно-вулканогенные образования карелид.

Породы фундамента в пределах Ивановской зоны вскрыты в г. Котельниче, гле они представлены амфиболитами и амфиболовыми гнейсами. Их интенсивность намагничивания колеблется от 1000 по 2000-9000·10⁻⁶ CGSM. Абсолютный возраст этих пород составляет 1705— 1775 млн. лет (Полканов, Герлинг, 1960). По-видимому, другие полосовые максимумы магнитного поля Ивановской зоны, аналогичные Котельническому, обусловлены теми же толщами амфиболитов.

В пределах Кировско-Сыктывкарской зоны, в целом отличающейся полосовым магнитным полем, наиболее сложно построена ее южная часть. В этом районе четко выделяется крупная Северо-Кировская магнитная аномалия, ориентированная в северо-северо-восточном направлении и осложненная рядом поперечных секущих максимумов. Вероятно, эти максимумы связаны с основными и ультраосновными интрузиями, внедрившимися резко несогласно по отношению к северо-северо-восточному простиранию складчатых комплексов фундамента. Породы фундамента в пределах Кировско-Сыктывкарской зоны вскрыты в районе сел Шихово-Чепецка, Гривы и Иб, где представлены разнообразными гранито-гнейсами (Ситдиков, 1968).

В запалной части Кировско-Сыктывкарской зоны прослеживается региональный Айкинско-Леткинский минимум магнитного поля, по-видимому отображающий полосу развития разнообразных немагнитных метаморфических пород (гнейсов, сланцев и т. д.). В то же время линейные полосовые максимумы, которые прослеживаются в восточной половине Кировско-Сыктывкарской зоны (где находится и скважина у с. Иб), вероятно, обусловлены складчатыми комплексами амфиболитов.

Восточная граница Кировско-Сыктывкарской зоны фиксируется по цепочке магнитных максимумов и резкой смене полосовых магнитных аномалий Кажимским и Омутнинским региональными минимумами. Тектонически она выражена Вятско-Сысольским глубинным разломом.

В Среднем Поволжье среди окружающих систем линейных аномалий ярко выделяется обширная Окско-Волжская область повышенного мозаичного магнитного поля со сложными по форме и изменчивыми по простиранию аномалиями. В целом она фиксирует крупный угловатый массив фундамента.

Линейные складчатые зоны карелид (Ивановская, Рязано-Саратовская, Вятско-Камская), ограничивающие Окско-Волжский массив фундамента, претерпевают виргацию против его углов. Как показывают данные бурения, в пределах Окско-Волжского массива и соответствующего ему по поверхности фундамента Токмовского сводового поднятия развиты главным образом плагиоклазовые гнейсы, прорванные серыми гранитами архея, а также и более молодыми гранитами (Веселовская, 1963).

По данным определений абсолютного возраста в строении Окско-Волжского массива архея принимают участие гнейсы с возрастом 2240 млн. лет и более (Полканов, Герлинг, 1960). Однако в отдельных районах мас-

7*

99

Данные бурения и определений абсолютного возраста и региональных магнитных съемок позволяют, таким образом, утверждать, что Московская система полосовых магнитных аномалий отображает, как давно предполагал Н. С. Шатский (1946а), крупную складчатую зону карелид. Такова же, как будет показано ниже, природа непосредственно связанных с ней на востоке Рязано-Саратовской и Ивановской зон магнитных аномалий.

Вопрос о соотношении между Московской и Курской системами магнитных аномалий, имеет особо важное значение для решения проблемы временных и пространственных соотношений и корреляции зон карелид и саксаганид в пределах центральной части Европейской платформы.

В настоящее время в свете большого количества новых данных бурения, геофизики и определений абсолютного возраста могут быть определены соотношения карельской складчатости Балтийского щита и центральных частей платформы и криворожско-курского складчатого комплекса (саксаганид) южной части платформы.

Намечающееся, по данным магнитных съемок, пересечение северосеверо-западных простираний КМА широтными и северо-восточными аномалиями Московской зоны в центральных частях платформы, а также первые данные определений абсолютного возраста позволили Н. С. Шатскому, а затем М. В. Муратову выдвинуть предположение о том, что саксаганиды являются более древними складчатыми образованиями, чем карелиды.

Таким образом, имелись основания для выделения обширного Сарматского, или Украинско-Воронежского, массива или протощита (Шатский, 1946а; Муратов, 1965а, б), в состав которого входили и линейные складчатые зоны курской серии (саксаганид), и более древние глыбы между ними. Новые радиометрические определения возраста, а также исследования по корреляции свекофенно-карельского комплекса Балтийского щита, криворожского комплекса Украинского щита и курско-михайловского комплекса КМА показали близость их возраста, который укладывается в пределы 2100—1750 млн. лет (Богданов, 1967). Эти данные позволяют рассматривать складчатые зоны курской и михайловской серий КМА и криворожского комплекса Украины в качестве структурного аналога поздних карелид Балтийского щита.

Следует отметить также, что, судя по последним данным аэромагнитной съемки, предположение о резком срезании (почти под прямым углом) интенсивных максимумов КМА полосовыми магнитными аномалиями Московской зоны не получает однозначного подтверждения. В северных районах КМА субмеридиональные простиралия ее интенсивных максимумов постепенно сменяются северо-восточными, что позволяет говорить лишь о сочленении рассматриваемых зон под углом, но не дает четких указаний на возрастные взаимоотношения между этими зонами. Подобные достаточно резкие стыки различных складчатых зон свекофенно-карелид выявляются и во многих других районах Европейской платформы.

На востоке Московская зона разделяется на Ивановскую и Рязано-Саратовскую системы аномалий.

Система полосовых максимумов магнитного поля Ивановской зоны прослеживается с выдержанным северо-восточным простиранием до района г. Кирова на севере, где она сочленяется с меридиональной Кировско-Сыктывкарской зоной линейных максимумов и минимумов. Последняя, в свою очередь, соединяется в районе г. Сыктывкара с рассмотренной выше Мезенско-Вычегодской зоной региональных магнитных аномалий. В целом Ивановская и Кировско-Сыктывкарская системы полосовых максимумов, как и отображаемые ими линейные складчатые зоны, продолжают одна другую по простиранию и совместно составляют региональную зону протяженностью свыше 700 км. Эта зона опоясывает Северо-Двинский массив архея с востока и юго-востока.

Однако западнее г. Кирова их сочленение по простиранию осложнено вторичными магнитными максимумами северо-западного простирания, вероятно фиксирующими разломы фундамента. Вследствие этого Ивановская и Кировско-Сыктывкарская зоны сменяют друг друга кулисообразно и по границам северо-западного простирания. Ивановская зона магнитных аномалий отделяет Северо-Двинскую область мозаичного магнитного поля от расположенной южнее Окско-Волжской области мозаичных аномалий. Многочисленные полосовые аномалии магнитного поля Ивановской зоны вместе с разделяющими их линейными минимумами отображают, вероятно, складчатые осадочно-вулканогенные образования карелид.

Породы фундамента в пределах Ивановской зоны вскрыты в г. Котельниче, где они представлены амфиболитами и амфиболовыми гнейсами. Их интенсивность намагничивания колеблется от 1000 до 2000— 9000·10⁻⁶ CGSM. Абсолютный возраст этих пород составляет 1705— 1775 млн. лет (Полканов, Герлинг, 1960). По-видимому, другие полосовые максимумы магнитного поля Ивановской зоны, аналогичные Котельническому, обусловлены теми же толщами амфиболитов.

В пределах Кировско-Сыктывкарской зоны, в целом отличающейся полосовым магнитным полем, наиболее сложно построена ее южная часть. В этом районе четко выделяется крупная Северо-Кировская магнитная аномалия, ориентированная в северо-северо-восточном направлении и осложненная рядом поперечных секущих максимумов. Вероятно, эти максимумы связаны с основными и ультраосновными интрузиями, внедрившимися резко несогласно по отношению к северо-северо-восточному простиранию складчатых комплексов фундамента. Породы фундамента в пределах Кировско-Сыктывкарской зоны вскрыты в районе сел Шихово-Чепецка, Гривы и Иб, где представлены разнообразными гранито-гнейсами (Ситдиков, 1968).

В западной части Кировско-Сыктывкарской зоны прослеживается региональный Айкинско-Леткинский минимум магнитного поля, по-видимому отображающий полосу развития разнообразных немагнитных метаморфических пород (гнейсов, сланцев и т. д.). В то же время линейные полосовые максимумы, которые прослеживаются в восточной половине Кировско-Сыктывкарской зоны (где находится и скважина у с. Иб), вероятно, обусловлены складчатыми комплексами амфиболитов.

Восточная граница Кировско-Сыктывкарской зоны фиксируется по цепочке магнитных максимумов и резкой смене полосовых магнитных аномалий Кажимским и Омутнинским региональными минимумами. Тектонически она выражена Вятско-Сысольским глубинным разломом.

В Среднем Поволжье среди окружающих систем линейных аномалий ярко выделяется обширная Окско-Волжская область повышенного мозаичного магнитного поля со сложными по форме и изменчивыми по простиранию аномалиями. В целом она фиксирует крупный угловатый массив фундамента.

Линейные складчатые зоны карелид (Ивановская, Рязано-Саратовская, Вятско-Камская), ограничивающие Окско-Волжский массив фундамента, претерпевают виргацию против его углов. Как показывают данные бурения, в пределах Окско-Волжского массива и соответствующего ему по поверхности фундамента Токмовского сводового поднятия развиты главным образом плагиоклазовые гнейсы, прорванные серыми гранитами архея, а также и более молодыми гранитами (Веселовская, 1963).

По данным определений абсолютного возраста в строении Окско-Волжского массива архея принимают участие гнейсы с возрастом 2240 млн. лет и более (Полканов, Герлинг, 1960). Однако в отдельных районах мас-

7*

сива развиты породы раннепротерозойского возраста, которые в Горьком представлены гранитами с возрастом 1700 млн. лет, в селе Порецком гнейсами с возрастом 1870 млн. лет и т. д. (Виноградов и др., 1960). Видимо, это указывает на значительную переработку и раздробление массива карельской складчатостью. Неоднородности строения и вещественного состава Окско-Волжского массива находят отчетливое отображение в геофизических полях.

Многочисленные достаточно интенсивные мозаичные максимумы магнитного поля Окско-Волжского массива преимущественно, видимо, связаны с разнообразными основными и ультраосновными интрузиями и гнейсами. Судя по высоким значениям магнитной восприимчивости (до 5000-7000.10⁻⁶ CGSM), вычисленной по магнитным аномалиям, можно предположить, что среди гнейсов распространены магнетитовые разности.

Границы Окско-Волжского массива характеризуются угловатостью формы и на значительных расстояниях выражены разломами фундамента. Так, вдоль западного и юго-западного бортов массива, по границе с Рязано-Саратовской зоной карелид, прослеживается целая система разломов северо-северо-западного простирания, которой в платформенном чехле отвечают линейные структуры Керенско-Чамбарского и Окско-Цнинского валов.

Восточная граница Окско-Волжского массива с Камско-Вятской зоной карелид выражена также резко и совпадает с разломом, протягивающимся вдоль Вятского вала.

На юго-востоке Подмосковья к Московской зоне причленяется рельефно выделяющаяся в магнитном поле Рязано-Саратовская система полосовых максимумов и минимумов, сопряженных со столь же четкими линейными аномалиями силы тяжести.

Рязано-Саратовская зона прослеживается с выдержанным северо-занадным простиранием на расстоянии около 700 км при ширине от 60— 75 км на северо-западе до 150—200 км на юго-востоке. Здесь она широким раструбом расходится в виде двух ветвей против западного угла Жигулевско-Пугачевского массива. Одна из них открывается в пределы Прикаснийской впадины, переходя по простиранию в Токаревскую зону, а другая прослеживается на восток-северо-восток, к г. Ульяновску, на соединение с Камско-Вятской зоной.

Непосредственная сопряженность Рязано-Саратовской системы интенсивных магнитных аномалий с Московской зоной уже давно давала основания предположить, что она отражает линейно вытянутую складчатую зону карелид (Шатский, 1946а; Васильев и др., 1948). В настояшее время данные бурения и определений абсолютного возраста вполне подтверждают это предположение. Породы карельского возраста вскрыты в пределах Рязано-Саратовской зоны в нескольких местах (Виноградов и др., 1960; Полканов, Герлинг, 1960): граниты — в Ряжске (1750 млн. лет) и Танеевке (1715 млн. лет), сланцы — в Юлово-Ишиме (1720 млн. лет). Характер полосовых магнитных максимумов Рязано-Саратовской зоны позволяет предполагать существование в составе ее фундамента линейных зеленокаменных прогибов, сложенных интенсивно намагниченными осадочно-вулканогенными толщами карелид. Об этом свидетельствует морфология полосовых, с большими градиентами магнитных максимумов и минимумов Рязано-Саратовской зоны. Их прямолинейность, вероятно, обусловлена большой ролью глубинных разломов в заложении и формировании этого блока фундамента.

Как показывают вычисления глубин по магнитным данным, интенсивная линейная Пачелмская аномалия связана с массами, уходящими на очень большую глубину, превышающую 20 км, т. е. их корни лежат в «базальтовом» слое либо в «верхней мантии» (Борисов, Круглякова, 1967). В то же время глубина залегания большинства других магнитных
масс смежных районов обычно меньше 10—20 км. При этом характерно, что Рязано-Саратовской зоне карелид по местоположению и простиранию в общем соответствует прогиб или авлакоген (Шатский, 1964), который заложился и интенсивно развивался в рифее.

Резкая раздробленность фундамента Пачелмского прогиба кулисообразными продольными разломами северо-западного простирания была четко доказана в последнее время сейсмическими исследованиями (Неволин и др., 1965). Следует подчеркнуть, что Пачелмский грабенообразный прогиб имеет направление, унаследованное от простирания складчатых зон карелид фундамента Европейской платформы. В этом заключается, как подчеркивают многие исследователи (Шатский, 1946а; Келлер, 1963; и др.), теснейшая связь разломов (сбросов, ограничивающих авлакоген) со структурными формами фундамента платформы.

Восточные районы Русской плиты

В районе г. Ульяновска с северо-восточным ответвлением Рязано-Саратовской зоны магнитных аномалий сочленяется по простиранию крупная Камско-Вятская система полосовых максимумов и минимумов магнитного поля (Гафаров, 1963а, б). Она прослеживается с общим субмеридиональным простиранием далеко на север через северную вершину Татарского сводового поднятия в район верховьев р. Камы на соединение с Мезенско-Вычегодской зоной магнитных аномалий.

Породы фундамента вскрыты в пределах Камско-Вятской зоны, особенно в ее южной части, целым рядом скважин. При этом породы карельского комплекса, представленные в основном парасланцами, встречены среди полей гнейсов архея во многих пунктах. Это разнообразные сланцы, вскрытые вдоль Граханско-Елабужского вала, в районе с. Урмары, парасланцы дер. Уни, биотитовые роговики сел Колобово и Рехино и т. д. (Ситдиков, 1968). В районе пос. Кирс в пределах зоны вскрыты гранато-биотито-кордиеритовые плагиогнейсы, замещенные микроклиновым гранитом. Абсолютный возраст нижнепротерозойских гранитогнейсов составляет в Ульяновске 1585—1650 млн. лет и в г. Глазове — 1680—1750 млн. лет (Полканов, Герлинг, 1960).

Как показывают данные бурения и геофизики, нижнепротерозойские нарасланцы и роговики развиты среди поля архейских пород Камско-Вятской складчатой зоны карелид в виде узких синклинорных полос северо-восточного простирания. Среди них сравнительно более изучен Унийско-Колобовский синклинорий (Ситдиков, 1968), расположенный в своде Немского поднятия и в целом отображающийся полосовым магнитным максимумом. Парасланцы и роговики в его пределах залегают под крутыми углами, близкими к вертикальным. С востока и запада этот синклинорий ограничен крупными Вятским и Кильмезским разломами. В осевой части синклинория залегает гранитный массив, вскрытый скважиной в районе с. Колобово.

Широкое распространение в пределах Камско-Вятской зоны пород нижнего протерозоя подтверждается и данными гравиметрии. Общий уровень аномального поля силы тяжести в этой зоне ниже, чем в пределах ограничивающих ее массивов архея. Как отмечает Э. Э. Фотиади (1958), региональное понижение остаточной гравитационной аномалии на обширной площади в верхнем течении рек Вятки и Камы следует также связывать с широко развитой гранитизацией складчатых комплексов фундамента Камско-Вятской зоны.

С интенсивной микроклинизацией пород фундамента Камской зоны и с массивами микроклиновых гранитов связаны также и многочисленные полосовые минимумы магнитного поля. Так, вероятно, крупный массив

гранитоидов среди немагнитных гнейсов архея оконтуривается Омутнинским региональным минимумом. Такова же, возможно, природа полосового Кажимского минимума магнитного поля.

Ярко выделяющиеся полосовые интенсивные максимумы магнитного поля Камско-Вятской зоны, по-видимому, связаны с мощными складчатыми комплексами вулканогенно-осадочных пород (превращенных в амфиболиты, сланцы и пр.), а также с многочисленными линейными интрузиями основного и ультраосновного состава. Так, например, протяженные полосы Можгинско-Мамадышской и Глазовской аномалий приурочены к складчатым комплексам амфиболитов, вскрытым скважинами в г. Глазове, селах Можга, Голюшурма и др.

Веерообразно расширяющаяся к северу от г. Глазова система магнитных аномалий позволяет проследить продолжение первично вулканогенных комплексов и амфиболитов в область верховьев рек Вятки, Камы и Весляны. Таким образом, в составе Камско-Вятской зоны по характеру и строению магнитных и гравитационных аномалий могут быть выделены отдельные синклинории, сложенные вулканогенными и сланцевыми толщами, и антиклинории, образованные гнейсами архея и более молодыми гранитами нижнего протерозоя.

Границы Камско-Вятской складчатой зоны карелид с ограничивающими массами архея почти на всем протяжении выражены разломами и четко фиксируются в магнитном и гравитационном полях. Так, граница зоны с Окско-Волжским массивом выражена, как уже отмечалось, Вятским глубинным разломом.

Восточное ограничение рассматриваемой зоны определяется системой разломов северо-восточного и меридионального направления. Среди них по границе с Татарским массивом выделяется Граханско-Елабужский разлом северо-восточного простираний. Он фиксируется в платформенном чехле системой плакантиклиналей. На всем протяжении пограничные разломы сопровождаются линейными максимумами и минимумами магнитного поля, намечающими восточный край Камско-Вятской зоны карелид.

К востоку от Камско-Вятской зоны вплоть до западного склона Урала выделяется общирная Волго-Уральская область мозаичных магнитных и гравитационных аномалий, которая отличается сложным и неоднородным строением. В ее пределах выделяются обширные участки повышенного мозаичного магнитного поля (Альметьевско-Бугульминский, Кунгурско-Красноуфимский и Косинско-Кельтменский), разделенные полосами магнитных минимумов (Сарапульско-Осинский и Пермско-Чусовской).

Названные группы повышенных и пониженных мозалчных магнитных полей, вероятно, отражают крупные угловатые массивы фундамента. Раньше они объединялись нами в составе единого Волго-Уральского массива архея, охватывающего окраинную восточную часть платформы (Гафаров, 1961, 1963а, б). Однако, как показывают некоторые новые данные бурения, геофизики и определения радиометрического возраста, в пределах ранее выделявшегося общирного массива различаются крупные обособленные древние глыбы, разделенные более молодыми складчатыми зонами (Подоба, Серова, 1964; Ярош, 1966а, б).

Состав и строение фундамента рассматриваемых районов Волго-Уральской области наиболее хорошо изучены бурением в пределах южной вершины Татарского поднятия. Выявляющиеся здесь закономерные соотношения между характером региональных полей (магнитного и гравитационного) и особенностями состава и строения фундамента могут быть распространены на сходные по общей геофизической характеристике Кунгурско-Красноуфимский и Верхнекамский (Косинско-Кельтменский) районы. Альметьевско-Бугульминская группа интенсивных мозаичных магнитных аномалий в пределах южной вершины Татарского поднятия, как показывают данные бурения, обусловлена разнообразными биотито-плагиоклазовыми, гранато-биотитовыми, гиперстеновыми и другими разностями гнейсов, а также амфиболитами, ультраосновными и основными интрузиями (Лапинская, 1966). Названные типы пород отличаются также повышенными значениями плотности. Это подтверждается повышенным уровнем гравитационного поля, соответствующего Альметьевско-Бугульминскому массиву фундамента. Наиболее интенсивные магнитные максимумы в составе Альметьевско-Бугульминской группы мозаичных аномалий обусловлены различными железорудными гнейсами и кварцитами (села Чекан, Сарсаз), амфиболитами (г. Туймазы), габбро и габбродиабазами (города Азнакаево, Альметьево).

В мозаичном магнитном поле этого района весьма рельефно вырисовывается сложное глубинное строение рассматриваемого массива фундамента. На основании статистического анализа глубин залегания магнитных масс в составе фундамента здесь отчетливо выделяются два этажа, причем нижний из них, залегающий на глубине около 8 км (Уразаев, 1969), сложен преимущественно основными породами (габбро-диабазами), имеющими повышенные магнитные свойства.

Материалы ГСЗ, по которым было установлено слоистое строение земной коры рассматриваемого района (Померанцева, 1961), свидетельствуют о различии крупных блоков по составу и строению, так как разделяющие их зоны дробления охватывают всю толщу земной коры. Глубинный разлом, ограничивающий с юга Бугульминско-Альметьевский блок, фиксируется различиями в глубине залегания поверхности Мохоровичича.

К востоку от Татарского свода в пределах Волго-Уральской области выделяется региональный Сарапульско-Осинский минимум спокойного магнитного поля. Общий уровень магнитного и гравитационного полей рассматриваемого Сарапульско-Осинского района в общем значительно ниже по сравнению с областью Татарского и Пермско-Башкирского сводов, даже если учесть погружение поверхности фундамента во впадине.

Региональный Сарапульско-Осинский минимум магнитного поля, а также приуроченные к нему остаточные отрицательные аномалии силы тяжести (Фотиади, 1958), по-видимому, отображают крупную глыбу фундамента, сложенную в основном немагнитными разностями гнейсов и сланцев. Вероятно, в строении этого блока фундамента участвуют и крупные интрузии микроклиновых гранитов.

Непосредственная связь Сарапульско-Осинской зоны на юге с Уфимско-Токаревской зоной карелид позволяет предполагать, что древний архейский фундамент здесь был переработан карельской складчатостью. Однакс очевидно, что Сарапульско-Осинская зона карелид может быть выделена лишь условно. Несомненно, что состав и строение фундамента здесь достаточно резко отличаются от состава и строения смежного Бугульминско-Альметьевского блока. Специфика развития рассматриваемой складчатой зоны фундамента подчеркивается также приуроченностью к ней крупного Пермско-Башкирского, или Калтасинского, желобообразного прогиба (авлакогена), выполненного мощными толщами рифея (Наливкин и др., 1964; Неволин и др., 1968; Ярош, 1966б, в; Валеев и др., 1969). Характерно, что Осинский региональный минимум магнитного поля непосредственно коррелируется на юго-востоке в районе хр. Каратау с минимумом магнитного поля в пределах Башкирского антиклинория вдоль Уральской складчатой системы. Таким образом, отложения рифейской миогеосинклинальной зоны Урала, по-видимому, далеко вдаются вдоль Калтасинского авлакогена в пределы платформы, постепенно замещаясь отложениями платформенного чехла.

В наиболее выдвинутой к востоку краевой части Волго-Уральской области платформы, т. е. в области Уфимского плато, выделяется Кунгурско-Красноуфимская группа больших магнитных максимумов западсеверо-западного простирания. По характеристике в магнитном поле и, видимо, по вещественному составу этот массив фундамента чрезвычайно напоминает область южной вершины Татарского полнятия. Фундамент в пределах Кунгурско-Красноуфимского массива вскрыт лишь одной скважиной в районе с. Осинцево, восточнее г. Кунгура, на глубине около 3 км, где представлен гранито-гнейсами.

В целом Кунгурско-Красноуфимский субширотный массив фундамента характеризуется относительно слабыми максимумами силы тяжести. Однако уровень регионального гравитационного поля массива значительно повысится, если учесть поправку на рельеф его поверхности, так как в центральной части массива фундамент залегает на глубине около 3— 5 км, а в южном направлении погружается до 8 км. Очень важно, что, по данным сейсмических исследований (Дружинин и др., 1968), в центральной части Красноуфимско-Кунгурского массива поверхность Мохоровичича залегает значительно глубже (до 40 км) по сравнению с Жигулевско-Пугачевским сводом. Это также существенно понижает здесь уровень аномалий силы тяжести.

По данным трех сейсмических профилей, пересекающих перечисленные массивы, получены весьма высокие значения средних граничных скоростей — около 7,0—7,1 км/сек. Плотности пород фундамента, вычисленные по этим профилям, достигают 2,96 г/см³ (Халевин и др., 1968). Следует отметить, что на территории Волго-Уральской области столь высокие значения плотностей и скоростей пород «гранитного» слоя (фундамента), в общем характерные уже для «базальтового» слоя, на больших площадях не отмечаются.

В пределах региональной Красноуфимской магнитной аномалии, по данным количественной интерпретации, на глубине 9—12 км отчетливо устанавливается горизонт, который отличается резким возрастанием интенсивности намагничивания слагающих его пород.

Таким образом, Кунгурско-Красноуфимский массив характеризуется спецификой строения земной коры. На севере и юго-западе, судя по прямолинейности зон значительных градиентов магнитного поля, этот массив фундамента ограничен протяженными разломами фундамента. На юге к нему по надвигу примыкают складчатые рифейские толщи хр. Каратау. Кунгурско-Красноуфимский массив образует наиболее выдвинутую к востоку часть фундамента платформы, далеко вдающуюся углом в Уральскую складчатую зону.

В пределах варисцид Урала выступом пород фундамента платформы, видимо, являются метаморфические толщи Тараташского антиклинория (Гаррис, 1964; Овчинников и др., 1964).

Данные ГСЗ по Свердловскому пересечению (Халевин и др., 1966; Ярош, 1968) свидетельствуют о том, что западная граница Предуральского краевого прогиба выражается зоной разлома, проникающего до подошвы земной коры. Особенно же ярко, по данным ГСЗ, отмечается западная граница зоны развития рифейских миогеосинклинальных отложений на Урале (доуралид). Она выражена глубинным разломом всей земной коры, а также нарушениями в поверхности Мохоровичича и даже в верхней мантии (Дружинин и др., 1968). Поверхностным выражением этой зоны глубинных разломов является большой надвиг хр. Каратау на западном склоне Южного Урала.

Таким образом, зона миогеосинклинальных рифейских образований Башкирского антиклинория Урала резко по глубинному надвигу здесь граничит с Кунгурско-Красноуфимским массивом фундамента платформы. В то же время на всем протяжении сейсмического профиля, пересекающего Башкирский антиклинорий, а возможно, и в пределах антиклинория Уралтау вплоть до глубинного разлома, по западной границе Магнитогорского синклинория прослеживается сейсмическая поверхность, которая может быть сопоставлена с фундаментом платформы. К сходным выводам пришли на основании данных магнитных съемок Т. Н. Симоненко и М. М. Толстихина (1963) и А. Я. Ярош (1966а), по мнению которых часть Уральской складчатой системы шириной 40—70 км, расположенная западнее Центрального Уральского антиклинория, отличается магнитными полями, свойственными фундаменту Русской плиты.

Таким образом, в районе Уфимского амфитеатра и севернее, где эпикарельский фундамент Русской плиты образует громадный Кунгурско-Красноуфимский (Уфимский) выступ, входящий углом в геосинклинальную область Урала (Журавлев и др., 1965), магнитное поле западного склона Урала отражает в основном субширотные складчатые комплексы древнего основания. Структуры доуралид в пределах Уфимского амфитеатра складчатой системы Урала, огибая этот выступ, образуют в плане широкую дугу, обращенную выпуклостью на восток.

Можно предполагать, что рифейские миогеосинклинальные образования доуралид севернее и южнее Уфимского амфитеатра, так же как и иалеозойские отложения на западном склоне Урала (Камалетдинов, 1965; Хатьянов, Тайц, 1967), сравнительно далеко надвинуты на запад на древнее основание Русской плиты в результате бокового сжатия. Наиболее ярким выражением этого бокового сжатия является надвиг хр. Каратау, а также Полюдова Камня в районе Урало-Тиманского стыка.

На севере Кунгурско-Красноуфимская группа аномалий ограничена полосой пониженного магнитного поля с отдельными линейными максимумами. Эта полоса прослеживается на восток в пределы Предуральского краевого прогиба и западного склона Урала в бассейне р. Чусовой. На западе и юго-западе рассматриваемая Пермско-Чусовская зона полосовых минимумов и максимумов магнитного поля соединяется с Сарапульско-Осинской зоной, огибая, таким образом, Кунгурско-Крэсноуфимский массив с северо-запада и отделяя его от Верхнекамского (Косинско-Кельтменского) блока фундамента на севере (Гафаров, 1961, 1963а).

В пределах Пермско-Чусовской зоны фундамент вскрыт только одной скважиной в пос. Северокамске, где обнаружены плагиоклазовые гранитогнейсы с возрастом 1810 млн. лет (Овчинников, Гаррис, 1960). Судя по гравитационным и магнитным аномалиям, можно предполагать, что фундамент рассматриваемой зоны сложен преимущественно гнейсами и кристаллическими сланцами карельского комплекса. Лишь в центральной и северной частях прослеживаются широтные полосовые магнитные аномалии, видимо фиксирующие вулканогенные породы и интрузии основного состава.

Восточное продолжение рассматриваемой зоны в пределах Предуральского краевого прогиба и западной части Урала образует, таким образом, их древнее основание наряду с Кунгурско-Красноуфимским выступом фундамента Русской плиты.

К северу от Пермско-Чусовской зоны выделяется Косинско-Кельтменская группа мозаичных магнитных аномалий (Гафаров, 1963а), резко ограниченная с юго-запада Камско-Вятской зоной, а с северо-востока — Мезенско-Вычегодской зоной полосовых максимумов. Обе зоны сходятся на северо-западе под острым углом.

В целом этот массив фундамента характеризуется повышенным уровнем гравитационного поля. Наряду с магнитными данными это свидетельствует, вероятно, о широком развитии в его составе темноцветных гнейсов, а также магматических пород основного состава.

Анализ магнитного и гравитационного полей Косинско-Кельтменского массива позволяет предполагать, что слагающие его породы имеют при-

мерно такую же интенсивность иамагничивания и плотность, как и породы фундамента южной вершины Татарского свода. Кудымкарский и Косинский разломы, ограничивающие рассматриваемый массив архея и сходящиеся на северо-западе под острым углом, отделяют его от смежных Камско-Вятской и Мезенско-Вычегодской складчатых зон карелид.

На северо-восточном продолжении Рязано-Саратовской системы полосовых магнитных аномалий прослеживается Жигулевско-Абдулинская зона линейных максимумов, ограничивающих с юга область мозаичного магнитного поля южной вершины Татарского свода. На востоке в ее состав входит магнитный минимум Абдулинской впадины. Так же как на юге, по границе с Жигулевско-Пугачевским массивом, северная граница зоны отмечается рядом флексур и дислокацих платформенного чехла (Сокско-Шешминская и др.).

В пределах Жигулевско-Абдулинской зоны в ряде пунктов вскрыты породы нижнего протерозоя: возраст гнейсов в районе с. Надеждино составляет 1705—1775 млн. лет, а гранитов с. Муханово — 1620 млн. лет (Полканов, Герлинг, 1960). Таким образом, рассматриваемая полоса линейных магнитных аномалий, по-видимому, фиксирует складчатую зону карелид в составе фундамента, резко ограниченную с севера и юга системой глубинных разломов. Глубинный разлом южной границы Жигулевско-Абдулинской зоны четко отмечается по данным ГСЗ (Померанцева, 1961; Егоркин, 1962) и прослеживается до поверхности Мохоровичича. С ним совпадает изменение глубины залегания последней от 34—37 км в пределах Жигулевско-Пугачевского массива до 39 км в Абдулинской впадине.

В пределах Жигулевско-Пугачевского поднятия и в более восточных районах развито повышенное мозаичное магнитное поле, очерчивающее блок фундамента, вытянутый в широтном направлении. С севера Жигулевско-Пугачевский массив ограничен разломом Жигулевской дислокации, который отделяет его от Жигулевско-Абдулинской зоны линейных максимумов.

Вся территория Жигулевско-Пугачевского массива наряду с повышенным магнитным полем характеризуется также и весьма интенсивными аномалиями силы тяжести. В то же время поверхность фундамента в восточной части этого массива залегает более чем на 2 км глубже по сравнению, например, с Татарским массивом. В центральной части массива средняя плотность пород фундамента, по данным А. Я. Яроша (1966б), достигает 2,82 г/см³.

Породы фундамента в пределах Жигулевско-Пугачевского массива вскрыты многочисленными скважинами (более 250) и представлены в основном гранато-биотитовыми, силлиманито-гранато-биотитовыми и биотито-плагиоклазовыми гнейсами, а также породами габбро-норит-чарнокитовой серии (Богданова, 1966). Гнейсовые комплексы, судя по данным бурения, образуют сложную систему складок и развиты в виде чередующихся полос общего запад-северо-западного простирания. Радиометрический возраст гнейсов Жигулевско-Пугачевского массива составляет 2—2,5 млрд. лет и более (Егорова, 1964).

Таким образом, повышенное мозаичное магнитное поле рассматриваемой территории отражает древний массив архея, четко ограниченный на значительном протяжении крупными глубинными разломами (Жигулевская дислокация, Большекинельская флексура и др.). Наличие глубинных разломов по окраинам массива подтверждается приуроченностью к ним магматических пород. Так, габбро-нориты в составе фундамента наиболее часто вскрываются скважинами в заволжской части Жигулевской дислокации.

Токаревская система полосовых магнитных максимумов и минимумов ограничивает с юга Жигулевско-Пугачевскую область мозаичного магнитного поля и прослеживается с субщиротным простиранием на восток от Саратова до района Оренбурга. Далее она поворачивает на север и уже с меридиональным простиранием достигает района Уфы на севере. Учитывая непосредственную корреляцию Токаревской зоны с Рязано-Саратовской зоной на западе, есть основания полагать, что она также отвечает линейной складчатой зоне карелид.

В составе рассматриваемой зоны наиболее четко выделяется крупная Токаревская магнитная аномалия, которая отчетливо фиксируется при пересчете в верхнее полупространство даже на высоте 30 км (А. I'. Новарчук, 1964 г.). Судя по очень большой глубине до нижней кромки возмущающих магнитных масс, можно предположить, что Токаревская аномалия вызвана массивами интрузий основного и ультраосновного состава или очень мощными комплексами вулканогенных пород, приуроченных к зоне крупного глубинного разлома, который проникает до поверхности Мохоровичича. По-видимому, в западной части рассматриваемой зоны существует целая система продольных разломов, образующих зону дробления, которая отделяет Жигулевско-Пугачевский блок фундамента от расположенного южнее Прикаспийского массива.

Юго-восток Русской плиты (Прикаспийская впадина)

В пределах юго-восточного влешнего угла Европейской платформы, занятого Прикаспийской впадиной, в ее западной, бо́льшей части выделяется обширная область отрицательного мозаичного магнитного поля. На юге и на востоке эта Прикаспийская область минимумов ограничена Южно-Эмбенской системой полосовых магнитных максимумов, непосредственно связанной на западе с Урюпинско-Котельниковской и Волгоградско-Верховской зонами. Таким образом, по характеру магнитного поля восточная часть Прикаспийской впадины очень резко отличается от ее большей, западной части.

По региональной магнитной характеристике Прикаспийская область пониженного мозапчного магнитного поля обнаруживает определенное сходство с Беломорским массивом архея Балтийского щита и особенно с Северо-Двинским погребенным массивом (Гафаров, 1963б). Следовательно, есть основания предполагать, что Прикаспийская область отрицательного магнитного поля в целом фиксирует крупнейший глубоко погруженный массив архея.

Границы Прикаспийского массива с окружающими его складчатыми зонами имеют сложный угловатый характер и определены разломами.

По региональной геофизической характеристике Прикаспийский массив обладает рядом существенных особенностей, но его внутреннее строение и состав в настоящее время еще неясны. Очень плавное и спокойное магнитное поле Прикаспийского массива нельзя объяснить лишь чрезвычайно глубоким погружением складчатого фундамента, так как при пересчетах магнитных полей смежных с севера районов Волго-Уральской области на высоты 10 и 20 км все-таки сохраняются сравнительно интенсивные магнитные аномалии (Борисов, Круглякова, 1967). Повидимому, в строении фундамента западной и центральной частем Прикаспийской впадины принимают существенно иные по составу, а возможно, и по возрасту комплексы метаморфических и изверженных пород. Неоднородность строения и состава Прикаспийского массива фундамента отчетливо намечается по данным гравиметрии и ГСЗ.

В целсм эта область характеризуется зоной обширных региональных минимумов силы тяжести, ограниченной полосами больших горизонтальных градиентов (гравитационными ступенями). В то же время в ее внутренних районах четко выделяются обширные и весьма интенсивные Хобдинский и Аралсорский максимумы силы тяжести. Как показали данные глубинных сейсмических исследований, Хобдинский гравитационный максимум отвечает совершенно специфической глубинной структуре земной коры. Он приурочен к зоне наибольшего погружения фундамента — около 20—23 км и значительного подъема поверхности Мохоровичича — до 26—30 км (Журавлев, 1969). В связи с этим мощность консолидированной коры здесь незначительна и составляет примерно 25 км. Мощность «гранитного» слоя в этом районе сильно уменьшена и консолидированная часть земной коры представлена в основном «базальтовым» слоем.

Отсюда был сделан вывод, что в пределах Хобдинского максимума имеется выступ «базальтового» слоя амплитудой около 7 км внутри консолидированной коры (Панкратов и др., 1964). По-видимому, такова же природа и Аралсорского максимума силы тяжести.

Следовательно, данные ГСЗ подчеркивают большое своеобразие строения и состава Прикаспийского массива фундамента, которое заключается в первую очередь в недоразвитости или утонении «гранитного» слоя и в преимущественном развитии «базальтового» слоя земной коры в отдельных его районах. Может быть, эти признаки следует рассматривать как показатели «архаичности» и первичной гетерогенности строения земной коры в данном районе. Такие гипотетические предположения подкрепляются данными аэромагнитной съемки, которые показывают, что Прикаспийский массив ограничен и обрамлен со всех сторон линейными складчатыми зонами карелид, не проникающими сколько-нибудь глубоко в его пределы.

Южно-Эмбенская зона полосовых магнитных максимумов фиксирует окраинную складчатую зону фундамента юго-восточного внешнего угла платформы. В северной, узкой части этой зоны, наиболее приближенной к Уралу, ее магнитные аномалии имеют отчетливую меридиональную ориентировку. К югу от широты Оренбурга Южно-Эмбенская зона магнитных аномалий расширяется и отклоняется на юго-запад, оставляя на востоке Уральскую складчатую систему меридионального простирания. При этом сравнительно малоинтенсивные полосовые магнитные аномалии Южно-Эмбенской зоны резко отличаются от линейных пикообразных максимумов в пределах Уралтауского антиклинория.

Граница Южно-Эмбенской зоны с Прикаспийской областью пониженного мозаичного магнитного поля выражена менее четко, но достаточно определенно прослеживается по смене характера магнитного поля, имея своеобразную угловатую форму.

В юго-восточной части рассматриваемой зоны, южнее р. Эмбы, четко выделяется сложный по строению Южно-Эмбенский максимум магнитного поля, который прослеживается в восток-северо-восточном направлении от Каспийского моря на расстоянии около 350 км. Южной части этой магнитной аномалии по положению и простиранию соответствует Южноэмбенский гравитационный максимум, тяготеющей к краевому погребенному поднятию Европейской платформы. По данным сейсмических исследований, в пределах краевого поднятия поверхность подсолевого ложа воздымается до глубин около 2,8—3 км, в то время как поверхность фундамента погружается здесь на юго-восток до глубин около 10—12 км. Глубинный разлом, проходящий вдоль оси Южно-Эмбенского максимума, определяет юго-восточную границу докембрийской Европейской платформы (Яншин и др., 1961; Журавлев, 1964, 1969).

Важно подчеркнуть, что и в магнитном поле Южно-Эмбенская зона имеет четко выраженную юго-восточную границу. К югу от нее, в пределах Северного Устюрта напряженность магнитного поля резко уменьшается, а простирания элементов магнитного поля становятся северозападными. Таким образом, аэромагнитные данные указывают на резкое отличие Устюрта по характеру магнитного поля от эпикарельской Европейской платформы (Матушкин, 1967). В то же время геологические и геофизические данные не исключают возможности существования в пределах Северного Устюрта докембрийского (байкальского) блока, интенсивно переработанного герцинскими тектоническими движениями (Бакиров и др., 1968) и отдаленного от древней платформы Южно-Эмбенским цалеозойским геосинклинальным трогом.

Относительно возраста, природы и структурного положения Южно-Эмбенской окраинной зоны докембрийского фундамента Европейской платформы существуют различные предположения. Одно из них (Соколов, 1962; Гафаров, 1963б) основывается на непосредственной связи магнитных аномалий Южно-Эмбенской зоны на западе с интенсивными максимумами КМА, что дает основания рассматривать ее в качестве окраинной складчатой зоны карелид (саксаганид), продолжающейся далеко на восток и северо-восток под складчатую систему варисцид Урала.

Согласно другой точке зрения, магнитное поле восточной части Прикаспийской впадины отображает положение зоны байкалид (Журавлев и др., 1965; Журавлев, 1969) или пояса палеозойской складчатости (Розанов и др., 1965, рис. 1). Однако отсутствие прямой корреляции Южно-Эмбенской зоны магнитных аномалий, как и восточной части Прикаспийской впадины в целом, с магнитными полями какой-либо структурно-фациальной зоны доуралид Южного Урала не дает убедительных оснований для выделения ее в качестве зоны байкалид или варисцид.

Северо-восток Европейской платформы (Тиман и Большеземельская тундра)

Метаморфические сланцы Тиманского кряжа и п-ова Канин, являющиеся практически немагнитными породами, на всем их протяжении отображаются обширным Канино-Тиманским региональным минимумом магнитного поля. Этот минимум охватывает и западную половину Печорской впадины, указывая, таким образом, что фундамент этой части впадины сложен аналогичными сланцами рифея.

В юго-восточной части, в районе Полюдова Камня, Канино-Тиманский региональный минимум магнитного поля соединяется с Западно-Уральским региональным минимумом, который прослеживается над рифейскими образованиями доуралид (бассейн рек Косьвы и Усьвы, Башкирское поднятие) в пределах западной части Урала. На северо-западе, на прямом продолжении Канино-Тиманского регионального минимума, протягивается Кильдинско-Рыбачьинская полоса пониженного магнитного поля.

Таким образом, в магнитном поле северной окраины Европейской платформы очень ярко выделяется обширный региональный минимум магнитного поля, фиксирующий зону развития мощных и сильно дислоцированных толщ рифея в составе складчатой системы байкалид.

По своим размерам Канино-Тиманский региональный минимум вполне сопоставим с областями мозаичных полей и разделяющих их линейных зон Русской плиты, являясь, таким образом, одним из основных регионов со специфическим типом магнитных полей Европейской платформы. При этом региональный магнитный минимум, видимо, может рассматриваться в качестве примера типа магнитного поля, характерного для миогеосинклинальных зон байкальских систем вообще.

Западная граница развития рифейских складчатых образований Тимана и п-ова Канин — их сочленение с карелидами Мезенско-Вычегодской зоны — отмечается резкой сменой Канино-Тиманского регионального минимума полосовыми магнитными максимумами Юго-Западного Притиманья (Мезенско-Вычегодской зоны).



бачий (составил Р. А. Гафаров, 1964 г.)

- 1 глинистые и серицитовые сланцы;
- 2 полевошпатово-кварцевые песчаники, алевриты, глинистые и песчано-глинистые сланцы;
- 8 кварцево-полимиктовые и конгломератовые песчаники с прослоями глинистых сланцев;
- 4 кварцево-полимиктовые и конгломерато-
- вые песчаники с прослоями конгломератов;
- 5 конгломераты;
- 6 кварцево-полевошпатовые и полимиктовые песчаники, мелковернистые, слоистые;
- 7 диабазы;
- *s* разломы

Аналогично пониженное магнитное поле Кильдинско-Рыбачьинской полосы сменяется на юго-западе полосовыми магнитными аномалиями северного берега Кольского полуострова (рис. 20; Гафаров, 1966). На всем протяжении эта граница разнородных магнитных полей имеет ступенчатый, угловатый характер, обрисовывая систему эшелонированных, кулисообразно подставляющих друг друга разломов типа крупных взбросо-надвигов. Они рассматриваются как краевые швы эпикарельской Европейской платформы. Характерно, что взбросо-надвиг, ограничивающий серию метаморфических толщ п-ова Рыбачий с юго-запада, продолжает далеко на северо-запад эту систему разломов, видимо резко проявляющихся в процессе байкальской складчатости в условиях интенсивного бокового давления в сторону эпикарельской платформы.

На юго-востоке система разломов, ограничивающих байкалиды Тимана, непосредственно переходит в главный надвиг Полюдова Камня, который сыводит на поверхность рифейские складчатые образования.

В настоящее время появляется все больше данных о том, что надвиги юго-западного ограничения выступов Полюдова кряжа, Тимана, полуостровов Канин и Рыбачий являются лишь поверхностным выражением зоны глубинных разломов, резко отделяющих основной эпикарельский блок Европейской платформы от области байкальской складчатости ее северо-восточной периферии (Гафаров, 1961, 1963а).

В региональных особенностях магнитного поля Канино-Тиманского минимума ярко отражена тектоническая зональность рифейских метаморфических толщ Тимана и фундамента смежной части Печорской впадины, которая установлена в обнаженной части Тимана по геологическим данным (Журавлев, Осадчук, 1962, 1963; Цзю, 1964). Анализ формаций,



метаморфизма, магматизма, структурных форм и региональной геофизической характеристики рифейских метаморфических сланцев Тимана убедительно показывает, что они являются образованиями миогеосинклииальной зоны обширной геосинклинальной системы, связанной с глубинными частями земной коры, и не могут относиться к платформенным формациям авлакогенов, что допускал в последние годы жизни Н. С. Шатский (1964). На юго-востоке миогеосинклинальная зона Тимана по простиранию связана с миогеосинклинальной зоной доуралид Уральской складчатой системы, что подтверждается сходством метаморфических толщ рифея Тимана и западного склона Урала (Журавлев и др., 1965).

В пределах Большеземельской тундры и Западного Предуралья, а также вдоль западного склона Приполярного и Полярного Урала выделяется обширная зона полосовых магнитных аномалий, образующих совместно с Канино-Тиманским региональным минимумом общую систему северозападных простираний. Следует подчеркнуть, что полосовые максимумы Большеземельской зоны и разделяющие их минимумы магнитного поля непосредственно связаны на юго-востоке (вдоль по простиранию) с аномалиями западного склона Приполярного Урала.

Второстепенные. чисто внешние черты сходства магнитного поля Большеземельской зоны с магнитными аномалиями внутренних районов эпикарельской части Европейской платформы дают основание некоторым исследователям (Разницын, 1964; Цзю, 1964) присоединиться к давно высказанным А. П. Карпинским (1919) представлениям о существовании в области Большеземельской тундры древнего погребенного массива Пыткова Камня. Однако в своем пространственном распространении магнитные аномалии Большеземельской зоны очень тесно связаны в области Предуралья и западного склона Урала (Илыч-Чикшинская и Денисовская системы) с полосами рифейских вулканогенных и интрузивных пород эвгеосинклинальной зоны доуралид. Особенно ярко проявлена приуроченность полосовых аномалий магнитного поля Большеземельской зоны к вулканогенным комплексам рифея западного склона Урала в районе хр. Сабля, где выделяется синклинорий доуралид. Он сложен вулканогенно-осадочными породами маньинской свиты рифея (Журавлев и др., 1965; Дедеев и др., 1965) и охватывает юго-восточное окончание Денисовской аномальной системы.

Саблинский синклинорий, как и соответствующий ему магнитный максимум, имеет меридиональное простирание, сменяющееся севернее на северо-северо-западное, свойственное ориентировке Денисовской системы аномалий. Таким образом, можно вполне определенно утверждать, что последняя, а также и аналогичные ей системы аномалий в составе Большеземельской зоны фиксируют мощные вулканогенные складчатые комплексы рифея. По всей вероятности, системы больших полосовых максимумов в составе Большеземельской зоны вырисовывают крупные складчатые синклинории, сложенные вулканогенно-осадочными толщами и ограниченные протяженными разломами фундамента.

В строении юго-восточной части Денисовской системы аномалий включая максимум хр. Сабля, отчетливо отображается общая закономерность, свойственная доуралидам Приполярного Урала и Большеземельской зоне магнитных аномалий в целом. Она состоит в том, что простирание отдельных полосовых максимумов в ее составе постепенно изменяется севернее Полюдова Камня от меридионального (Илыч-Чикшинская система) на северо-западное (Денисовская, Усинско-Колвинская системы и др.).

Таким образом, общие особенности строения эвгеосинклинальной зоны доуралид Приполярного и Полярного Урала (Журавлев и др., 1965) и непосредственно связанной с ней Большеземельской зоны магнитного поля позволяют утверждать, что фундамент северо-восточной части Печорской впадины образован байкальской складчатостью. Это предполагалось Н. С. Шатским еще в 1935 г. и было более подробно аргументировано им в последующие годы (Шатский, 1946а; Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. Объяснительная записка, 1957). К такой же концепции в дальнейшем пришли многие исследователи (Журавлев, Гафаров, 1959; Варсанофьева, 1961; Дедеев и др., 1965; Осада, 1968; и др.) на основании новых, все более накапливающихся геолого-геофизических данных.

Внешняя и внутренняя (мио- и эвгеосинклинальная) зоны байкалид фундамента северо-восточного угла Европейской платформы на всем протяжении разделены Печорским глубинным разломом. Он отчетливо выражается в резкой смене Канино-Тиманского регионального минимума магнитного поля полосовыми максимумами Большеземельской зоны, а также линейными максимумами силы тяжести. На значительном протяжении к этому разлому приурочена система платформенных складок Печорского вала. Следует подчеркнуть, что Печорский глубинный разлом служит прямым продолжением по простиранию большого глубинного разлома, который разделяет на Среднем Урале миосинклинальную и эвгеосинклинальную зоны доуралид (Журавлев и др., 1965). Наконец, Печорский глубинный разлом по региональным геофизическим данным может быть прослежен далеко на северо-запад, уже в пределах юго-западной акватории Баренцева моря.

К настоящему времени появляется все больше данных, свидетельствующих о значительной мобильности восточной эвгеосинклинальной зоны байкалид в течение палеозоя. Характерно, что в платформенном чехле восточной части Печорской впадины сейсморазведкой установлены системы линейных антиклиналей (гряды Колвинская, Гамбурцева, Сорокина и др.), простирание которых соответствует северо-западной ориентировке магнитных аномалий фундамента Большеземельской зоны (Дедеев и др., 1965; Осада, 1968).

Подобные системы линейных платформенных антиклиналий на эпикарельской части Европейской платформы неизвестны. Наоборот, они характерны для молодых (эпипалеозойских) платформ, на которых такие антиклинали развиваются, наследуя структуры складчатого фундамента (Гарецкий и др., 1965; Яншин, 1965в). В целом складчатая система байкалид Тимана, Большеземельской тундры и смежных областей образует обширную виргацию, довольно резко расширяющуюся в северо-западном направлении и разделяющуюся на ряд структурно-фациальных зон, среди которых складчатые рифейские образования Тимана являются лишь окраинной юго-западной частью. Отдельные ветви этой виргации состоят из складчатых полос, которые на юге обычно имеют меридиональное направление, а далее к северу довольно резко меняют его на северо-западное (Тиманское) и близкое к широтному. Вероятно, это связано, как предполагал Н. П. Херасков (1963), с существованием к северу от Урала и Пай-Хоя, в пределах обширного материкового склона Евразии крупного, в целом субширотного складчатого пояса весьма сложного строения.

По новым данным морской геологии и геофизики (Атласов и др., 1964; Гафаров, 1966) установлено подводное продолжение байкалид Тимана и Большеземельской тундры далеко в пределы юго-западной части акватории Баренцева моря. Они также разделены здесь на разнородные зоны, хорошо выраженные в магнитных полях. В пределах западной зоны, продолжающей полосу Тимана и Канина и также характеризующейся слабым отрицательным магнитным полем, выделяется по своим размерам и протяженности подводный выступ, прослеживающийся с выдержанным северо-западным простиранием примерно на продолжении Канина Камня (п-ов Канин) на расстоянии около 700 км (Симоненко, Толстихина, 1965; Гафаров, 1966).

Параллельно Канинскому подводному выступу наблюдаются и другие меньшие выступы рифейских пород. Характерно, что, так же как и в пределах Тимана и Печорской впадины, пологие валообразные структуры, выявляющиеся на дне прибрежной южной части Баренцева моря, по данным морской геологии и сейсморазведки, имеют общее северозападное простирание, согласное с ориентировкой структур рифейского складчатого фундамента (Атласов и др., 1964; В. А. Левченко и др., 1963 г.).

Как показали данные ГСЗ (Литвиненко, 1968а), при переходе от Кольского полуострова к Баренцеву морю резко изменяется характер разреза земной коры. В акватории Баренцева моря, в области погребенных тиманид, отмечается постепенное погружение поверхности «гранитного» слоя до глубины 20 км и относительное сокращение суммарной мощности «гранитного» и «базальтового» слоев по сравнению с их мощностью на Кольском полуострове. В то же время здесь значительно возрастает мощность дислоцированных отложений рифея. В целом в южной части Баренцева моря, как и на щите, поверхность Мохоровичича располагается на глубинах около 35—40 км, но примерно в 220 км от берега отчетливо намечается выклинивание «гранитного» слоя и залегание рифейских складчатых комплексов и пород платформенного чехла непосредственно на «базальтовом» слое. Данные ГСЗ позволяют различить в пределах Баренцева моря ряд линейных блоков фундамента, различающихся по глубине залегания и характеру разреза земной коры.

Канинский подводный выступ рифейских складчатых пород разделяет здесь два блока с палеозойским платформенным чехлом. Юго-западнее, на стыке с Балтийским щитом, по данным ГСЗ (Литвиненко, 1968а), четко выделяется еще один блок земной коры. Он соответствует окраинной зоне байкалид п-ова Рыбачий, которые по взбросо-надвигу примыкают к архею Кольского полуострова.

Таким образом, данные ГСЗ, магнитной съемки и морской геологии позволяют наметить основные черты подводного продолжения складчатой системы байкалид в южной части акватории Баренцева моря.

Для установления положения и природы северной границы докембрийской Европейской платформы в этой области весьма важны данные морской геологии о распространении в пределах шельфа Баренцева моря палеозойских складчатых образований. Они прослеживаются с выдержанным северо-восточным простиранием от мыса Нордкап к северной оконечности Новой Земли. Эта складчатая система, следовательно, почти под прямым углом срезает и ограничивает подводное северо-западное продолжение байкалид Тимана и Большеземельской тундры.

На Тектонической карте Арктики и Субарктики, составленной в 1963 г. в НИИГА (Атласов и др., 1964), она выделяется как северовосточное подводное продолжение складчатой системы каледонид Норвегии. В виде Норвежско-Баренцевской складчатой зоны она прослеживается в глубь шельфа Баренцева моря к северной окраине Новой Земли и далее на соединение с предполагаемыми каледонидами Северной Земли.

Вдоль Норвежско-Баренцевской складчатой зоны распространены складчатые палеозойские породы, весьма сходные с древнепалеозойскими толщами, обнаженными в пределах каледонид Норвегии (Хольтедаль, 1957).

Одним из доказательств существования Норвежско-Баренцевской складчатой зоны каледонид служит предполагаемое некоторыми исследователями (Атласов и др., 1964) проявление каледонской складчатости в северной части Новой Земли. В связи с этим важно подчеркнуть, что разрез нижнего и среднего палеозоя этого острова непохож на разрезы какой-либо тектонической зоны собственно Урала (Херасков, 1963). Но очевидно, что на сегодня для выделения рассматриваемой складчатой зо- . ны каледонил наиболее убелительными являются геофизические данные. Они свидетельствуют, что этой зоне соответствует система полосовых минимумов силы тяжести, лежащих на продолжении интенсивных линейных минимумов, известных над каледонидами Норвегии и прослеживаюшихся непрерывно от юго-западной оконечности Скандинавского полуострова до его северных берегов в районе мыса Нордкап (Фотиади. 1958). Отрицательные аномалии силы тяжести (в редукции Буге) имеют здесь вытянутую линейную форму и ориентированы по простиранию складчатости каледонид.

Есть основания утверждать, что продолжающая их к северо-востоку в области шельфа Баренцева моря Норвежско-Баренцевская система минимумов силы тяжести также отражает глубокие геоспиклинальные прогибы складчатой зоны каледонид, которая с севера и северо-запада ограничивает складчатые образования байкалид полуостровов Варангер, Рыбачий и Канин, Тимана и Большеземельской тундры.

Как показывают новые данные по геологии Шпицбергена, в частности Северо-Восточной Земли (Харланд, 1964, 1967; Красильщиков, 1965), каледонская складчатость охватывала не только Западный Шпицберген, но и область выходов гнейсов Северо-Восточной Земли. В связи с этим имеются все основания для продолжения каледонского складчатого пояса в пределах Баренцева моря далее к востоку и северо-востоку. С этой точки зрения, в районе восточной части Северо-Восточной Земли, по-видимому, выступает крупное геоантиклинальное поднятие каледонид (Харланд, 1964, 1967) или, скорее, внутренний (срединный) массив (Гафаров, 1966), ограниченный Западно-Шпицбергенской и Норвежско-Баренцевской складчатыми зонами каледонид в составе обширного геосинклинального складчатого пояса, охватывающего большие пространства Баренцева моря и более восточных районов материковой отмели Евразии (Херасков, 1963).

Баренцевская ветвь складчатой зоны каледонид, прослеживающаяся на прямом северо-восточном продолжении норвежских каледонид, является, таким образом, крайним южным членом обширной складчатой области палеозоид. Она отделяет внутренний Баренцевский массив, расположенный среди этой области, от эпирифейской Европейской платформы. Тем самым четко определяется в области шельфа Баренцева моря северная граница платформы. Вероятно, на значительном протяжении она выражена системой больших разломов, продолжающих далеко к северо-востоку по простиранию зону надвигов норвежских каледонид по границе с докембрийскими складчатыми образованиями Балтийского щита.

Глава II

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Систематизация типов магнитных полей Сибирской платформы в зависимости от возраста и характера структуры ее докембрийского фундамента могла быть проведена лишь в последнее время, после выполнения на ее общирных и малодоступных пространствах аэромагнитной съемки и других региональных геофизических исследований.

Специфическими геологическими особенностями Сибирской платформы в первую очередь являются широкое распространение траппов в ее пределах (Соболев, 1962; Оффман, 1959; и др.), а также приуроченность к ней крупнейших континентальной и региональной магнитных аномалий.

Тектоника Сибирской платформы рассматривалась в работах В. А. Обручева (1923—1924), Н. С. Шатского (1932), Е. В. Павловского (19486, 1960, 1962), Т. Н. Спижарского (1958, 1964), Н. С. Зайцева (1954), Ю. А. Косыгина (1962), Э. Э. Фотиади (1961, 1967) и во многих других, в которых содержался анализ ее строения и истории развития.

Среди ранних работ о строении фундамента Сибирской платформы наибольший интерес представляет схема тектоники, опубликованная в 1932 г. Н. С. Шатским, на которой по существу впервые были определены контуры Сибирской платформы в тех границах, которые почти без изменения принимаются и в настоящее время, а также выделены две древнейшие архейские гранито-гнейсовые глыбы — Северо-Сибирская (Анабарская) и Алданская, разделенные и опоясанные более молодыми докембрийскими складчатыми зонами. В этой же работе Н. С. Шатский впервые указал на существование крупного самостоятельного байкальского цикла складчатости и выделил складчатые сооружения байкалид в составе фундамента и по периферии Сибирской платформы.

В последующие годы представления о строении, составе и возрасте фундамента Сибирской платформы во многом зависели от успехов изучения геологии складчатого докембрия Алданского и Анабарского щитов, а также Саяно-Байкальского нагорья. Сводки данных по геологии докембрия этих территорий содержатся в работах Д. С. Коржинского (1936, 1939), Е. В. Павловского (19486, 1956), Н. В. Фроловой (1962), Ю. К. Дзевановского и Н. Г. Судовикова (1960), Л. И. Салопа (1960, 1964), Е. М. Лазько (1956), М. М. Мануйловой, А. И. Неелова, Л. П. Никитиной (1969) и многих других.

Тектоническое строение Сибирской платформы в целом было отображено на тектонических картах СССР (Тектоническая карта СССР, 1953; Тектоническая карта СССР и сопредельных стран, 1956), составленных под руководством Н. С. Шатского, на тектонических схемах Т. Н. Спижарского (1958, 1964), на Тектонической карте Сибири и Дальнего Во-

8*

стока (1965), выполненной под редакцией Э. Э. Фотиади, и, наконец, на Тектонической карте Евразии (1966), составленной под руководством А. Л. Яншина.

Особенности тектонического развития Сибирской платформы в глубоком докембрии и в период формирования платформенного чехла рассмотрены в ряде работ.

В обобщающей сводке П. Е. Оффмана (1959) дан анализ траппового вулканизма центральной части Сибирской платформы главным образом с точки зрения тектоники ее чехла и выделены основные типы составляющих ее разновозрастных тектонических форм.

Тектоника Приверхоянского краевого прогиба и прилегающих областей Сибирской платформы анализируются в работах Ю. М. Пущаровского (1959, 1960), изучавшего структурные связи Сибирской платформы и мезозоид Северо-Востока СССР.

В ряде обобщающих работ Ю. А. Косыгин (1962) рассмотрел развитие Сибирской платформы в докембрии и выделил в ее составе архейское ядро (кратон), докембрийскую плиту (покрытую платформенным чехлом) и перикратонные опускания. Под редакцией Ю. А. Косыгина составлена Карта докембрийской тектоники Сибири (1964).

Е. В. Павловский (1962, 1964) провел сравнительный анализ строения и развития архейских образований Алданского щита и Анабарского массива Сибирской платформы и щитов других древних платформ в связи с выяснением стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии.

Чрезвычайно важные сведения о строении и составе фундамента Сибирской платформы были получены в результате проведения рядом организаций региональных геофизических исследований, и в первую очередь аэромагнитной съемки. Эти материалы широко использованы и геологически интерпретированы Э. Э. Фотиади (1961; Фотиади, Кузнецов, 1964; Фотиади, Моисеенко, 1964, 1967), Б. А. Андреевым (1966), С. М. Замараевым (1961, 1965), Б. Г. Лутцем и др. (1962), М. П. Гришиным и др. (1967), А. А. Николаевским (1968) и многими другими. Следует отметить исследования Л. В. Булиной (1961, 1964) по количественной интерпретации данных аэромагнитной съемки с целью определения глубины залегания и интенсивности намагничивания пород фундамента и тектонического районирования последнего.

Работа по систематизации и тектонической интерпретации типов магнитных полей Сибирской платформы в зависимости от возраста и характера структур ее докембрийского фундамента была также выполнена автором (Гафаров, 1965).

Особо важное значение для геологической интерпретации данных аэромагнитной съемки на Сибирской платформе имеет установление региональной геофизической характеристики складчатого докембрия щитов и выступов фундамента платформы как основы для экстраполяции в пределы платформенной плиты.

Систематизация и последующая тектоническая интерпретация различных типов магнитных полей Сибирской платформы проведена нами с учетом методики аналогичных исследований на Европейской платформе (Фотиади, 1958; Борисов, 1967; Гафаров, 1963б) на основании данных аэромагнитных съемок, сведенных Т. Н. Симоненко (1963), и Тектонической карты Евразии (1966).

Кроме того, мы использовали материалы геологических и наземных магнитометрических наблюдений в пределах Алданского щита в бассейне р. Тимптон, проведенных в 1963 г. нами совместно с Б. Г. Вороновым и Ю. А. Трапезниковым с целью изучения характера и условий залегания магнитовозмущающих масс архея и отображения его строения и состава в характере магнитных полей. Выделяя основные типы магнитных полей платформы и используя имеющиеся геологические данные об особенностях внутреннего строения и состава складчатого докембрия выступов фундамента, их геофизической характеристики, а также расположения флексур и разломов в платформенном чехле, мы попытались наметить в пределах Сибирской платформы ряд складчатых зон и массивов фундамента, а также ограничивающих их глубинных разломов (рис. 21, см. вкладку в конце книги).

СТРОЕНИЕ И СОСТАВ СКЛАДЧАТОГО ДОКЕМБРИЯ ЩИТОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ, ПРИБАЙКАЛЬЯ И ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Складчатый докембрийский фундамент Сибирской платформы весьма неоднороден по возрасту и составу. Он выступает на дневную поверхность лишь на юго-востоке платформы, в пределах Алданского щита, на севере, в своде Анабарского массива и Оленекского выступа, а также вдоль южной окраины, в Байкальской горной области и в западных частях платформы — на Енисейском кряже и Туруханском поднятии.

В пределах же всей обширной Ленско-Енисейской плиты Сибирской платформы (Шатский, 1947) ее докембрийский складчатый фундамент покрыт мощным платформенным чехлом, который начинается этложениями рифея, венда и кембрия. Лишь в отдельных районах южной части платформы фундамент вскрыт глубокими скважинами (Иркутский амфитеатр, северный склон Алданского щита и склоны Анабарского массива).

Алданский щит

В пределах Алданского щита выступает очень мощный (до 20 км) комплекс глубоко метаморфизованных архейских и нижнепротерозойских гнейсов и кристаллических сланцев (Лазько, 1956; Лейтес, 1965).

Северная граница Алданского щита может быть проведена по южному краю области сплошного распространения верхнедокембрийского и кембрийского платформенного чехла Сибирской платформы. Западная граница щита определяется структурным швом, который отделяет его древнейшие архейские и нижнепротерозойские складчатые комплексы от складчатой зоны байкалид Байкало-Патомской области.

Вдоль южной границы Алданского щита к нему причленяются средне-верхнепалеозойские складчатые сооружения Монголо-Охотского пояса (Нагибина, 1963). Наконец, восточную окраину Алданского щита определяют Идюмо-Хайканский, Маймакано-Батомгский и Омнинский выступы кристаллического фундамента (Моралев, Ставцев, 1961).

Алданский щит обладает, таким образом, сложным и гетерогенным строением (рис. 22). В составе щита можно выделить различные элементы его внутренней структуры. В целом он состоит из древнейшего ядра, называемого Е. В. Павловским (1962) эпиархейской платформой; с запада, юга и востока оно ограничено складчатой зоной Станового хребта и его Олекминской, северо-западной ветвью.

Западная граница эпиархейского ядра Алданского щита достаточно условно может быть проведена по правобережью Алдана почти параллельно этой реке. Границу подчеркивает система меридиональных узких шовных прогибов (Лазько, 1956).

Южная граница щита выражена региональным структурным швом, отделяющим эпиархейское ядро щита от переработанных в нижнем протерозое архейских пород Станового хребта. Комплекс архея эпиархейского ядра Алданского щита регионально метаморфизован в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций. В составе алданского комплекса метамор-



Рис. 22. Схема основных структурных элементов Алданского щита и его обрамления (по тектонической карте Евразии, 1966)

- I Алдано-Тимптонский (Иенгрский) массив (1 — Чульманская мезозойская впадина и ее аналоги);
- II Тимптоно-Учурская зона (Па Эльконский антиклинорий, Пб Олонгринский антиклинорий, Пв Сутамский синклинорий, Пг Суннагинский антиклинорий, Пг Суннагинский синклинорий, Пе Суннагинский синклинорий, Пе Суннагинский синклинорий, Пж Идюмо-Хайканский выступ, Пз Маймакано-Батомгский выступ);
- IV Олекминская зона (IVa Чарская глыба);
- V платформенный чехол плиты (Va Кыллахское активизированное поднятие);
- VI зона байкалид Байкальской горной области;
- VII Монголо-Охотская зова герцинской складчатости;
- VIII Верхоянская складчатая система мезозоид;
- IX Охотский вулканогенный пояс

III — зона Станового хребта;

фических пород архея выделяются иенгрская, тимптонская и джелтулинская серии (Коржинский, 1936; Дзевановский, Судовиков, 1960). Радиометрический возраст архейских пород названных серий Алданского щита, судя по определениям, сделанным свинцово-изотопным методом, не моложе 2800—3000 млн. лет (Михайлов, Неелов, 1968). Это подтверждается и значениями калий-аргонового возраста по пироксену, равными 2500—3000 млн. лет (Глебовицкий и др., 1965; Мануйлова и др., 1969). Цифры, определенные свинцовом методом (примерно 2100—1800 млн.), рассматриваются в этом случае как омоложенный возраст.

Иенгрская серия характеризуется сочетанием толщ и линз кварцитов с силлиманитовыми, кордиеритовыми и гранатовыми гнейсами, пироксеново-плагиоклазовыми и гиперстеновыми кристаллическими сланцами и амфиболитами. В целом породы иенгрской серии чрезвычайно интенсивно мигматизированы и гранитизированы.

Тимптонская серия представлена мощной толщей гиперстеновых гнейсов (чарнокитов), а также основных и ультраосновных кристаллических сланцев.

Джелтулинская серия сложена биотит-гранатовыми и диопсидовыми гнейсами, гранулитами, гиперстен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами и амфиболитами, чередующимися с разнообразными карбонатными породами (мраморами).

На крайнем востоке Алданского щита, в пределах Маймакано-Батомгского и Омнинского выступов фундамента (Моралев, Ставцев, 1961), широко развиты глубоко метаморфизованные породы, представленные биститовыми, амфиболовыми, биотит-амфиболовыми гнейсами и кристаллическими сланцами, разрез которых трудно сопоставим с названными выше толщами более западных районов щита.

Распространение упомянутых серий эпиархейского ядра Алданского щита подчинено его основным структурным элементам. В составе ядра намечаются по крайней мере два разновозрастных и различных по характеру структурных элемента. Западную часть ядра образует Алдано-Тимптонский (Иенгрский) массив древнейших гнейсов иенгрской серии, ограниченный на востоке общирной Тимптоно-Учурской складчатой зоной археид.

В пределах древнейшего Алдано-Тимптонского массива в свою очередь выделяется ряд крупных структур антиклинорного типа, образованных в основном породами верхнеалданской свиты. Они в общем соответствуют Верхнечугинскому, Ярогинскому, Чугинскому, Сонтиитскому, Леглиерскому, Нимгерскому, Анамжакскому, Тас-Хонкинскому и Ыллымахскому антиклинориям, которые были выделены на схеме тектоники западной и центральной частей Алданского щита, составленной Ю. К. Дзевановским (1958).

Названные структурные элементы не обладают общей направленной ориентировкой, которая у них изменяется от северо-западной до субширотной и северо-восточной. Все они имеют грубоовальные внешние контуры, обычно осложненные позднейшими глыбовыми нарушениями.

Между описанными антиклинорными структурами прослеживаются сложно изгибающиеся структуры типа синклинориев, образованные породами федоровской свиты, слагающей верхнюю часть иенгрской серии.

Особенности морфологии сложных, часто мозаичных структурных форм Алдано-Тимптонского массива гнейсов архея, отсутствие единого плана складчатости для слагающих его антиклинориев и синклинориев, а также данные определений радиометрического возраста (Глебовицкий и др., 1965) дают основание предполагать, что породы иенгрской серии образуют в этом районе древнейшую глыбу архея в составе эпиархейской части щита. Тимптоно-Учурская складчатая зона археид, ограничивающая Алдано-Тимптонский массив на востоке, дислоцирована в ином плане и в своей западной части представляет собой обширную, сравнительно простую систему линейных синклинориев и антиклинориев общего северо-западного простирания, оси которых дугообразно изгибаются в восточной части в субширотном и даже северо-восточном направлениях (Дзевановский, 1964).

В целом Тимптоно-Учурская складчатая зона образована породами тимптонской и джелтулинской серий архея. При этом тимптонская серия в ее составе слагает ряд протяженных антиклинориев, разделенных столь же крупными синклинориями, в пределах которой развиты породы джелтулинской серии.

С запада на восток в составе Тимптоно-Учурской складчатой зоны Ю. К. Дзевановским (1958) выделены Эльконский и Олонгринский антиклинории, продолжающие друг друга, затем крупный Сутамский синклинорий, Суннагинский антиклинорий и Усмунский синклинорий. Нашболее характерные структурные элементы Тимптоно-Учурской складчатой зоны археид, которые определяют основные черты ее тектоники, — это Сутамский и Усмунский синклинории и ограничивающие их антиклинории. Более изученный Сутамский синклинорий отличается сложным асимметричным строением и развитием в его пределах и по границам. узких шовных блоков, сложенных интенсивно складчатыми образованиями, для которых характерен метаморфизм амфиболитовой фации (холболохский комплекс И. М. Фрумкина, 1960 г.).

Важно подчеркнуть, что структуры рассматриваемой Тимптоно-Учурской складчатой системы срезают структуры иенгрской серии, причленяясь к ним со структурным и стратиграфическим несогласием. Роль структурного шва между Иенгрским массивом и Тимптоно-Учурской складчатой зоной в низовье р. Тимптон выполняет, по-видимому, Тыркандинский глубинный разлом, намеченный по работам И. М. Фрумкина (1959 г.). Как показали наши полевые наблюдения, он сопровождается узкими шовными синклинальными складками.

Строение восточной окраины Тимптоно-Учурской складчатой зоны, как и Алданского щита в целом, еще недостаточно выяснено. Здесь, в пределах юго-восточного угла Сибирской платформы, на склоне Алданского щита выделяется ряд поднятий архейского фундамента (Маймакано-Батомгское, Омнинское), разделенных прогибами, выполиенными рифейскими и кембрийскими отложениями платформенного чехла (Майский, Алданский, Уяно-Улканский и Маркюельский). Возможно, что археиды, выступающие в сводах Маймакано-Батомгского и Омнинского поднятий, следует рассматривать как самостоятельные выступы фундамента. Архейские складчатые структуры в их пределах имеют уже субмеридиональное и северо-восточное простирания, образуя восточные ветви складчатых дуг Тимптоно-Учурской системы.

Восточную периферию Сибирской платформы в этом районе образует Восточно-Алданская зона переходной (глыбовой) складчатости (Моралев. Ставцев, 1961), вдоль которой рифейские и кембрийские отложения мощностью до 13 км разбиты системой меридиональных разломов на ряд глыб, надвинутых друг на друга с востока на запад и осложненных складчатостью гребневидного типа. Наиболее крупными разломами, определяющими структуру западной части Восточно-Алданской зоны, являются Нельканский и Челатский взбросо-надвиги. В пределах Восточно-Алданской зоны по мере движения с запада на восток наблюдается общее увеличение Дислоцированности пород и нарастание их мощности. При этом Челатский взброс служит наиболее резкой границей их изменения и разделяет резко различные структурно-фациальные зоны рифея и кембрия. Он, по-видимому, представляет собой отражение большого глубинного разлома, ограничивающего с востока Сибирскую платформу. К последней здесь причленяются антиклинорий Сетте-Дабан и Южно-Верхоянский синклинорий мезозоид на востоке (Пущаровский, 1960), Вулканотенный наложенный пояс на юго-востоке. а также • Охотский

В западной, юго-западной и южной частях Алданского щита, в бассейне р. Олекмы и на Становом хребте широко развиты толщи однообразных биотитовых и роговообманково-биотитовых гнейсов, плагиогнейсов и амфиболитов олекминской серии.

Определения радиометрического возраста гнейсов и кристаллических сланцев (1800—2000 млн. лет; Дзевановский, Судовиков, 1960; Глебовицкий и др., 1965) как будто дают основание относить эти метаморфические образования к нижнему протерозою. В. Н. Мошкин (1961) также считает гнейсы и сланцы Станового хребта нижнепротерозойскими, указывая в то же время, что в зоне хребтов Станового и Джугджура встречаются породы, близкие к архейским породам Алданского щита.

Однако Е. В. Павловский (1962) и А. М. Лейтес (1965) отмечают, что нижнепротерозойский возраст гнейсов и кристаллических сланцев Станового хребта и Олекминской зоны не доказан. Они считают, что архейские породы Станового хребта и бассейна р. Олекмы в нижнем протерозое претерпели интенсивную гранитизацию, которая в ряде случаев привела к изменению их состава. Вследствие этого образовавшиеся породы отличаются от соответствующих им по возрасту пород архейских серий эпиархейского ядра Алданского щита, причем абсолютный возраст минералов, образовавшихся во время древнестановой гранитизации и регрессивного метаморфизма, соответствует именно времени этих процессов.

Зона сочленения эпиархейского ядра Алданского щита и зоны Станового хребта представляет собой большой структурный шов, выраженный полосой тектонитов и диафторитов. Вдоль этого важнейшего структурного шва прослеживаются крупные удлиненные тела анортозитов.

Складчатые структуры Станового хребта отличаются весьма большой глубиной эрозионного среза. Они сложены в основном архейскими и нижнепротерозойскими метаморфическими толщами, которые прорваны крупными интрузиями разнообразных и разновозрастных гранитов.

Очень важную роль в строении складчатой зоны Станового хребта играют «древнестановые» граниты, образующие крупные конкордантные тела.

Гнейсовые комплексы в пределах этой зоны смяты в системы широтных складчатых структур. По мере приближения к эпиархейскому ядру Алданского щита складчатые структуры испытывают опрокидывание и надвигание в сторону последнего и часто бывают выражены наклонными и даже лежачими складками. Протерозойские и архейские складки зоны Станового хребта осложнены интенсивными дизъюнктивными мезозойскими и палеозойскими дислокациями, имеющими, как правило, субширотное простирание.

Северо-западная часть Алданского щита в бассейне рек Олекмы и Чары представляет собой западную окраину Древнестановой складчатой зоны. В основном здесь распространены архейские образования, интенсивно переработанные наложенными процессами древнепротерозойского («древнестанового») метаморфизма и гранитизации (Лейтес, 1965; Михайлов, Неелов, 1968). Раннепротерозойская переработка структуры архейского цоколя северо-западной окраины Алданского щита выразилась в образовании сравнительно простых складчатых, иногда куполовидных форм и различных более мелких структур, осложняющих последние.

Таким образом, в северо-западной части щита могут быть выделены выступы архейского основания, переработанного нижнепротерозойской гранитизацией и метаморфизмом (Чарский, Сюльбано-Кондинский, Олекминский выступы и др.), Кодаро-Удоканская зона мощных дислоцированных нижнепротерозойских отложений удоканской серии и, наконец, нижнепротерозойские шовные прогибы (Лазько, 1956).

Кодаро-Удоканская зона, в пределах которой развит мощный комплекс дислоцированных нижнепротерозойских отложений, а также прорыеающие их магматические образования, представляет собой, как показал А. М. Лейтес (1965), чрезвычайно своеобразный прогиб, дисгармоничный по отношению к структуре складчатого основания и названный им эндопротоплатформенным.

Следует подчеркнуть, что система простираний складчатых структур северо-западной окраины Алданского щита хорошо укладывается в схему предполагаемого строения архейского фундамента юго-востока Восточной Сибири, намеченную Н. В. Фроловой (1962).

Анабарский массив

В пределах Анабарского массива развиты мощные докембрийские толщи метаморфических пород (гнейсы, кристаллические сланцы и мигматиты) и разнообразные интрузии (ультраосновные породы, гранитоиды, анортозиты), возраст которых, по данным определений радиометрического возраста, составляет по слюдам 1850—2000 млн. лет, а по амфиболитам и пегматитам — до 2500—3500 млн. лет (Рабкин, Вишневский, 1968). Метаморфические толщи щита слагают длинные крутые складки выдержанного северо-западного простирания.

В составе мощного комплекса метаморфических пород архея Анабарского массива выделяются три серии (снизу вверх): далдынская, верхнеанабарская и хапчанская, а также верхнеламуйкский комплекс (Рабкин, 1960; Рабкин, Вишневский, 1968). Они представлены разнообразными гнейсами, кристаллическими сланцами, мигматитами и различными интрузивами, главнейшими из которых являются ультраосновные породы, разновозрастные гранитоиды и анортозиты, возможно, уже протерозойского возраста.

При этом если две нижние серии анабарского архея сходны по составу и расчленяются с трудом, то более молодые комплексы хорошо отличимы друг от друга и от более древних. Мощность всех метаморфических толщ Анабарского массива достигает 20—25 км. По составу пород, степени метаморфизма, характеру гранитизации, ориентировке линейных складок и абсолютному возрасту докембрий Анабарского массива достаточно хорошо сопоставим с тимптонской и джелтулинской сериями Алданского щита. На основании формационного анализа (Лутц, 1959) можно допустить, что самая древняя иенгрская серия Алданского щита, видимо, не имеет аналогов в пределах Анабарского массива. Так, древнейшие осадочно-вулканогенные образования далдынской серии последнего весьма сходны с первичновулканогенными толщами тимптонской серии Алданского щита, а верхнеанабарская и хапчанская серии Анабарского массива отвечают джелтулинской серии Алданского щита (Лутц и др., 1962).

Залегание отдельных серий метаморфических толщ Анабарского массива в виде широких чередующихся полос, вероятно, свидетельствует о том, что они были сформированы раньше изоклинальной складчатости.

Последняя, таким образом, была наложена на более древнюю структуру уже в последующий этап архейской складчатости.

К востоку от Анабарского массива в пределах Оленекского выступа фундамента обнажены слабо метаморфизованные, представленные в фации зеленых сланцев песчано-сланцевые толщи докембрия, дислоцированные и прорванные основными и кислыми интрузиями. Их видимая мощность составляет около 1,5 км (Ткаченко и др., 1957). Абсолютный возраст синорогенных гранитоидов равен 1840—2080 млн. лет (Виноградов, Красильщиков, 1963) и соответствует нижнему протерозою. Следовательно, вмещающие метаморфические толщи имеют еще более древний, архейский возраст.

Байкальская горная область

В пределах Западного и Восточного Прибайкалья и в области Патомского нагорья развиты мощные толщи позднего докембрия и нижнего палеозоя, собранные в системы складок северо-восточного простирания, резко меняющих свою ориентировку на восточную и юго-восточную в верховьях рек Большой Патом и Жуя. Е. В. Павловский (1960) вдоль полосы их развития выделил две зоны — миогеосинклинальную и эвгеосинклинальную.

Миогеосинклинальная зона Западного Прибайкалья сложена мощнымп терригенно-карбонатными толщами верхнего докембрия, которые представлены (снизу вверх) — терригенно-карбонатной (голоустенской), карбонатно-терригенной (улунтуйской) и терригенной флишеподобной (качергатской) свитами. Складчатость миогеосинклинальной зоны сравнительно простая, причем наиболее крутые складки в ее пределах развиим в зоне контакта с нижнепротерозойскими и архейскими образованиями.

Эвгеосинклинальная зона Восточного Прибайкалья отличается, особенно в своей северной части, широким развитием вулканогенных толщ рифея, мощность которых достигает 4 км (Павловский, 1960). Складчатые структуры здесь выражены в основном сложными, сильно сжатыми и глубокими синклинориями с подчиненными им сериями более мелких складок и антиклинориями. Антиклинории, разделяющие синклинории, обычно осложнены крупнейшими массивами верхнепротерозойских и частью нижнепалеозойских гранитоидов. Широкое развитие гранитоидов является весьма специфической особенностью эвгеосинклинальной зоны байкалид.

Миогеосинклинальная и эвгеосинклинальная зоны байкалид разделены крупным Байкальским антиклинорием, который протягивается к оз. Байкал и его восточному побережью и сложен метаморфическими толщами нижнего протерозоя и архея.

Как показали Е. В. Павловский (1956), К. А. Клитин (1966) и другие исследователи, в развитии тектонических форм Байкальской горной области устанавливается тесная зависимость структурных планов археид, протерозоид и ранних каледонид. Раннепалеозойская складчатость, закончившаяся к концу кембрия, завершила процесс длительного геосинклинального развития Саяно-Байкальской области, продолжавшийся в течение всего докембрия.

Восточный Саян, Енисейский кряж, Туруханское поднятие

Вдоль юго-западного и западного краев Сибирской платформы докембрийские складчатые образования обнажены на Восточном Саяне, а также на Енисейском кряже и Туруханском поднятии.

По юго-западной окраине Сибирской платформы байкалиды образуют лишь узкую складчатую зону. На всей остальной территории складчатого обрамления платформы они входят в состав более поздних складчатых структур каледонид и герцинид. Как указывал Н. С. Зайцев (1963), в северной зоне Восточного Саяна, в области Присаянья в периферическую часть байкалид были вовлечены крупные блоки фундамента Сибирской платформы.

В Присаянье развиты архейские, нижнепротерозойские и рифейские образования, слагающие ряд глыб фундамента. К северо-западу от оз. Байкал здесь последовательно выделяются Байкало-Окинский горст (Шарыжалгайская глыба), Урикско-Ийский грабен, Бирюсинский горст, ограниченные с юго-запада большим глубинным разломом (Тектоническая карта Евразии, 1966).

Архейско-нижнепротерозойские комплексы горстов Присаянья, так же как и Южного Прибайкалья, расчленяются на шарыжалгайскую и слюдянскую серии (Смирнов, Булдаков, 1962; Никитина и др., 1968). Шарыжалгайская серия представлена в основном биотитовыми гнейсами и кристаллическими сланцами и амфиболитами общей мощностью более 5 км. Породы ее интенсивно мигматизированы биотитовыми гнейсо-гранитами.

Слюдянская серия представлена более разнообразными породами и сложена биотит-амфиболовыми, гранат-биотитовыми, гиперстеновыми и другими гнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами и мраморами. Общая мощность слюдянской серин составляет примерно 4— 5 км. С отложениями слюдянской серии сопоставляются образования Бирюсинского горста, которые сложены в основном биотитовыми, амфиболовыми гнейсами и кристаллическими сланцами с подчиненными прослоями мраморов и кварцитов. Общая мощность бирюсинской серии превышает 4,5 км.

Для архейских толщ Присаянья, развитых в пределах отдельных глыб, в целом характерна интенсивная складчатость и особенно невыдержанность складок по простиранию.

В пределах Урикско-Ийского грабена и в ряде более мелких грабенов Присаянья развиты толщи рифея, представленные филлитами, углистоглинистыми сланцами, биотит-кордиеритовыми, биотит-андалузитовыми сланцами, кварцитами, амфиболитами, которые слагают урикскую свиту (Смирнов, Булдаков, 1962). Абсолютный возраст этих образований составляет 600—1300 млн. лет (Ляцкий, 1964; Мануйлова и др., 1969).

В восточной части Восточного Саяна, в пределах миогеосинклинальной зоны байкалид, обрамляющей Сибирскую платформу, суммарная мощность вулканогенно-осадочных отложений рифея достигает 8 км. В основании их разреза залегает толща эффузивов, которая выше по разрезу сменяется известняками. На них залегает толща чередующихся сланцев, песчаников, известняков и эффузивов.

В западной части Восточного Саяна мощность осадочных и частично вулканогенных отложений рифея достигает 7 км (Келлер, Хоментовский, 1960).

Рифейские толщи Восточного Саяна собраны в складки северо-западного простирания, соответствующего направлению глубинного разлома, который разделяет докембрийскую и каледонскую части Восточного Саяна и протягивается с юго-востока на северо-запад от юго-западного побережья оз. Байкал до г. Красноярска.

Тот же тип строения разреза рифея сохраняется и в других рифейских миогеосинклиналях, развитых по западной периферии Сибирской платформы (Енисейский кряж и Туруханское поднятие).

На Енисейском кряже отложения рифея в основном представлены метаморфизованными осадочными и вулканогенно-осадочными породами геосинклинального комплекса. В южной части кряжа наиболее древние породы докембрия образованы гранатовыми, гиперстеновыми гнейсами и плагиоклазовыми амфиболитами канского комплекса, мощность которого достигает 10—15 км (Ю. Кузнецов, 1952).

Комплекс отложений собственно рифейского геосинклинального этапа развития Енисейского кряжа представлен очень полным терригенно-карбонатным разрезом, суммарная мощность которого на юго-востоке превышает 9 км (Кириченко, 1956; Вотах, 1968). В его составе здесь выделяются три (Волобуев и др., 1964; Белянкина, Долгинов, 1964) или четыре (Кириченко, 1956; Келлер, Хоментовский, 1960) серии рифейских пород. Абсолютный возраст горбилокской свиты, прослеживающейся в основании разреза рифея, равен 1300 млн. лет (Волобуев и др., 1964).

Вдоль западного края Енисейского кряжа в составе рифейских образований резко возрастает роль вулканогенных пород.

С рифейскими геосинклинальными толщами Енисейского кряжа тесно связаны интрузии ультраосновного, основного и кислого состава. При этом среди гранитных интрузий могут быть выделены древние разности с возрастом 850 млн. лет и более молодые, с возрастом 620 млн. лет (Белянкина, Долгинов, 1964).

В пределах Енисейского кряжа вкрест простирания складчатых комплексов байкалид выделяется ряд полос, достаточно резко различающихся по характеру складчатых структур и типу формаций (Клитин и др., 1963). Для восточной полосы Енисейского кряжа характерны сравнительно просто построенные коробчатые складки. По типу разреза рифея, а также по общему стилю складчатости эта полоса является типично миогеосинклинальной.

Значительно более сложной складчатостью отличаются рифейские отложения западной полосы центральной части и западного склона Енисейского кряжа. Здесь выделяется Приенисейский антиклинорий, важнейшей особенностью которого являются широко развитые гранито-гнейсовые и гнейсовые купола (Белянкина, Долгинов, 1964).

Западнее Приенисейского антиклинория в составе рифейских геосинклинальных образований Енисейского кряжа выделяется Вороговский синклинорий. Он отличается развитием мощных вулканогенных толщ верхнего рифея и является составной частью обширной рифейской эвгеосинклинальной зоны Байкало-Енисейской системы байкалид. Эта зона, по-видимому, в основном расположена западнее, на территории восточной окраины Западно-Сибирской эпипалеозойской плиты (Семихатов, 1962).

Граница между восточной и западной (мио- и эвгеосинклинальными) зонами Байкало-Енисейской складчатой системы байкалид выражена глубинным разломом, к которому приурочена серия тел ультраосновных пород, составляющих протяженный гипербазитовый пояс (Белов, 1964).

В пределах Туруханского поднятия на северо-западной окраине Сибирской платформы обнажен миогеосинклинальный комплекс карбонатнотерригенных толщ верхнего докембрия, мощность которого в восточной части поднятия составляет около 2 км, а в западной увеличивается до 4-5 км (Вотах, Дмитриев, 1963; Вотах, 1968).

Характер складчатости рифейских образований Туруханского поднятия резко изменяется вкрест его простирания с востока на запад. Если в восточной части поднятия рифейские толщи образуют сравнительно пологие синклинали и резкие узкие приразломные антиклинали, то в его западной части развиты крутые чередующиеся антиклинали и синклинали. Западнее Туруханского поднятия скважинами вскрыты под юрскими отложениями биотитовые сланцы верхнего докембрия, сложно и интенсивно дислоцированные.

Рифейские отложения Туруханского поднятия достаточно резко отличаются от образований верхнего докембрия, обнаженных в районе \therefore . Игарки. Здесь они представлены туфами, туфобрекчиями и туфопесчаниками с прослоями зеленокаменных основных эффузивов, а также терригенными и карбонатными породами, общая мощность которых достигает 3,5 км. Определения абсолютного возраста пород указывают, что докембрийские толщи Игарского района не древнее буровой свиты Туруханского поднятия, возраст кровли которой равен 925 млн. лет (Вотах, Дмитриев, 1963; Вотах, 1968).

Эти данные позеоляют более уверенно сопоставить разрезы верхнего докембрия Игарского и Туруханского районов, достаточно резко отличающиеся по составу пород и типу формаций, и выявить их отчетливую структурно-фациальную зональность. Прп этом если карбонатно-терригенные формации туруханского комплекса слагают миогеосинклинальную зону северной части Байкало-Енисейской складчатой системы байкалид, то существенно вулканогенные толщи верхнего докембрия Игарского района, по всей вероятности, принадлежат уже к эвгеосинклинальной зоне той же системы байкалид.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА И ТИПЫ МАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Аномальное магнитное поле Сибирской платформы весьма сложно и характеризуется развитием общирных областей магнитных аномалий, различных по типу и морфологии (см. рис. 21).

Восточной и северо-восточной частям Сибирской платформы отвечает обширная Анабаро-Алданская система полосовых магнитных аномалий, прослеживающихся с выдержанным северо-западным простиранием от Алданского щита к Анабарскому массиву на огромном расстоянии, превышающем 1800 км. На юге и юго-западе Анабаро-Алданская система обрамлена широтной полосой пониженного магнитного поля, приуроченной к хребтам Становому, Джугджур и к бассейну р. Олекмы.

На севере и северо-востоке Анабаро-Алданская система полосовых аномалий ограничена областью спокойного магнитного поля Приверхоянского краевого прогиба и Верхоянской складчатой системы. Магнитное поле здесь близко к нормальному и характеризуется ничтожными горизонтальными градиентами.

В области Вилюйской синеклизы Анабаро-Алданская система полосовых максимумов и минимумов пересекается почти под прямым углом Вилюйской линейной зоной пониженного магнитного поля и широтных магнитных максимумов, прослеживающейся на северо-восток от Уринского угла Байкальской складчатой зоны на соединение с зоной магнитных минимумов Приверхоянья.

Сложно изгибающаяся по простиранию система полосовых магнитных максимумов и минимумов западного и восточного Прибайкалья и Патомского нагорья, вытянутых в общем северо-восточном направлении, резко срезает Анабаро-Алданскую систему аномалий с юга и юго-запада.

В центральной и западной частях Сибирской платформы в пределах обширной Тунгусской синеклизы отмечается чрезвычайно своеобразное интенсивно варьирующее магнитное поле, нигде более не развитое на территории СССР. Главная особенность магнитного поля Тунгусской синеклизы заключается в повсеместном его осложнении многочисленными вторичными максимумами и минимумами, как правило, не имеющими отчетливого простирания и распространенными по площади как в виде отдельных зон, так и единичных аномалий. Интенсивность их изменяется от нескольких десятков и сотен гамм до первых тысяч гамм.

Подобное интенсивно варьирующее магнитное поле Тунгусской синеклизы, а также трапповый магматизм в ее пределах представляют, как известно, наиболее характерную черту Сибирской платформы в целом.

Существенная особенность строения и характера варьирующего магнитного поля Тунгусской синеклизы заключается в том, что локальные максимумы и минимумы распространены в его пределах на общем фоне крупных региональных повышенных или пониженных аномалий, выявленных при пересчете наблюденного поля в верхнее полупространство (В. К. Пятницкий, 1963 г.; Г. Кузнецов, 1967). Региональные магнитные аномалии, как шравило, имеют субширотную ориентировку, часто сложную дугообразную конфигурацию и обусловливают мозаичный характер поля.

Важно подчеркнуть, что субширотные региональные максимумы и минимумы магнитного поля развиты лишь в западной и центральной частях Тунгусской синеклизы, тогда как ее восточная часть охвачена Анабаро-Алданской системой полосовых аномалий, ограничивающей область мозаичных субширотных аномалий с востока. Таким образом, магнитное поле Тунгусской синеклизы неоднородно по характеру и строению региональных аномалий и на большей ее части представлено Тунгусской областью субширотных и мозаичных зон, а на востоке — краевой частью линейной Анабаро-Алданской системы аномалий.

Юго-западная часть Сибирской платформы обрамлена зоной интенсивных магнитных аномалий и полосовых минимумов северо-западного простирания, соответствующей восточной части Восточного Саяна.

В области западной окраины платформы вдоль Енисея Тунгусская область интенсивно варьирующего мозаичного магнитного поля ограничена зоной протяженных полосовых минимумов и максимумов магнитного поля, которая прослеживается от восточной части Восточного Саяна через Енисейский кряж до Туруханского поднятия. На западе эта зона заходит уже в пределы Западно-Сибирской низменности.

Существование различных типов магнитных полей в пределах Сибирской платформы, как и на Европейской платформе (Архангельский, Розе и др., 1937; Андреев, 1966; Шатский, 1946а; Фотиади, 1958; Гафаров, 1963б), может рассматриваться в качестве основания для расчленения ее фундамента на ряд зон и областей разновозрастных докембрийских складчатостей. Дальнейший анализ и систематизация различных типов магнитных полей Сибирской платформы в зависимости от возраста и характера тектонических структур складчатого докембрия щитов и выступов фундамента являются основой их геологической интерпретации и экстраполяции установленных закономерностей в пределы Ленско-Енисейской плиты. При этом для Сибирской платформы интерпретация геофизических данных эначительно усложняется мощным развитием пород трапповой формации в верхней части осадочного чехла обширной Тунгусской синеклизы.

Алданский щит

Общие черты строения и состава складчатого докембрия Алданского щита, его эпиархейское ядро и складчатая зона Станового хребта находят яркое отражение в региональном магнитном поле.

Основные структурные элементы эпиархейского ядра Алданского щита — Алдано-Тимптонский (Иенгрский) массив гнейсов иенгрской серии и Тимптоно-Учурская складчатая зона археид (Павловский, 1967; Дзевановский, Судовиков, 1960) в свою очередь четко различаются по характеру свойственных им магнитных аномалий.

Алдано-Тимптонский массив. сложенный глубоко метаморфизованными гнейсами и кристаллическими сланцами иенгрской серии, характеризуется сложным по строению, резко меняющимся положительным магнитным полем. Интенсивность значений магнитных аномалий в его пределах колеблется от 200-300 до 1500-2000 гамм. Обращает на себя внимание мозаичный характер магнитного поля Алдано-Тимптонского массива, выражающийся в незакономерном расположении аномалий, не образующих отчетливо прослеживающихся зон. Мозаичное строение повышенного магнитного поля массива обусловлено, видимо, сложными глубинными структурными формами гнейсов и кристаллических сланцев иенгрской серии архея, часто образующих весьма своеобразные дугообразные и куполовидные складки различного простирания (Грабкин, 1965). Среди пород иенгрской серии в составе верхнеалданской свиты широко развиты обогащенные магнетитом основные кристаллические сланцы и гнейсы, а также железистые кварциты. В карбонатных и диопсидовых толщах пород федоровской свиты также встречаются прослои метасоматитов, иногда значительно обогащенных магнетитом. Аляскитовые граниты и разнообразные мигматиты в составе иенгрской серии архея обычно обладают повышенной намагниченностью. Так, участки наиболее интенсивной мигматизации и широкого развития архейских гранитоидов в пределах Алдано-Тимптонского массива фиксируются повышенными магнитными полями интенсивностью до 1000—1500 гамм и выше. Таким образом, подавляющая часть метаморфических пород иенгрской серии и пронизывающих их магматических пород характеризуется повышенными магнитными свойствами и вследствие этого обусловливает в целом повышенное положительное магнитное поле Алдано-Тимптонского массива. Отдельные минимумы магнитного поля в его пределах отмечают слабомагнитные породы иенгрской серии — разнообразные кварциты, кристаллические сланцы и карбонатные породы.

Юго-западная часть архейского Алдано-Тимптонского массива осложнена Чульманской мезозойской наложенной впадиной, выполненной терригенными толщами юры и ограниченной с юга крутыми надвигами, поверхности скольжения которых имеют падение на юго-запад. В целом Чульманская впадина отличается пониженным магнитным полем, и лишь ее окраинная, юго-западная часть в бассейне р. Тунгурчи попадает в полосу магнитных аномалий, ограничивающих с юга и запада рассматриваемый Алдано-Тимптонский массив гнейсов иенгрской серии.

Сложная Тимптоно-Учурская складчатая зона археид эпиархейского ядра Алданского щита ограничивает массив иенгрских гнейсов на востоке.

Выделяющиеся в пределах Тимптоно-Учурской зоны отдельные антиклинории и синклинории (см. рис. 21, 22) отчетливо вырисовываются в магнитном поле в виде полос максимумов и минимумов той или иной интенсивности в соответствии с магнитными свойствами слагающих их . пород тимптонской и джелтулинской серий архея. Благодаря четкой дифференциации последних по магнитным свойствам представляется возможным более или менее обоснованно проследить контуры распространения пород тимптонской и джелтулинской серий, а следовательно, и образованных ими структурных форм. При этом гиперстеновые гнейсы и кристаллические сланцы тимптонской серии, как правило, обусловливают пнтенсивные полосовые аномалии магнитного поля, тогда как биотитгранатовые, амфибол-гранатовые и другие гнейсы и сланцы джелтулинской серии, в основном очень слабомагнитные (преобладающее значение их магнитной восприимчивости варьирует в пределах $60 - 160 \cdot 10^{-6} \text{CGSM}$), обычно оконтуриваются протяженными полосовыми минимумами магнитного поля.

В западной части Тимптоно-Учурской зоны, в бассейне рек Тимптон, Сеймдье и в верховьях р. Гонам прослеживается полоса преимущественно гиперстеновых гнейсов тимптонской серии, слагающих Эльконский и Олонгринский антиклинории.

Следует отметить, что в данном случае, как и далее, мы принимаем названия антиклинориев и синклинориев, предложенные Ю. К. Дзевановским (1958). Однако границы этих крупных структурных форм архея в составе Тимптоно-Учурской складчатой зоны в настоящее время часто проводятся иначе, в соответствии с особенностями их отображения в региональном магнитном поле, а также с новыми геологическими данными.

На всем протяжении эта полоса развития тимптонской серии фиксируется системой прерывистых магнитных аномалий северо-западного простирания, которая в верховьях р. Ытымджи дугообразно поворачивает на восток, где приобретает широтное направление. Восточный контур рассматриваемой полосы аномалий на всем протяжении полностью совпадает с границами развития пород тимптонской серии, контактирующих с породами джелтулинской серии смежного Сутамского синклинория. На отдельных участках этот контакт разновозрастных серий проходит по разломам, выполненным дайками основных пород, которые четко фиксируются узкими линейными максимумами интенсивностью до 1500— 2000 гамм. В бассейне среднего течения рек Сеймдье и Нельгюу породам тимптонской серии отвечает слабоположительное или отрицательное магнитное поле, вероятно обусловленное слабомагнитными гнейсами и кристаллическими сланцами.

К югу от р. Ытымджи, в бассейне р. Гонам, в магнитном поле очень четко отмечается крупная антиклиналь, сложенная породами тимптонской серии. Ей соответствует дугообразная аномальная вона, окаймляющая участок знакопеременного поля.

Крупный Сутамский синклинорий, сложенный переслаивающимися биотит-гранатовыми гнейсами и сланцами, мраморами и диопсидовыми породами джелтулинской серии архея, четко оконтурен полосой плавного, слабоотрицательного магнитного поля. Она прослеживается с северо-заиада на юго-восток от северной границы Алданского щита до верховьев рек Алгомы и Тока, довольно резко расширяясь в южной части. Совпадение зон распространения пород джелтулинской серии с полосами минимумов магнитного поля свидетельствует о возможности картирования пород джелтулинской серии, отличающихся выдержанностью петрографического состава, с помощью магнитной съемки как в пределах выходов архея Алданского щита, так и под чехлом немагнитных осадочных образований. В частности, контуры магнитного минимума в бассейне р. Гонам, вероятно, вырисовывают границы распространения пород джелтулинской серии под покровом кембрийских и юрских осадочных пород платформенного чехла.

Отрицательное магнитное поле Сутамского синклинория, изученное нами (Р. А. Гафаров, Ю. А. Трапезников, 1963 г.) в низовьях р. Тимптон наземными магнитометрическими профилями (рис. 23), осложено рядом локальных аномалий интенсивностью от 200—300 до 2000 гамм. Эти аномалии фиксируют обычно интрузии различного состава.

В магнитном поле хорошо выражается приуроченность Сутамского синклинория к зоне бояьшого Тыркандинского глубинного разлома, вдоль которого линейным блокам холболокского комплекса амфиболитов отвечают интенсивные линейные максимумы. Тыркандинская аномальная зона, прослеживающаяся на расстоянии около 600 км при ширине от 5 до 20 км, соответствует глубинному разлому, наклоненному на восток под углами 60—80° (Краснов, 1964).

Восточнее рассмотренного Сутамского регионального минимума магнитного поля выделяется очень четкая полоса магнитных аномалий, прослеживающаяся с северо-запада на юго-восток, от северного ограничения Алданского щита через верховье р. Джелтулы и район устья р. Сутам до верховьев р. Идюм. Интенсивность отдельных полосовых максимумов магнитного поля в ее пределах варьирует от 300—500 до 1500—2000 гамм. В целом рассматриваемая полоса магнитных максимумов отвечает западной окраине распространения разнообразных пород тимптонской серии. Они слагают здесь крупный Суннагинский антиклинорий, который еще очень слабо изучен. Контуры распространения тимптонских пород в пределах рассматриваемой аномальной полосы совпадают с границами положительного магнитного поля.

Полоса магнитных максимумов западной части Суннагинского антиклинория прослеживается и в бассейне рек Гыным и Сеймже, где архейские породы перекрыты платформенным чехлом кембрийских и юрских осадочных пород. Интенсивность значений ΔT здесь также достигает 1000—1500 гамм.

Восточнее описанной Западно-Суннагинской полосы линейных аномалий развита обшарная зона пониженного варьирующего магнитного поля, соответствующая центральной и восточной частям Суннагинского антиклинория.

Пониженное магнитное поле центральной части Суннагинского анти-



Рис. 23. Геологический и магнитометрический профиль на Алданском щите в районе устья р. Тимптон (составили Р. А. Гафаров и Ю. А. Трапезников, 1963 г.)

- 1 верхнекюриканская подсвита тимптонской серии (К₂);
- 2 джелтулинская серия, сутамская свита: а — нижняя подсвита (St₁), б — верхняя подсвита (St₂);
- 3 холболохский комплекс нижнего протерозоя (Pt, hl);
- 4 гранодиориты нижнего протерозоя (Рt, ү);
- 5 разломы

клинория на ряде участков осложнено интенсивными локальными магнитными максимумами. Участкам подобных знакопеременных полей обычно соответствуют выступы пород тимптонской серии.

Ослабление интенсивности магнитного поля рассматриваемой зоны, вероятно, связано с изменением состава пород тимптонской серии в сторону уменьшения содержания магнитных компонентов, а также с общим региональным ослаблением процессов мигматизации архейских комплексов по сравнению с более западными районами Тимптоно-Учурской складчатой системы и Алдано-Тимптонского массива.

Многочисленные разломы и мезозойские щелочные интрузии, развитые в пределах Суннагинского антиклинория, обычно фиксируются магнитными максимумами. Так, крупной интрузии послеюрских щелочных пород в верховье р. Джелтулы отвечает локальный максимум интенсивностью до 2500—3000 гамм. Интрузии мезозойских щелочных и субщелочных пород, широко развитые в западных отрогах хр. Кет-Кап, также отмечаются магнитными максимумами интенсивностью от 200— 400 до 1500—2000 гамм.

Восточнее рассмотренного Суннагинского антиклинория, в пределах восточной окраины Алданского щита выделяется ряд синклинориев, сложенных в основном породами джелтулинской серии и разделенных, видимо, сравнительно узкими полосами антиклинориев, образованных отложениями тимптонской серии. Однако в большей части эти складчатые структуры перекрыты платформенным чехлом рифейских и кембрийских



отложений, а слагающие их метаморфические и интрузивные комплексы обнажены только на отдельных выступах фундамента. Поэтому выяснение контуров и особенностей строения структур возможно лишь при достаточно полном привлечении разнообразных геофизических данных.

В восточной части Суннагинского горста, резко ограниченного с севера и юга субширотными разломами, выступают метаморфические породы джелтулинской серии, слагающие северную часть Сиреглинского синклинория. Выходы пород джелтулинской серии отражаются здесь минимумами магнитного поля, тогда как интрузии аляскитовых гранитов архея фиксируются магнитными максимумами северо-восточного простирания.

На северо-восточном продолжении Суннагинского горста, по его простиранию, но уже за пределами выходов докембрия Алданского щита, прослеживается полосовой магнитный минимум того же северо-восточного простирания. Вероятно, он отвечает полосе развития пород джелтулинской серии, слагающих под платформенным чехлом синклинорную структуру фундамента.

Характерно, что разломы, ограничивающие с севера и юга Суннагинский горст, переходят на северо-востоке по простиранию в границы этого полосового минимума. Юго-восточнее последнего с субмеридиональным простиранием прослеживается крупный Верхнеаимский полосовой максимум магнитного поля, в пределах которого отмечается единственный линейный выход пород архея. По-видимому, этот полосовой максимум в целом отражает линейный антиклинорий, сложенный породами тимптонской серии.

Верхнеаимский максимум магнитного поля с запада ограничен региональным Аимо-Хайканским полосовым минимумом субмеридионального простирания. Он прослеживается с юга на север от верховьев рек Учур, Уян и Хайкан в верхнее течение рек Большой и Малый Аим, вплоть до района устья последнего. В южной части, в верховье р. Хайкан и верхнем течении рек Учур и Уян, описываемый минимум магнитного поля соответствует значительной площади выходов пород джелтулинской серии. Таким образом, есть все основания полагать, что на всем протяжении Аимо-Хайканский полосовой магнитный минимум отвечает крупному линейному синклинорию, сложенному метаморфическими комплексами джелтулинской серии. Следует подчеркнуть, что ориентировка этого минимума дает возможность определить общее простирание складчатых комплексов джелтулинской серии и контуры выполненного ими крупного линейного синклинория. Отдельные линейные максимумы в южной части Аимо-Хайканского минимума соответствуют выходам пород тимптонской серии в ядрах антиклинальных складок, осложняющих внутреннее строение синклинория.

Интересно отметить, что южнее р. Учур Аимо-Хайканский минимум раздваивается, причем его восточная ветвь прослеживается на юго-восток вдоль прогиба, разделяющего Идюмо-Хайканский и Маймакано-Батомгский выступы фундамента и выполненного рифейскими осадочными породами. К прогибу приурочены рифейские и раннемеловые пластовые интрузии диабазов. Магнитное поле Маймакано-Батомгского выступа и более мелких выступов фундамента к северу от него характеризуется развитием системы линейных магнитных максимумов субмеридионального простирания, несколько изгибающихся на северо-запад.

На правобережье р. Учур, в районе с. Томптокан, выделяется очень характерная изометричная магнитная аномалия, осложненная вторичными субмеридиональными максимумами. Она охватывает ряд мелких массивов сиенитов и диоритов мезозойского возраста (нижний мел). Возможно, что на глубине эти отдельные интрузии объединяются в крупный неоднородный интрузивный массив, большей частью перекрытый осадочными толщами рифея и кембрия.

В центральной части Маймакано-Батомгского выступа метаморфических пород фундамента выделяется ряд локальных максимумов северосеверо-восточного простирания. Они входят в единую субмеридиональную полосу магнитных максимумов, прослеживающихся к северу от выступа вдоль восточного края платформы. В своде Маймакано-Батомгского выступа обнажены толщи биотитовых гнейсов и кристаллических сланцев утукачанской свиты, которые к западу и востоку сменяются существенно амфиболовыми по составу гнейсами и сланцами, залегающими более полого.

Таким образом, локальные магнитные максимумы в центральной части Маймакано-Батомгского выступа и к северу от него, вероятно, фиксируют распространение наиболее магнитных разностей метаморфических пород. При этом ориентировка магнитных аномалий хорошо совпадает с простиранием метаморфических складчатых комплексов фундамента. Многочисленные интрузии гранитоидов типа станового комплекса, широко развитые в восточной части Маймакано-Батомгского выступа, не находят отражения в магнитном поле, вероятно, из-за их слабой намагниченности.

Даже краткий анализ региональной геофизической характеристики эпиархейского ядра Алданского щита показывает, что в магнитном поле этой его части четко отображаются основные структурные элементы. Алдано-Тимптонский древнейший массив архея оконтуривается областью мозаичного интенсивно варьирующего магнитного поля, тогда как ограничнвающая его на востоке Тимптоно-Учурская складчатая зона археид фиксируется единой системой чередующихся полосовых максимумов и минимумов, которые соответствуют ее антиклинориям и синклинориям.

К сходным выводам пришел также А. И. Краснов (1964), который отметил, что для западного (Центрально-Алданского) района рассмотренной части Алданского щита характерно концентрически-зональное, а для восточной — дугообразное расположение магнитных аномалий. Вместе с тем А. И. Краснов на основании структурно-корреляционных схем выделил разнообразные типы магнитных полей, соответствующие отдельным свитам в составе крупных серий алданского архея. Нами же обращается большее внимание на то, что отдельным антиклинориям (тимптонская серия) и синклинориям (джелтулинская серия) соответствуют чередующиеся региональные максимумы и минимумы магнитного поля.

В целом эпиархейская часть Алданского щита по общему характеру регионального магнитного поля достаточно четко отличается от складчатых зон Станового хребта и бассейна р. Олекмы. Складчатая зона Станового хребта, ограничивающая с юга эпиархейское ядро Алданского щита, характеризуется преимущественно широтными простираниями максимумов и минимумов в основном пониженного магнитного поля. Их простирание отличается от северо-западных и субмеридиональных простираний археид.

Архейские и протерозойские метаморфические толщи Станового хребта, прорванные разнообразными и разновозрастными гранитными интрузиями и отличающиеся большой глубиной эрозионного среза, фиксируются сложно варьирующим магнитным полем, которое может быть охарактеризовано и геологически интерпретировано лишь в общем виде.

В магнитном поле системе Южно-Алданских глубинных разломов, которая ограничивает складчатую зону Станового хребта с севера, на отдельных участках соответствуют субширотные полосы максимумов, часто смещенные к северу от зоны разломов. Четким отражением в виде магнитных максимумов вдоль разломов обладают некоторые массивы анортозитов и габбро-анортозитов. В то же время крупный Олекминский массив анортозитов не фиксируется непосредственно в магнитном поле. Он приурочен к окраинной части полосы магнитных минимумов вдоль северной границы складчатой зоны Станового хребта.

Региональной системе краевых разломов Монголо-Охотского пояса (Нагибина, 1963), ограничивающих с юга складчатую зону Станового хребта Алданского щита, в магнитном поле обычно отвечают узкие линейные максимумы и минимумы, совпадающие по местоположению с разломами. Так же фиксируется в магнитном поле зона больших разломов восточнее р. Витим, на стыке зоны Станового хребта и структур Байкальской складчатой зоны.

Архейские и нижнепротерозойские метаморфические толщи складчатой зоны Станового хребта, прорванные интрузиями разновозрастных древних гранитов и мезозойских гранитоидов, отражаются в магнитном поле разнообразными максимумами и минимумами, далеко не однозначными по характеру и интенсивности даже для аналогичных пород. «Древнестановые» граниты (Мошкин, 1961), которые играют чрезвычайно важную роль в строении и развитии складчатой зоны Станового хребта. обычно фиксируются минимумами магнитного поля. Особенно наглядные соотношения такого рода отмечены в районе сел Нагорного, Тындинского, в верховьях рек Гилюй и Геткан, в районе с. Усть-Нюкжа и т. д. В то же время мезозойские интрузии гранитоидов, также широко развитые в пределах складчатой зоны Станового хребта, четко фиксируются положительными магнитными максимумами. Так, крупный региональный максимум имеется в среднем течении р. Олекмы, где развиты многочисленные мезозойские интрузии в пределах поля распространения древнестановых гранитов.

Северо-западная часть Алданского щита в бассейне рек Олекмы и Чары отличается в целом нормальным пониженным магнитным полем. На его фоне выделяются субмеридиональные максимумы, которые прослеживаются на север, за пределы выходов складчатого докембрия Алданского щита. Резко выделяется к западу от западной окраины эпиархейской части Алданского щита крупная магнитная аномалия интенсивностью свыше 2000 гамм, прослеживающаяся в меридиональном направлении от верховьев р. Чуги вдоль верхнего течения р. Амги в верхнее течение р. Туолбы.

К Амгинской магнитной аномалии приурочены шовные прогибы, выполненные эффузивно-осадочными формациями нижнего протерозоя и ограниченные вдоль западных крыльев разломами типа надвигов. Таким образом, есть основания полагать, что в целом большой Амгинский магнитный максимум отражает глубинный разлом, ограничивающий с запада эпиархейскую часть Алданского щита и выполненный на глубине крупными интенсивно намагниченными интрузивными массивами. Система шовных прогибов, сложенных вулканогенно-осадочными толщами, является лишь поверхностным выражением этого регионального структурного шва.

Полосы субмеридиональных магнитных максимумов на правобережье р. Олекмы, в среднем и верхнем течении р. Токко и в бассейне р. Чары отражают складчатые комплексы архейских и нижнепротерозойских гнейсов и сланцев, собранных в складки того же субмеридионального простирания. Массивы гранитоидов, разных по возрасту и составу, обычно фиксируются в этом районе разнообразными минимумами магнитного поля.

Сопоставление основных складчатых зон и массивов Алданского щита с соответствующими им региональными магнитными аномалиями позволяет наметить некоторые закономерные связи между ними и установить общую характеристику в магнитном поле разновозрастных складчатых комплексов архея и нижнего протерозоя. Один из наиболее важных выводов заключается в том, что Алдано-Тимптонский массив, сложенный породами иенгрской серии архея, четко отличается по характеру свойственного ему мозаичного магнитного поля от Тимптоно-Учурской складчатой зоны археид той же эпиархейской части Алданского щита.

Если Алдано-Тимптонский массив гнейсов иенгрской серии характеризуется повышенным и интенсивно варьирующим мозаичным магнитным полем, то Тимптоно-Учурская складчатая зона отображается полосовыми дугообразными системами магнитных максимумов и минимумов северо-западного простирания.

Важно подчеркнуть, что в магнитном поле всей эпиархейской части Алданского щита в то же время ярко вырисовывается ее общее структурное единство, выражающееся в резком отличии аномалий этой области от региональных пониженных магнитных полей зоны Станового хребта и бассейна р. Олекмы. Две последние зоны в свою очередь характеризуются весьма сходными региональными магнитными полями и продолжают одна другую по простиранию.

Таким образом, систематизация и тектоническая интерпретация магнитных полей Алданского щита позволяет выделить основные их типы в зависимости от возраста, состава и характера строения складчатых образований архея и нижнего протерозоя: Так же четко выделяются характерными магнитными максимумами и минимумами большие глубинные разломы, разделяющие основные складчатые зоны и массивы Алданского щита.

Северный и восточный склоны Алданского щита

Основные зоны магнитного поля Алданского щита, соответствующие его эпиархейской части (Алдано-Тимптонский массив, Тимптоно-Учурская складчатая зона), а также складчатой системе древних протерозоид Станового хребта и бассейна р. Олекмы, прослеживаются с тем же простиранием к северу от границы выходов складчатого докембрия примерно до центральной части междуречья Лены и Вилюя, отражая далекое распространение упомянутых структурных элементов фундамента под платформенным чехлом (см. рис. 21).

Погребенное продолжение Олекминской складчатой зоны отмечается полосой пониженного магнитного поля, которая суживается севернее р. Лены. На западе оно резко ограничено большим глубинным разломом на стыке с байкалидами Патомского нагорья. Породы фундамента, сходные с образованиями олекминской серии, в его пределах вскрыты скважиной в г. Олекминске.

Зона мозаичного повышенного магнитного поля Алдано-Тимптонского массива распространяется далеко к северу и северо-западу от границы щита, несколько суживаясь в среднем течении р. Амги. По-видимому, она очерчивает погребенное продолжение массива гнейсов иенгрской серии. Аналоги последних вскрыты в этом районе несколькими скважинами на реках Толбе и Лене.

Мощная зона полосовых максимумов и минимумов магнитного поля Тимптоно-Учурской зоны Алданского щита прослеживается далеко к северу от выходов архея на обширных пространствах Лено-Алданского междуречья, отражая погребенное продолжение слагающих ее крупных синклинориев и антиклинориев. Среди них особенно ярко выделяется большая полосовая Якутская магнитная аномалия, которая протягивается на 500 км и, вероятно, соответствует глубинному разлому фундамента (типа Тыркандинского в пределах Алданского щита). Массивы интенсивно намагниченных пород, приуроченных к Якутскому глубинному разлому, характеризуются значительной вертикальной мощностью. Нижние кромки этих магнитных массивов, по вычислениям Г. И. Штеха (1964), залегают на глубине около 16 км. Якутский глубинный разлом выражен также в рельефе фундамента уступом амплитудой около 1 км и флексурой в осадочном чехле.

В региональном магнитном поле находит отчетливое отображение восточная граница эпиархейского ядра Алданского щита и юго-восточной части Сибирской платформы в целом. На правобережье р. Алдан, на участке от низовьев р. Юдомы до устья р. Томпо, четко выделяется Хандыгский региональный магнитный максимум субмеридионального простирания. В северной части этого максимума, в районе с. Хандыга, особенно резко обособляется изометричная аномалия интенсивностью до 1000 гамм. На юго-западе Хандыгский региональный максимум и соответствующий ему блок фундамента резко ограничены узкой полосой магнитного минимума. Она прослеживается с северо-западным простиранием через с. Усть-Мая на с. Чечим и, по-видимому, фиксирует разлом фундамента.

Рассматриваемый Хандыгский региональный максимум магнитного поля и полосовые аномалии к югу от него, непосредственно связанные со складчатым докембрием восточной окраины Алданского щита, отвечают крупному массиву фундамента, ограничивающему с востока по большому разлому, по-видимому, более молодую Тимптоно-Учурскую складчатую зону. К северу и востоку от Хандыгского регионального максимума характер магнитного поля резко меняется. Уже в южной и восточной частях Верхоянского хребта, в полосе палеозойских и мезозойских пород Приверхоянского краевого прогиба и Верхоянской складчатой системы магнитное поле приобретает плавный характер; здесь оно выражено Южно-Верхоянским региональным минимумом.

Граница резкой смены магнитного поля, соответствующая здесь восточной границе Сибирской платформы, определяется на поверхности Сетте-Дабанским разломом, который четко фиксируется линейными системами локальных магнитных максимумов. А. И. Краснов (1964) выделяет их в качестве Нельканской зоны магнитных аномалий, указывая, что она отвечает зоне глубинных разломов, наклоненных к востоку. Восточнее этих разломов, уже в пределах Южно-Верхоянского миогеосинклинального прогиба, резко усиливается интенсивность складчатости, а также увеличиваются мощности и изменяются фации отложений рифея. Таким образом, в этом районе в магнитном поле четко фиксируется граница Сибирской платформы, соответствующая границе структурнофациальных зон рифея (платформенной и миогеосинклинальной). Она выражена сменой больших изометричных максимумов региональным Южно-Верхоянским минимумом магнитного поля.

Вилюйская зона

Примерно в области центральной части междуречья Лены и Вилюя погребенные продолжения структурных элементов северного и восточного склонов Алданского щита и соответствующие им зоны южной части обширной Анабаро-Алданской системы довольно резко срезаются субширотной Вилюйской зоной пониженного магнитного поля и широтных магнитных максимумов. Она протягивается от Патомского входящего угла Сибирской платформы на северо-восток к области магнитных минимумов Верхоянской складчатой системы.

Северо-северо-западное простирание магнитных аномалий, свойственное Алданскому щиту, вновь появляется к северу от Вилюйской зоны в пределах северной части Анабаро-Алданской системы.

Относительно природы, структурного положения и возраста фундамента Вилюйской зоны существуют различные точки зрения. Первая из них (Спижарский, 1958, 1964; Замараев, 1961, 1965; Штех, 1964) заключается в предположении о приуроченности Вилюйской зоны пониженного поля к глубокой впадине архейского фундамента или к Вилюйскому авлакогену (Косыгин, 1962; Карта докембрийской тектоники Сибири, 1964). Г. И. Штех (1964), подробно рассмотревший глубинное строение и историю тектонического развития Вилюйской впадины, при обосновании архейского возраста фундамента последней объясняет существование крупной Вилюйской зоны отрицательного магнитного поля размагничиванием пород основания, которые, по его мнению, погружены здесь в область температур, превышающих точку Кюри. Отметим, однако, что предположение Г. И. Штеха не может считаться сколько-нибуль обоснованным, так как во многих районах Европейской платформы и в других областях (Борисов, Круглякова, 1967) при еще более глубоком погружении магнитных масс не отмечается столь резкого изменения магнитного поля. Скорее такое изменение можно объяснить, если принять значительную переработку фундамента в пределах Вилюйской зоны.

Согласно другой, более распространенной точке зрения (Шатский, 1932; Леонтьев, 1963; Лутц и др., 1962; Николаевский, 1968; Салоп, 1960; Фрадкин, 1961, 1962), отчетливое срезание полосовой Вилюйской зоной пониженного магнитного поля северо-западных магнитных аномалий Алданского и Анабарского щитов свидетельствует о том, что она фиксирует зону более молодой, протерозойской или байкальской складчатости.

Следует лишь отметить, что прямую корреляцию Вилюйской складчатой зоны фундамента с предполагаемыми нижнепротерозойскими складчатыми образованиями в своде Оленекского поднятия и на восточном склоне Алданского щита и обоснование тем самым ее протерозойского возраста (Лутц и др., 1962) нельзя считать доказанной в свете данных об абсолютном возрасте пород фундамента (Виноградов, Красильщиков, 1963). В то же время весьма вероятно продолжение Олекминской ветви древних протерозоид складчатой зоны Станового хребта к северу и затем северо-востоку, в пределы Вилюйской зоны. Такое предположение
подкрепляется данными о протерозойском возрасте пород фундамента в Сунтарской скважине (Фрадкин, 1961).

Несомненно также, что строение и возраст фундамента этой зоны должны трактоваться в тесной связи с данными о структуре, положении и простирании складчатой зоны байкалид Саяно-Байкальского нагорья (Клитин, 1966).

Пурско-Оленекский массив

В пределах северо-восточного внешнего угла Сибирской платформы выделяется Пурско-Оленекская зона пониженного магнитного поля, которой в то же время свойственны повышенные значения силы тяжести. Резкое отличие ее региональной геофизической характеристики от Анабаро-Алданской системы полосовых магнитных аномалий несомненно вызвано особенностями вещественного состава фундамента этой зоны, образованного немагнитными и весьма плотными метаморфическими комплексами. Последние залегают под складчатыми образованиями, которые выступают в своде Оленекского поднятия и отличаются невысокой степенью метаморфизма. Как известно (Ткаченко и др., 1957), породы докембрия Оленекского поднятия, представленные преимущественно сланцами и песчаниками, резко отличаются по степени метаморфизма и составу от архейских образований Анабарского массива и Алданского пита. В связи с этим почти все исследователи относили их к нижнепротерозойским образованиям. Определения радиометрического возраста синорогенных гранитов и метаморфических толщ Оленекского поднятия (1770, 1830—2080 млн. лет), проведенные в последнее время аргоновым методом (Виноградов, Красильщиков, 1963), показывают, что основная фаза складчатости, по-видимому, проявилась здесь на рубеже архея и нижнего протерозоя или в самом начале последнего. Названные авторы на основании этих определений приходят к выводу о том, что породы фундамента Оленекского поднятия в отличие от образований Анабарского и Алданского щитов формировались в несколько иных условиях, которые определили меньшую степень метаморфизма исходных первичноосадочных отложений. Приуроченность повышенного поля силы тяжести к Оленекской зоне пониженного магнитного поля свидетельствует о наличии в составе фундамента весьма плотных образований, которыми не могут быть песчано-сланцевые толщи, выходящие на поверхность в своде Оленекского поднятия. Видимо, эти плотные породы слагают здесь глубинные зоны земной коры.

По-видимому, Пурско-Оленекская зона пониженного мозаичного магнитного поля фиксирует массив гнейсов архея, более древних по сравнению с линейными складчатыми зонами Анабаро-Алданской протогеосинклинальной системы. С этой точки зрения становится понятной сравнительно слабая степень метаморфизма пород протерозоя (протоплатформенного чехла) в своде Оленекского поднятия и приуроченность к Оленекскому архейскому массиву максимума силы тяжести.

Э. Э. Фотиади и Ф. С. Моисеенко (1967) включают Оленекский массив в состав Оленекско-Алданской зоны раннеархейских структур.

Судя по характеру магнитного поля, наблюдаемого над Оленекским поднятием, фундамент последнего расчленен разломами на ряд блоков, а в восточной части выступа значительным развитием пользуются магматические породы.

Граница Оленекского массива с обтекающими его с запада и югозапада линейными зонами Анабаро-Алданской системы выражена, судя по данным аэромагнитной съемки, глубинным разломом фундамента.

На востоке Оленекская зона пониженного магнитного поля также резко срезана системой больших полосовых максимумов, прослеживаю-

щихся с меридиональным простиранием вдоль границы Приверхоянского краевого прогиба с Верхоянской складчатой системой мезозоид (Пущаровский, 1959, 1960). Вероятно, эта система полосовых магнитных максимумов фиксирует зону крупных глубинных разломов, ограничивающих с востока Сибирскую платформу. Ее докембрийский фундамент, судя по данным аэромагнитной съемки, круто погружаясь, распространяется далеко в пределы Приверхоянского краевого прогиба и окраинной зоны мезозоид (Симоненко, Толстихина, 1965).

Анабарский щит

Метаморфические образования Анабарского щита характеризуются резко дифференцированным магнитным полем, которое выражено системой чередующихся линейных максимумов и минимумов, параллельных общему северо-западному простиранию складчатых образований архея. Аномальные зоны магнитного поля Анабарского массива, имеющие вид протяженных полос, по характеру и интенсивности разделяются на ряд типов, соответствующих сериям пород анабарского архея.

Наиболее древние образования далдынской серии архея в центральной части Анабарского массива образуют две широкие полосы, которые характеризуются интенсивной намагниченностью вследствие повышенного содержания магнетита (их магнитная восприимчивость в среднем составляет 3000.10-6CGSM). Породы этой серии в целом являются наиболее магнитными по сравнению с породами других серий Анабарского массива и в магнитном поле отмечаются интенсивными полосовыми максимумами, которые обычно осложнены многочисленными локальными аномалиями интенсивностью свыше 4000 гамм. Магнетитовые сланны палдынской серии в центральной части массива создают магнитные аномалии до 10 000 гамм. Метаморфические породы верхнеанабарской серии, также характеризующиеся повышенной намагниченностью (но меньшей, чем породы далдынской серии), в свою очередь фиксируются полосовыми магнитными аномалиями, среди которых, однако, не встречается столь интенсивных и варьирующих, подобных тем, которые присущи далдынской серии. Таким образом, для центральной части Анабарского массива имеются объективные данные аэромагнитной съемки, которые подтверждают возможность расчленения верхнеанабарской и далдынской серий.

В юго-западной части Анабарского массива, где на геологических картах выделяется далдынская серия, судя по характеристике магнитного поля, Можно скорее предполагать развитие пород верхнеанабарской серии. Они резко контактируют здесь с немагнитным массивом гранитоидов, перекрытых платформенным чехлом.

Породы верхнеламуйкского комплекса Анабарского массива (Рабкин, Вишневский, 1968), отличающиеся в общем незначительной намагниченностью, фиксируются сложным знакопеременным магнитным полем. Сильная изрезанность магнитного поля над породами этой серии обусловлена их мигматизацией. В то же время в ряде случаев мигматиты имеют повышенную намагниченность и им отвечают локальные максимумы.

Породы верхнеламуйкского комплекса прорваны многочисленными интрузиями аляскитовых гранптов, особенно в юго-восточной части Анабарского массива, где наблюдается довольно сложное магнитное поле.

Метаморфические породы хапчанской серии Анабарского массива, являющиеся практически немагнитными образованиями, по данным аэромагнитной съемки, четко оконтуриваются в виде полосовых минимумов магнитного поля. На востоке щита породы хапчанской серии выделяются в виде полосы, суживающейся на север. Аэромагнитная съемка отмечает в ее пределах ряд продольных разрывов, зон катаклаза и милонитизации, которые фиксируются линейными вытянутыми локальными максимумами.

Породы хапчанской серии, судя по характеру магнитного поля, развиты и на крайнем северо-востоке Анабарского массива, где они граничат с образованиями верхнеанабарской серии. Еще далее к востоку и северо-востоку, в области погружения складчатого докембрия под платформенный чехол рифейских отложений, судя по развитию пониженного магнитного поля, распространены преимущественно верхние серии архея Анабарского массива. В основном это, видимо, породы хапчанской серии.

В пределах Анабарского массива, который, как мы видели, характеризуется полосовым строением магнитных аномалий, нет участков развития мозаичного магнитного поля, которые на Алданском щите свойственны древнейшим образованиям иенгрской серии архея (Алдано-Тимитонский массив). Эти данные совпадают с основанными на анализе формаций архея выводами Б. Г. Лутца (1959) об отсутствии в пределах Анабарского массива аналогов иенгрской серии.

Характерной особенностью архейских образований Анабарского массива является их более значительная намагниченность по сравнению с интенсивностью намагниченности пород Алданского архея. Такие особенности дают основание некоторым исследователям (Булина, 1964; Спижарский, 1964) резко противопоставлять друг другу архейские образования этих двух выступов фундамента и отрицать их приуроченность к единой складчатой системе. В частности, Л. В. Булина (1964) считает, что в пределах Анабарского массива фундамент сложен более молодыми архейскими образованиями по сравнению с распространенным к юго-востоку от нее археем Алданского массива.

Однако структурное единство Анабаро-Алданской протогеосинклинальной системы археид, расчлененной в протерозое Вилюйской зоной на два крупнейших блока, четко выступает в региональных особенностях расположения и простирания крупных аномалий ее магнитного поля.

Анабаро-Алданская система (северная и юго-западная части)

Интенсивные полосовые магнитные аномалии Анабарского щита образуют обширную виргацию, расходящуюся в виде линейных зон к югу и юго-востоку. Важно отметить, что подобное веерообразное строение магнитного поля свойственно всей грандиозной Анабаро-Алданской системе магнитных аномалий, особенно резко расширяющейся в южной части (см. рис. 21).

В пределах северной части Анабаро-Алданской системы особенно отчетливо выделяются протяженные Жиганская и Вилюйско-Котуйская зоны полосовых максимумов и минимумов, между которыми обособляется Тюнгская область мозаичного магнитного поля.

Жиганская зона интенсивных магнитных максимумов, выделяющаяся в окраинной северо-восточной части Анабаро-Алданской системы по границе ее с Оленекским массивом, прослеживается через восточную часть Анабарского щита до р. Лены на юго-востоке и далее в пределы Приверхоянского краевого прогиба на расстоянии около 1000 км при ширине 30—40 км. По-видимому, Жиганская зона на всем протяжении фиксирует складчатую полосу в основном высоконамагниченных образований далдынской серии. Линейные интенсивные максимумы вдоль юго-западного края Жиганской зоны, вероятно, отвечают глубинным разломам фундамента, которые отмечаются здесь и дайками основных пород в составе платформенного чехла. Жиганская зона, таким образом, резко ограничивает с северо-востока область мозаичного магнитного поля в бассейне рек Тюнга и Мархи. Это поле, по-видимому, отображает один из древнейших массивов в составе Анабаро-Алданской протогеосинклинальной системы. Вероятно, предполагаемый Тюнгский массив фундамента сложен аналогами иенгр ской серии архея Алданского щита.

Против северо-западного острого угла Тюнгского массива к юго-юговостоку и юго-юго-западу в виде обширной виргации расходятся Жиганская и Котуйско-Вилюйская зоны. Последняя прослеживается через западную окраину Анабарского массива вдоль всей западной части Анабаро-Алданской системы и восточной части Тунгусской синеклизы, фиксируя, таким образом, крупнейшую складчатую зону, сложенную аналогами метаморфических толщ Анабарского архея.

Западная и восточная границы Котуйско-Вилюйской зоны, судя по данным аэромагнитной съемки, выражены протяженными глубинными разломами, которые намечаются и по геологическим данным дислокациями платформенного чехла (Краснов и др., 1966). Многочисленные локальные максимумы и минимумы магнитного поля, развитые в восточной части Тунгусской синеклизы на фоне больших полосовых аномалий фундамента Котуйско-Вилюйской зоны, связаны с траппами, широко распространенными в составе платформенного чехла.

На юго-западе, в области верховьев р. Лены, к Котуйско-Вилюйской зоне с юга причленяется Ангаро-Ленская зона полосовых магнитных максимумов. Она вхолит в состав юго-запалной части грандиозной Анабаро-Алданской системы. На юго-западе Ангаро-Ленская зона максимумов распространяется до верховьев р. Ангары и Шарыжалгайской глыбы Присаянья, указывая, таким образом, что фундамент юго-восточной части Иркутского амфитеатра сложен аналогами складчатых архейских образований Анабарского щита и Шарыжалгайского выступа. Это предположение хорошо подтверждается совпадением простираний магнитных аномалий в верховье р. Ангары с северо-северо-западной (до меридиональной) ориентировкой структур архея Шарыжалгайского выступа. Ранее подобные выволы были сделаны Т. Н. Спижарским (1964). Он подчеркнул, что линейные структуры архея Анабарского массива, судя по простиранию полосовых магнитных аномалий, распространяются к югу и юго-западу вплоть до Шарыжалгайского выступа, где развиты складчатые структуры архея такого же типа.

К северу от Шарыжалгайского выступа в пределах рассматриваемой зоны породы фундамента вскрыты Бельской и Тыретской скважинами (древние гранито-гнейсы и биотитовые гнейсы), а также Кутулинской скважиной. В ее разрезе обнаружены зеленые серицит-кварцевые сланцы, нижнепротерозойского возраста. Значительно вероятно севернее. на р. Лене, в краевой части Ангаро-Ленской зоны сходные образования вскрыты Марковской опорной скважиной. Они представлены здесь кристаллическими сланцами и гнейсами, абсолютный возраст которых равен 1050-1200 млн. лет. Вероятно, он значительно омоложен, так как эти определения вступают в резкое противоречие с абсолютным возрастом рифейских пород чехла в этом районе, который равен 1350-1600 млн. лет (Семихатов, Чумаков, 1968).

Судя по приуроченности к южной части Ангаро-Ленской зоны крупного минимума силы тяжести, есть основания предполагать, что в составе фундамента здесь принимают участие мощные складчатые образования нижнего протерозоя, вскрытые Марковской скважиной. Аналогичная приуроченность минимумов силы тяжести к полосам развития ни:кнего протерозоя отмечается в районе Кутулинской скважины и в области Присаянья. Таким образом, общирная Анабаро-Алданская протогеосинклинальная система отличается весьма неоднородным строением. Многие ее складчатые зоны, по-видимому, закончили свое развитие уже в нижнем протерозое.

Зона байкалид Байкальской горной области

На юге и юго-западе Анабаро-Алданская система линейных магнитных аномалий почти под прямым углом резко обрывается в пределах Байкальской горной области. Здесь она срезана зоной полосовых минимумов и максимумов северо-восточного простирания, которая отвечает двум различным структурно-фациальным зонам позднего докембрия Западного и Восточного Прибайкалья (Павловский, 1960). Таким образом, в магнитном поле этого района отчетливо выражается стык разновозрастных складчатых образований — археид Анабаро-Алданской системы и байкали_п Западного и Восточного Прибайкалья.

Миогеосинклинальная зона Западного Прибайкалья, характеризующаяся почти полным отсутствием вулканогенных формаций, четко очерчивается протяженным региональным минимумом магнитного поля, осложненным лишь локальными линейными максимумами общего северовосточного простирания. В то же время эвгеосинклинальная зона Восточного Прибайкалья фиксируется системой интенсивных полосовых магнитных максимумов, которые связаны с мощными эффузивно-осадочными толщами и интрузиями позднего докембрия и нижнего палеозоя.

В верховьях рек Большой Патом и Жуя северо-восточные простирания полосовых магнитных максимумов и минимумов Прибайкалья круто изменяют свое направление на широтное, а затем на восток-юго-восточное. Одновременно в этом районе Патомского нагорья резко увеличивается ширина регионального магнитного минимума внешней (миогеосинклинальной) зоны. Он также круго поворачивает в виде дуги на восток и юго-восток и, видимо, в своей вершине, в пределах Уринского антиклинория непосредственно связан с Вилюйской зоной пониженного магнитного поля (Чумаков, 1959; Салоп, 1960). Последняя, по всей вероятности. соответствует поперечной краевой системе дислокаций сложного строения, унаследованной от более древней складчатой зоны северо-восточного простирания. Эта зона, видимо, еще в раннем протерозое по системе больших глубинных разломов расчленила грандиозную Анабаро-Алданскую протогеосинклинальную систему археид. Весьма вероятно, как предполагал еще Н. С. Шатский (1932), что складчатые образования байкалид достаточно далеко распространяются в пределы Вилюйской зоны от внешней части складчатой дуги в районе Уринского антиклинория, вписывающейся во внутренний угол платформы (Клитин. 1966). Возможность их выделения вдоль всего протяжения Вилюйской зоны пониженного магнитного поля в настоящее время остается неясной.

Вилюйская краевая поперечная система глубинных разломов в начальные этапы формирования платформенного чехла была унаследована линейным желобообразным прогибом (авлакогеном; Косыгин, 1962), когорый в свою очередь определил положение и простирание мезозойскокайнозойской Вилюйской синеклизы (Горнштейн и др., 1963; Павловский, 1959; Фотиади, 1961; Николаевский, 1968).

Тунгусский массив

Тунгусская область мозаичного магнитного поля, охватывающая центральную и западную части Тунгусской синеклизы и северную часть Иркутского зыфитеатра, отображает весьма своеобразный по составу и внутреннему строению крупнейший структурный элемент докембрийског(фундамента Сибирской платформы.

Относительно возраста, природы и строения фундамента Тунгусской синеклизы (ее центральной и западной частей) в настоящее время существует несколько различных точек зрения.

С. В. Обручев (1932—1933) первый указал на вероятное существование в центральной части Сибирской плиты, в пределах выделенного им Тунгусского бассейна древней глыбы, погрузившейся по ограничивающим ее разломам. В этой связи в то время очень интересными оказались выводы В. С. Соболева (1936) о том, что основная масса трапнов приурочена к краевым частям Тунгусского бассейна.

Представления о преимущественно архейском возрасте фундамента Тунгусской впадины, как и Сибирской платформы в целом, в последующее время развивались Т. Н. Спижарским (1958) и Л. И. Салопом (1960), выделявшим Ангарскую платформу, а также Ю. А. Косыгиным (1962) и др.

Э. Э. Фотиади (1961), на основании выделения в Тунгусской впадине нескольких этажей магнитовозмущающих масс, сделал вывод об омоложении фундамента западной части Сибирской платформы по сравнению с преимущественно архейским фундаментом ее восточной части. В дальнейшем Э. Э. Фотиади и Ф. С. Моисеенко (1964, 1967) в пределах западной и пентральной частях Тунгусской синеклизы наметили Нижнетунгусский, Ангарский и Котуйско-Вилюйский нижнеархейские блоки фундамента, разделенные Центрально-Тунгусской и Катанской среднепротерозойскими складчатыми зонами и глубинными разломами. Сходные взгляды в общей форме были также высказаны Л. Н. Леонтьевым (1963). По его мнению, фундамент Тунгусской синеклизы образован рядом архейских глыб. спаянных сложной системой протерозойских подвижных поясов. Наконед, Н. П. Васильковский и А. А. Предтеченский (1964) развивали весьма своеобразную точку зрения о том, что фундамент Тунгусской впадины представляет собой сохранившийся участок базальтовой коры.

Данные региональных геофизических исследований в настоящее время позволяют несколько определеннее подойти к решению проблемы о возрасте и строении фундамента центральной и западной частей Тунгусской синеклизы.

Многочисленные интенсивно варьирующие локальные максимумы и минимумы магнитного поля, развитые в этой области на фоне крупных субширотных и дугообразных магнитных аномалий, как и в восточной части Тунгусской синеклизы, связаны с отдельными телами, покровами и массивами траппов Тунгусского комплекса (Булина, 1961; Давыдов, 1964; Г. Кузнецов, 1967). Л. В. Булина (1961, 1964) и Г. Ф. Кузнецов (1967) среди зон магнитных аномалий над траппами выделили ряд типов локальных максимумов, резко отличающихся по характеру и интенсивности от больших аномалий, обусловленных глубоко залегающими породами фундамента. В целом траппы не оказывают существенного влияния на общий уровень магнитного поля Тунгусской синеклизы, хотя нередко узкие локальные максимумы над ними достигают значительной интенсивности.

Крупные субширотные и дугообразные аномалии Тунгусской области магнитного поля, на фоне которых развиты локальные максимумы и минимумы траппов, выявлены путем сглаживания (Симоненко, 1963), а также путем пересчета в верхнее полупространство наблюденного магнитного поля центральной и западной частей Тунгусской синеклизы (Ремпель, Пятницкий, 1967; Фотиади, Кузнецов, 1964; Г. Кузнецов, 1967). Они, очевидно, отображают особенности состава и внутреннего строения ее фундамента. Широтные и дугообразные максимумы и мпнимумы Тунгусской области мозаичного магнитного поля резко ограничиваются в восточной части Тунгусской синеклизы полосовыми магнитными аномалиями Анабаро-Алданской протогеосинклинальной системы археид и, по-видимому, отображают значительно более древние по сравнению с последними образования земной коры (Булина, Спижарский, 1965; Гафаров, 1965). Таким образом, по материалам аэромагнитной съемки и некоторым другим геолого-геофизическим данным может быть намечен гипотетический крупнейший Тунгусский массив, образующий фундамент центральной и западной частей Тунгусской синеклизы. Юго-восточное окончание Тунгусского массива выделяется К. А. Савинским (1965) в пределах северной части Иркутского амфитеатра под названием Ангарской архейской глыбы.

Следует подчеркнуть, что, по данным аэромагнитной съемки, не подтверждаются предположения о верхнеархейском возрасте Тунгусского массива (Гришин и др., 1967), а также о существовании в его пределах зон протерозойской складчатости (Леонтьев, 1963; Фотиади, Моисеенко, 1964, 1967). В то же время несомненно, что Тунгусский массив разбит рядом протяженных разломов на отдельные крупные глыбы (Дашкевич и др., 1968).

Весьма древний возраст консолидации Тунгусского массива, вероятно, условно сопоставим лишь с временем становления внутренних массивов (Алдано-Тимптонского, Тюнгского) в составе обширной более молодой Анабаро-Алданской протогеосинклинальной системы археид (Гафаров, 1965).

Однако весьма характерная именно для Тунгусского массива сложная мозаика другообразных, незакономерно ориентированных максимумов и минимумов магнитного поля, вероятно, свидетельствует о весьма специфичных архаичных особенностях начальных этапов развития этого блока земной коры еще в глубоком докембрии. Вероятно, такие древнейшие этапы могут быть сопоставлены с нуклеарной стадией развития докембрийских щитов, по Е. В. Павловскому (1962). Протерозойский комплекс мощностью около 10 км, выделяемый Г. Ф. Кузнеповым (1967) в пентральной части Тунгусской синеклизы по расчетам глубин до магнитовозмущающих масс, по-видимому, должен рассматриваться в качестве протоплатформенного чехла архейского Тунгусского массива. С такой точки зрения, вероятно, вовсе не случаен, а закономерен интенсивный трапповый вулканизм в области Тунгусской синеклизы в перми и триасе в основном в краевых частях выделяемого архейского ядра платформы. Он может быть связан с проседанием этого крупнейшего блока земной коры. Следует подчеркнуть, что Тунгусский массив в целом противопоставляется Анабаро-Алданской складчатой системе как область более глубокого залегания фундамента.

Специфика стиля тектонического развития Тунгусского массива, особенно в период траппового вулканизма, наглядно подтверждается существованием в пределах Тунгусской синеклизы, как показал П. Е. Оффман (1959), проницаемых для магмы зон петельчатой формы. Они представляют собой глубинные разломы особого типа, которые, возможно, характерны для гранитизированных нуклеарных участков земной коры.

Весьма интересные и важные данные о составе и возрасте Тунгусского блока земной коры могут быть получены на основании изучения эруптивных обломков ультраосновных и основных пород в траппах тунгусского комплекса и в кимберлитовых трубках взрыва (Маслов, Нестеров, 1961; Соболев, 1962). Специфические особенности этого масспва, как было показано В. Л. Масайтисом (1964), заключаются также и в том, что имеются существенные различия в составе, интенсивности, времени и форме проявления однотипного траппового вулканизма в пределах разнородных структурных областей Сибирской платформы. Описываемому массиву фундамента центральной и западной частей платформы отвечает Тунгусская субпровинция развития нормального, обогащенного магнезией подтипа базальтовой магмы. Правда, этот тип магмы проявился и на значительных расстояниях за пределами Тунгусского массива.

Различия в характере магматических проявлений траппового вулканизма, по-видимому, связаны с особенностями строения и состава глубинных слоев земной коры и верхней мантии отдельных областей Сибирской платформы.

Енисейско-Байкальская зона байкалид

Региональная система полосовых максимумов и минимумов магнитного поля, которая прослеживается вдоль западной и юго-западной окраин Сибирской платформы от докембрийской части Восточного Саяна через Енисейский кряж и далее к северу и северо-востоку на Туруханское поднятие и в район г. Игарки, на всем протяжении фиксирует Енисейско-Байкальскую складчатую систему западной ветви сибирских байкалид. В ее составе с востока на запад выделяются две протяженные зоны магнитного поля. Восточная зона состоит из продолжающих друг друга по простиранию Присаянской и Енисейско-Туруханской полос пониженного магнитного поля, а западная представлена Саянской и Касско-Игарской полосами больших магнитных максимумов. В целом эти крупнейшие зоны магнитного поля отражают две структурно-фациальные зоны байкалид (мио- и эвгеосинклипальную).

В пределах Присаянской зоны четко выделяются два типа магнитных полей. Выступы архея в восточной части Восточного Саяна (Бирюсинский горст и др.) фиксируются здесь повышенными и резко варьирующими магнитными полями, характер которых в сглаженном виде сохраняется и над поднятиями архея, погребенными под чехлом осадочных отложений (Рыбинская, Канская впадины). В то же время рифейские складчатые комплексы Присаянья, выступающие на поверхность или перекрытые чехлом, фиксируются спокойным пониженным магнитным полем.

Особенно четкий линейный магнитный минимум северо-западпого простирания приурочен к Урикско-Ийскому грабену. Судя по расширению этого минимума к северо-северо-западу, вдоль по простиранию грабена выполняющие его складчатые комплексы рифея распространяются под платформенным осадочным чехлом далеко от границ выходов докембрия. Таким образом, складчатый фундамент Присаянской зоны, повидимому, образован байкалидами. Это предположение подкрепляется также и тем, что рифейские геосинклинальные образования Енисейского кряжа не испытывают отчетливых фациальных изменений в юго-восточном направлении при погружении под платформенный чехол.

Однако, как показывают геофизические данные, несомненно, что фундамент Присаянской зоны, так же как и в пределах его выступов на поверхности, имеет сложное, гетерогенное строение. По материалам В. А. Твердохлебова (1962), К. А. Савинского (1961, 1965) и других исследователей в составе этой зоны по характеру геофизических полей намечаются древние архейские глыбы (Абанский массив, Тайшетская глыба, Северо-Ийские подвижные блоки и т. д.).

Складчатый фундамент Присаянской зоны вдоль границ погребенных массивов также, видимо, интенсивно раздроблен разломами (Твердохлебов, 1962). Как показали исследования М. А. Семихатова и Ю. А. Трапезникова (1965), в рифейский и вендский этапы в пределах Присаянской зоны вдоль всего Восточного Саяна, а также Енисейского кряжа протягивался крупный единый прогиб. Он был отделен краевым структурным швом, имеющим кулисное строение, от Тунгусского массива, который характеризовался малыми мощностями этих отложений. Характер дислокаций, магматизм, градиенты мощностей и типы формаций верхнего рифея и венда свидетельствуют о миогеосинклинальной природе этой зоны прогиба.

В области Енисейского кряжа, в пределах Енисейско-Туруханской полосы минимумов, складчатые рифейские терригенно-карбонатные толщи восточной части миогеосинклинальной зоны байкалид очерчиваются пониженным магнитным полем. Последнее осложнено многочисленными локальными максимумами в центральной части Енисейского кряжа вдоль Приенисейского антиклинория, где они фиксируют гранитные, а также основные и ультраосновные интрузии.

Особенно четко фиксируется узкими интенсивными магнитными максимумами серия тел ультраосновных пород, приуроченных к глубинному разлому в центральной части Енисейского кряжа на границе мио- и эвгеосинклинальных зон байкалид. К западу от этой границы магнитное поле выражено уже обширными полосовыми магнитными максимумами. Таким образом, в пределах Енисейского кряжа с востока на запад отмечается ряд полос с различным характером магнитного поля. Они отчетливо отражают структурно-фациальную зональность выступающих здесь байкальских складчатых комплексов.

К северу от Енисейского кряжа в составе Енисейско-Туруханской зоны ярко выделяется полосовой Туруханско-Елогуйский региональный минимум магнитного поля, который резко ограничен с севера на широте устья р. Курейки. К восточной границе этого регионального минимума с Тунгусской областью мозаичного магнитного поля приурочены выходы метаморфизованных рифейских отложений Туруханского поднятия. С востока поднятие оборвано большим меридиональным разломом.

Выходы рифея Туруханского поднятия в плане частично совпадают с крупной линейной аномалией магнитного поля. Однако поскольку рифейские породы Туруханского шоднятия являются практически немагнитными образованиями, следовательно, эта аномалия обусловлена архейскими комплексами смежного Тунгусского массива, на западную окраину которого здесь надвинуты складчатые комплексы миогеосинклинальной зоны байкалид. Этот вывод подтверждается тем, что на севере выходы рифея Туруханского поднятия прерываются большим поперечным разломом (типа сдвига), который отображается четким широтным ограничением с севера Туруханско-Елогуйского регионального минимума магнитного поля. По геофизическим данным, этот поперечный разлом прослеживается далеко на запад, уже в пределах Западно-Сибирской плиты. К северу от него Енисейско-Туруханская зона минимумов резко суживается и севернее оз. Пясино срезается широтными магнитными аномалиями Хатангской впадины.

Касско-Игарская полоса больших магнитных максимумов западной ветви сибирских байкалид от докембрийской части Восточного Саяна прослеживается к северо-северо-западу, вдоль Енисея в район г. Игарки. Здесь она, суживаясь, поворачивает на северо-восток, в пределы Хатангской впадины, где ее с севера ограничивают линейные широтные магнитные аномалии. К западу от Енисейской губы широтные максимумы Хатангской впадины отклоняются к северо-западу и несколько южнее Гыданской губы сливаются с субмеридиональными магнитными аномалиями смежных районов Западно-Сибирской эпипалеозойской плиты.

Западная граница Касско-Игарской зоны, отделяющая ее от полей Западно-Сибирской эпипалеозойской плиты, четко трассируется в виде цепочки линейных максимумов и минимумов магнитного поля, вероятно

фиксирующих ряд разломов. Однако следует подчеркнуть, что положение и природу этой границы многие исследователи трактуют далеко не однозначно (Куликов и др., 1965; Фотиади, Сурков, 1967; Тектоническая карта Сибири и Дальнего Востока, 1965).

В области Восточного Саяна на простирании Касско-Игарской зоны выделяются большие интенсивные магнитные максимумы в северной части Бирюсинского горста и в северо-западной части антиклинория Протеросаян, а также в пределах Ангаро-Канского горста, где они фиксируют древние метаморфические комплексы и осадочно-вулканогенные комплексы рифея эвгеосинклинальной зоны. В пределах Восточного Саяна зоне больших градиентов магнитного поля соответствует Главный Саянский разлом.

Западнее и северо-западнее Восточных Саян в составе Касско-Игарской зоны прослеживается ряд полосовых максимумов, среди которых непосредственно западнее Енисейского кряжа выделяется крупнейшая Касская региональная магнитная аномалия, интенсивность которой в среднем достигает 1000 гамм, а размеры составляют около 100 на 500 км. Многочисленные мелкие магнитные максимумы вдоль восточной периферии Касского регионального максимума на западной окраине Енисейского кряжа связаны с мощными вулканогенными толщами верхнего рифея Вороговского синклинория в составе эвгеосинклинальной зоны байкалид. Таким образом, есть все основания полагать, что в значительной части региональная Касская магнитная аномалия обусловлена вулканогенными складчатыми комплексами рифея, быстро погружающимися к западу под мощный платформенный чехол. Вычисления глубины залегания магнитных масс, вызывающих рассматриваемую аномалию, показывают, что последние залегают на глубине около 4 км в восточной части последней и на глубинах до 5-7 км западнее и северо-западнее. т. е. несколько глубже поверхности складчатого фундамента.

Линейные магнитные аномалии северной части Касско-Игарской зоны, вероятно, также связаны с вулканогенными толщами эвгеосинклинальной зоны байкалид. Это предположение особенно ярко подтверждается непосредственной приуроченностью полосовых магнитных максимумов к выходам вулканогенных толщ рифея в районе г. Игарки, где они представлены туфами, туфобрекчиями, зеленокаменными основными эффузивами, а также терригенными и карбонатными породами.

Таким образом, в региональном магнитном поле хорошо отображается структурно-фациальная зональность северной окраинной части западной ветви сибирских байкалид. К северу от г. Игарки Касско-Игарская зона полосовых максимумов круто поворачивает на восток в пределы Хатангской впадины, резко суживаясь и обтекая край Тунгусского массива. На севере эта зона срезается широтными магнитными аномалиями эпипалеозойского фундамента Хатангской впадины (Тектоника Евразии, 1966), определяющими здесь северное ограничение Сибирской платформы.

Глава III

СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКАЯ ПЛАТФОРМА

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Проблемы сравнительной тектоники Северо-Американской платформы рассматривались многими крупнейшими исследователями (Bubnoff, 1940; Stille, 1936, 1942; Шатский, 1945а, 1946б, 1947; Ф. Кинг, 1961, 1969, и др.). Среди этих работ следует особо отметить исследования Н. С. Шатского.

В настоящее время в связи с успехами изучения геологии докембрия Канадского щита, региональных геофизических исследований и бурения в области плиты сравнительный анализ тектоники фундамента Северо-Американской платформы представляет особый интерес.

За последние годы были выполнены крупные обобщения по геологии Северо-Американской платформы в целом и ее Канадского щита. В числе таких сводок следует назвать работы Ф. Кинга (1969), А. Ирдли (1954), Г. Гестила (Gastil, 1960), А. Энгеля (Engel, 1963), С. Голдича и др. (Goldich a. o., 1966), обобщивших данные радиометрического определения возраста пород в пределах всего Северо-Американского континента.

Весьма важное значение имеют Геологическая карта Северной Америки (Geologic map of North America, 1965), Тектоническая карта Канадского щита (Tectonic map of the Canadian Shield, 1965) и Тектоническая карта Северной Америки (Tectonic map of North America, 1969). Две последние имеют особое значение, так как на первой из них впервые отображен в изогипсах рельеф поверхности фундамента в области плиты Северо-Американской платформы и на обеих картах дано расчленение основных тектонических комплексов докембрия Канадского щита в общем по тем же принципам, которые были приняты для Балтийского щита Европейской платформы.

При построении тектонических карт Канадского щита и Северной Америки в целом были широко использованы данные разнообразных геофизических исследований, и в первую очередь аэромагнитной съемки. Основные результаты аэромагнитной съемки в Канаде и США, ее современное состояние и применяемая методика интерпретации рассмотрены в обзорной статье М. Рефорда и Д. Самнера (Reford, Sumner, 1964), а также в ряде других статей, помещенных в специальных выпусках журнала «Геофизика» (Geophysics, 1964, 1965), посвященных магнитному методу. Полный обзор магнитных исследований за последние пять лет был дан Н. Остенсо (Ostenso, 1966). Этот обзор был подготовлен к Международному симпозиуму, состоявшемуся в апреле 1966 г. в США.

Геологическая служба Канады публикует множество магнитных карт, составленных в соответствии с программой исследования Канадского щита с помощью аэромагнитной съемки. Аэромагнитная съемка сыграла здесь важнейшую роль в открытии крупнейших железорудных месторождений, а также при геологическом картировании и региональном тектоническом районировании. Геологическая служба США осуществляет длительную программу магнитных исследований (Ostenso, 1966) и уже подготовила к опубликованию карты отдельных штатов, которые, к сожалению, еще далеко не полностью охватывают всю территорию страны.

В пределах США, а также в западных районах Канады данные аэромагнитной съемки широко используются при нефтяных исследованиях для изучения строения поверхности фундамента, выявления его основных структурных элементов и зон разломов. Значительный объем специальных аэромагнитных съемок в пределах Северной Америки был проведен в связи с выполнением Международной программы «Магнит» с целью составления мировых карт напряженности геомагнитного поля, а также в соответствии с «Проектом верхней мантии» поперек США в полосе шириной 160 км.

Несмотря на большой объем аэромагнитных съемок, выполненных в пределах Северной Америки, к настоящему времени издана лишь карта магнитных аномалий Канады (Magnetic anomaly map of Canada, 1968), которая охватывает большую часть Канадского щита, но все еще не опубликованы сводные магнитные карты по территории США или по Северо-Американской платформе в целом. В связи с этим вопросы систематизации и тектонической интерпретации типов магнитных полей в зависимости от возраста и характера тектонических комплексов фундамента могут быть достаточно полно решены только на примере Канадского щита и в значительно более общей форме для области плиты Северо-Американской платформы.

СТРОЕНИЕ И СОСТАВ СКЛАДЧАТОГО ДОКЕМБРИЙСКОГО ФУНДАМЕНТА СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Складчатое докембрийское основание Северо-Американской платформы выступает на дневную поверхность в пределах ее обширного Канадского щита, а также на некоторых небольших участках плиты и вдоль западной окраины платформы.

В области плиты в южной и западной частях Северо-Американской платформы фундамент покрыт более или менее мощным осадочным чехлом и вскрыт глубокими скважинами, особенно в западной и юго-западной ее частях.

Важные дополнительные сведения о составе и строении фундамента плиты Северо-Американской платформы дают геофизические данные и радиометрические определения возраста докембрийских пород (Gastil, 1960; Engel, 1963; Rudman a.o., 1965; и др.).

Канадский щит

Громадный Канадский щит занимает большую северо-восточную часть Северной Америки. По размерам он значительно превосходит щиты других древних платформ, причем его площадь достигает 7 млн. км².

Канадский щит охватывает п-ов Лабрадор, большую часть провинций Квебек и Онтарио, северо-восток Манитобы и Саскачевана, значительную северо-западную часть Канады и большую часть Гренландии, в основном скрытой подо льдом. Выступы щита протягиваются на юге также в район оз. Верхнего и в район гор Адирондак.

Строение и состав складчатого докембрия Канадского щита в настоящее время изучены достаточно подробно, в том числе с применением массовых определений абсолютного возраста пород различными методами (Тугаринов, Войткевич, 1966; Stockwell, 1965).

На основании данных геологических и радиометрических исследований в области Канадского щита выделяется несколько тектонических провинций (рис. 24, вкладку в конце книги), представляющих собой ряд огромных блоков, в пределах которых породы отличаются по возрасту, составу и структурному плану складчатых комплексов. Как правило, отдельные блоки разделены большими глубинными разломами.

Последняя тектоническая карта и анализ тектоники складчатого докембрия Канадского щита были даны К. Стоквеллом (1967), который в его составе выделил кенорэнскую, гудзонскую, ельсониенскую и гренвиллскую складчатости. Ф. Кинг (1967) отнес комплексы, затронутые среднепротерозойскими ельсониенскими движениями, к гудзонским зонам. Кенорэнская складчатость позднеархейского возраста развивалась главным образом в провинции оз. Верхнего, но охватывала также значительно меньшие площади массива Йеллоунайф. Названные области развития древнейших базальтовых образований серии Киватин, «лаврентьевских» гранитов и серии Тимискаминг являются наиболее древними массивами докембрия Канадского щита.

Между провинциями оз. Верхнего и Йеллоунайф располагается провинция Черчилл, представляющая собой гудзонскую нижнепротерозойскую складчатую зону, которая отличается иным простиранием структур. Сходные зоны гудзонской складчатости выделяются северо-западнее провинции Йеллоунайф, в провинции Большого Медвежьего озера, южнее и западнее оз. Верхнего, в Южной провинции, а также на северо-западе п-ова Лабрадор.

В северо-восточной части Канадского щита, по К. Стоквеллу, обособляется провинция Западного Нэйна, образованная среднепротерозойской ельсониенской складчатостью. Однако Ф. Кинг (Tectonic map of North America, 1969) более обоснованно включил ее в состав гудзонской складчатой зоны п-ова Лабрадор. Наконец, юго-восточная окраинная часть Канадского щита относится к провинции Гренвилл, прослеживающейся в виде широкой полосы северо-восточного простирания.

Архейский массив провинции озера Верхнего

Общирный массив провинции оз. Верхнего, сложенный преимущественно древнейшими вулканогенными зеленокаменными породами серии Киватин, «лаврентьевскими» гранитами и породами серии Тимискаминг, охватывает пространство между Гудзоновым заливом и озерами Верхним и Виннипег.

На отдельных участках древнейшие складчатые комплексы массива оз. Верхнего с резким несогласием перекрыты осадочными отложениями протоплатформенного чехла (серий Гурон, Анимики и т. д.).

Комплексы пород серии Киватин являются чрезвычайно древними образованиями земной коры. Их абсолютный возраст, по определениям многих исследователей (Тугаринов, Войткевич, 1966), составляет от 2500—2700 до 3500 млн. лет. Массив провинции оз. Верхнего выделяется Д. Вильсоном (J. Wilson, 1948, 1949) в качестве основного континентального зеленокаменного ядра Северной Америки. Мощность серии Киватин достигает 7—12 км (Павловский, 1962).

Преимущественно вулканогенные породы серии Киватин развиты в виде полос восток-северо-восточного простирания среди обширных полей разнообразных и разновозрастных гранитоидов.

Тектоника киватинских образований весьма специфична. Как подчеркивают Е. В. Павловский (1962), М. С. Марков (1962) и К. Стоквелл (Stockwell, 1965), в строении образований серии Киватин весьма характерны своеобразные куполовидные структуры, не имеющие отчетливой линейной ориентировки в плане. Размеры куполов в поперечнике варьируют от единиц до десятков, а иногде до сотен километров. На сводах куполовидных структур серии Киватин залегание слоев пологое, тогда как на их крыльях наблюдаются сложные, иногда изоклинальные складки.

Породы серии Киватин прорваны «лаврентьевскими» гранитами. Среди этих обширных гранитных полей несомненно присутствуют гранитоиды различного состава и возраста. В составе гранитного комплекса выделяются, в частности, раннеархейские киватинские граниты, возникшие, по мнению Е. В. Павловского (1962), главным образом за счет граувакк — продуктов размыва древних эффузивов. При этом очевидна связь процессов гранитизации и метаморфизма с образованием крупных куполовидных структур серии Киватин (Павловский, 1964). Совокупность специфических черт строения и состава серии Киватин позволила Е. В. Павловскому (1962) выделить ее в качестве начальных нуклеарных образований сиаля континентов.

Среди пород серии Киватин и общирных полей гранитоидов массива провинции оз. Верхнего очень резко выделяются узкие шовные структуры, сложенные породами серии Тимискаминг с возрастом 2000— 2600 млн. лет (прогибы Тимискаминг; М. Wilson, 1956). Эти длинные узкие прогибы (шириной несколько километров и длиной до нескольких сот километров) четко связаны с многочисленными разломами (Norman, 1948), для которых характерно широтное или субширотное простирание во всей южной половине щита. Прогибы Тимискаминг представляют собой, по М. С. Маркову (1964), типичные шовные или рубцовые синклинали.

Наиболее характерная шовная структура, образованная породами серии Тимискаминг, выделяется в южной части Канадского щита в провинциях Онтарио и Квебек, в районе озер Керкленд и Лардер. Полный разрез серии достигает 4 км и сложен граувакками, конгломератами, туфами и трахитами (Марков, 1962). Внутреннее строение шовных тимискамингских прогибов сравнительно сложное, причем в их пределах развиты узкие сжатые складки (Derry, 1940).

Тимискамингские прогибы в целом характеризуются резкой наложенностью на более древние гранитизированные нуклеарные киватинские структуры, испытавшие ко времени их заложения уже достаточно широкую гранитизацию.

Специфической чертой тектоники тимискамингского этапа формирования шовных геосинклинальных прогибов, как подчеркнул М. С. Марков (1962), является то обстоятельство, что в это время, вероятно, возникли первые в истории развития земной коры геосинклинальные прогибы, не сочетающиеся, однако, с соизмеримыми геоантиклинальными поднятиями. Блоки гранитизированного нуклеарного основания, разделявшие эти шовные прогибы, отличаются значительно большими площадями.

Таким образом, киватинские породы, сопровождаемые «лаврентьевскими» гранитоидами, и шовные тимискамингские структуры образуют складчатый остов древнейшего массива провинции оз. Верхнего и аналогичных ему массивов Канадского щита.

Поверх названных складчатых образований фундамента провинции оз. Верхнего во многих районах сохранился платформенный чехол слабо метаморфизованных пород нижнего и среднего протерозоя (серия Гурон).

В северных областях выходов в районе г. Кобальт и оз. Нипигон протерозойские породы залегают очень полого, образуя протоплатформенный чехол, в то же время южнее (северный берег оз. Гурон, Северная Миннесота, Висконсин и Мичиган) они слагают складчатый Пенокенский пояс (Gill, 1952; Stockwell, 1965).

Мощность платформенного чехла гуронских отложений провинции оз. Верхнего местами достигает 4,4—8 км (Павловский, 1962; Семихатов, 1964). В его составе участвуют песчаники, кварциты, конгломераты, а также основные вулканические излияния нижнего и среднего протерозоя. Нижний возрастной предел гуронских отложений четко устанавливается несогласным залеганием серии Брюс на породах с абсолютным возрастом 2450—2600 млн. лет. Таким образом, к этому рубежу относится возникновение обширной протоплатформы провинции оз. Верхнего.

Архейский массив провинции Йеллоунайф

Массив провинции Йеллоунайф, или Большого Невольничьего озера, расположенный в северо-западной части Канадского щита, подобно массиву оз. Верхнего, сложен древнейшими образованиями. Однако он отличается значительно меньшими размерами и изучен слабее. Названные архейские массивы Канадского щита разделены широкой складчатой зоной провинции Черчилл.

Древнейшие породы, слагающие массив Йеллоунайф, представлены лавами основного и среднего состава, которые изменены, превращены в зеленокаменные породы и собраны в крутые складки. Древние вулканогенные комплексы перекрыты толщами складчатых осадочных пород.

Складчатые образования массива Йеллоунайф прорваны разнообразными гранитоидами с абсолютным возрастом, изменяющимся от 1230 до 2340 млн. лет. В целом комплекс пород серии Йеллоунайф сформировался значительно ранее 2340 млн. лет, судя по единичным определениям, — около 2520 млн. лет (Тугаринов, Войткевич, 1966).

Массив провинции Йеллоунайф, сложенный древнейшими зеленокаменными породами нуклеарного этапа развития земной коры, представляет собой, таким образом, второе континентальное зеленокаменное ядро или протоплатформенный блок в пределах Канадского щита.

Складчатая зона провинции Черчилл

Между протоплатформенными массивами провинций оз. Верхнего и Иеллоунайф, западнее Гудзонова залива протягивается широкая гудзонская складчатая зона провинции Черчилл (Stockwell, 1965). Она резко отличается от смежных массивов линейным простиранием складчатых комплексов и их иным составом.

Складчатая зона провинции Черчилл сложена как архейскими гнейсами, так и в основном нижнепротерозойскими толщами сланцев, кварцитов и вулканических пород, собранными в складки северо-восточного и северо-западного простираний. Эти складчатые образования прорваны очень широко распространенными интрузиями гранитоидов. Абсолютный возраст гранитных интрузий и регионального метаморфизма, сопровождавшегося складчатостью пород провинции Черчилл, составляет 1650— 1850 млн. лет (Тугаринов, Войткевич, 1966). Складчатость этого возраста на Канадском щите выделяется под названием гудзонской (Stockwell, 1965). Складчатые образования провинции Черчилл на больших площадях перекрыты платформенным чехлом пологозалегающих, сравнительно мощных отложений серии Кивино, представленных конгломератами, песчаниками и вулканогенными толщами.

Данные определений абсолютного возраста (Stockwell, 1965; Тугаринов, Войткевич, 1966) указывают на значительное распространение гудзонских складчатых образований (1700—1800 млн. лет) в пределах Канадского щита. К гудзонским складчатым зонам относятся системы геосинклинальных прогибов нижнего и среднего протерозоя Пенокенского пояса, Лабрадорской зоны и провинции Большого Медвежьего озера к северо-западу от массива Йеллоунайф. Еще более северная складчатая зона нижнепротерозойского возраста, по Ф. Кингу (1961), возможно, протягивается в области побережья Арктического бассейна.

Пенокенская складчатая зона

Южнее оз. Верхнего и севернее оз. Гурон прослеживается субширотная система прогибов, выполненных гуронскими отложениями нижнего протерозоя, которые слагают складчатый Пенокенский, или Южный, пояс (Stockwell, 1965). Гуронские отложения представлены здесь толщами кварцитов, доломитов, вулканогенных пород и кремнистых сланцев. Среди последних выделяются железисто-кремнистые породы, к которым приурочены богатые месторождения железных руд провинции Великих озер (Ф. Кинг, 1961).

Гуронские породы этой системы прогибов южнее оз. Верхнего и породы архейского фундамента, выступающие между ними в ядрах поднятий, подверглись интенсивной складчатости и прорваны гранитами с возрастом 1600—1800 млн. лет (Ф. Кинг, 1961; Stockwell, 1965).

Восточнее оз. Гурон пенокенские складчатые структуры приобретают северо-восточное простирание и протягиваются, как указывает Ф. Кинг (1961), вдоль «фронта» Гренвиллского надвига.

Складчатая зона провинции Лабрадор

Гудзонская складчатая зона провинции Лабрадор охватывает северозападную часть п-ова Лабрадор, тогда как восточная часть последнего, по-видимому, является продолжением Гренвиллской складчатой зоны.

В юго-западной окраинной части зоны п-ова Лабрадор резко выделяется крупный Лабрадорский геосинклинальный трог (Gastil, 1960; Гестил и др., 1963; Марков, 1964), протягивающийся с юго-востока на северо-запад на 550-600 км через весь п-ов Лабрадор при ширине 60-70 км. Тектоника Лабрадорского трога хорошо изучена в связи с выявлением в его пределах крупнейших запасов железных руд, приуроченных здесь к железисто-кремнистым формациям Фенимор, Сокоман и Уабуш Лейк. В строении Лабрадорского геосинклинального трога принимают участие последовательно породы граувакковой, доломито-кремнистой и железисто-кремнистой формаций и комплекс вулканогенных пород андезито-базальтовой формации (в верхней части разреза) общей мощностью около 7 км. К востоку от трога в пределах Лабрадорской складчатой зоны развиты гнейсы серии Киватин с возрастом около 2600 млн. лет. Абсолютный возраст нижне- и среднепротерозойских толщ Лабрадорского геосинклинального трога, как установлено многочисленными определениями, составляет 2365—1870 млн. лет (Тугаринов, Войткевич, 1966).

Внутреннее строение трога весьма сложно. Линейные складки внутри трога вытянуты с юго-востока на северо-запад, параллельно его общему простиранию. При этом к востоку интенсивность складчатости и степень метаморфизма пород резко усиливаются при переходе к гнейсам, ограничивающим трог с востока. Западная граница Лабрадорского трога выражена отчетливо (Марков, 1964). В основании нижнепротерозойского комплекса трога здесь залегают гранито-гнейсы и чарнокиты с абсолютным возрастом свыше 2500 млн. лет, обычно относимые к измененным породам серии Киватин.

Лабрадорский трог является одним из наиболее изученных многочисленных геосинклинальных прогибов этого типа в пределах гудзонских складчатых зон Канадского щита. В целом Лабрадорская складчатая зона наиболее близка по возрасту основного метаморфизма к складчатой зоне общирной провинции Черчилл (Тугаринов, Войткевич, 1966).

Складчатая зона провинции Большого Медвежьего озера

К северо-западу от Большого Медвежьего озера выделяется зона нижнепротерозойских геосинклинальных прогибов, ограничивающая с северозапада массив Йеллоунайф. В строении этой гудзонской складчатой зоны принимают участие мощные осадочные вулканогенные толщи серии Эхо-Бей (Блакадар, Фрейзер, 1964), которые сильно метаморфизованы вплоть до гнейсов.

Метаморфические породы серии Эхо-Бей интрудированы гранитами и гранодиоритами, образующими сложный складчатый комплекс. Для провинции Большого Медвежьего озера характерны обширные проявления уранового оруденения. Средний возраст урановых смолок Большого Медвежьего озера оценивается в 1400±50 млн. лет (Тугаринов, Войткевич, 1966).

Как отмечают Ф. Кинг (1961) и К. Стоквелл (Stockwell, 1965), складчатая зона Большого Медвежьего озера сходна с провинцией Черчилл по времени консолидации, которая произошла здесь одновременно или несколько позже. Зоны гудзонской складчатости Канадского щита обнаруживают в своем распространении определенные закономерности. Они разделяют и опоясывают древнейшие зеленокаменные ядра щита, образуя огромные складчатые пояса северо-восточного и северозападного простирания. Так, массив оз. Верхнего с трех сторон ограничен нижнепротерозойскими складчатыми зонами, которые явно образуют против его сторон большие дуги. Массив Йеллоунайф также обрамлен линейными складчатыми зонами, сходящимися против его северо-восточного и юго-западного углов.

Целый ряд гудзонских складчатых зон, видимо, распространен и далее к северу, уже в пределах развития докембрия Канадского Арктического архипелага.

Зона Гренвилл

На юго-восточной окраине Канадского щита выделяется крупнейшая зона Гренвилл. Она ограничивает с юго-востока массив оз. Верхнего, протягиваясь в виде пояса шириной 400 км к северо-востоку от озер Гурон и Онтарио, через провинции Онтарио и Квебек, в пределы п-ова Лабрадор вплоть до его северо-восточного побережья. В свою очередь на юго-востоке эта окраинная зона Канадского щита ограничена складчатыми сооружениями Аппалачской системы.

Рассматриваемая зона сложена образованиями серии Гренвилл, представленной сложным комплексом сланцев, кварцитов, мраморов и гнейсов, возникших за счет осадочных толщ. Общая мощность пород серии Гренвилл составляет от 6 до 10 км. Более точно она не может быть установлена ввиду сдваивания пластов, вызванного складчатостью и надвигами. Накопление пород серии Гренвилл происходило в интервале 2— 2,4 млрд. лет (Engel, 1963). В то же время, как подчеркивает К. Стоквелл (Stockwell, 1965), в пределах зоны Гренвилл очень широко развиты древние комплексы (серия Киватин), которые прослеживаются в ее пределах на простирании структур массива оз. Верхнего и гудзонских складчатых зон.

Серия Гренвилл прорвана многочисленными интрузиями гранитов и сиенитов. Наиболее примечательными интрузивными породами зоны Гренвилл являются массивы анортозитов, среди которых особо выделяются крупные массивы в горах Адирондак, в провинции Квебек и на п-ове Лабрадор (Павловский, 1967).

Возраст широко распространенных гранитных интрузий зоны Гренвилл составляет около 1000—1100 млн. лет (Engel, 1963; Тугаринов, Войткевич, 1966). От киватинских и тимискамингских структур массива оз. Верхнего образования зоны Гренвилл отделены системой разломов — линеаментом Гурон-Мистассини (Stockwell, 1965) или Гренвиллским «фронтом». Прв этом породы массива оз. Верхнего упираются в эту границу почти под прямым углом. На отдельных участках линия Гренвиллского «фронта» представляет собой систему глубинных разломов с юго-восточными падениями. Как указывает Ф. Кинг (1961), Гренвиллский пояс в целом был надвинут по большим разломам по направлению к ядру континента после того, как он испытал сложные деформации и раздробление с образованием гранитов вдоль юго-восточного края Канадского щита на рубеже около 1000—1100 млн. лет.

Строение и состав фундамента Северо-Американской плиты

Южная и западная части Северо-Американской платформы, охватывающие центральные части США, а также широкую область в Западной Канаде, между щитом и Кордильерами, представляют собой обширную плиту, фундамент которой прикрыт более или менее мощным платформенным чехлом и выступает на поверхность лишь на некоторых небольших участках (плато Озарк в Миссури, плато Льяно в Техасе, плато Сиу на юго-востоке Южной Дакоты и т. д.).

Докембрийские складчатые породы фундамента обнажены также вдоль юго-западной окраины платформы, деформированной ларамийской складчатостью (Ф. Кинг, 1961; Шоу, 1967), в горах Блэк-Хилс в Южной Дакоте и в передовом хребте Скалистых гор в штатах Вайоминг и Колорадо. Значительная часть докембрия Восточных хребтов и плато Колорадо, как и на Канадском щите, представлена глубоко метаморфизованными и дислоцированными осадочно-вулканогенными породами и разнообразными интрузиями, в основном гранитов. Метаморфические и интрузивные породы слагают ядра большинства хребтов в Колорадо и Вайоминге, а также выступают на поверхность в расположенных несколько в стороне горах Блэк-Хилс Южной Дакоты. Толщи кварцитов обнажены в горах Медисин-Боу в Вайоминге и в горах Ниидл-Маунтинс в Колорадо. Некоторые хребты на востоке центральной части Вайоминга сложены железистыми формациями, подобными гуронским железорудным формациям Канадского щита (Ф. Кинг, 1961).

Среди интрузий в штате Вайоминг восточнее г. Ларами выделяется массив анортозитов, но большинство интрузий представлено разнообразными гранитами. Один из наиболее крупных массивов гранитов выделяется в районе пика Пайкс-Пикс. Граниты развиты в пределах большей части Передового хребта, а сходные граниты Шерман прослеживаются к северу, в район г. Ларами в Вайоминге.

Доминирующее простирание складчатых структур докембрия в Колорадо юго-западное. Оно продолжается и в Аризону, указывая, по мнению Ф. Кинга (1961), на существование складчатой системы, лежащей на продолжении зон юго-восточной части Канадского щита и расположенной почти под прямым углом к мезозоидам Скалистых гор. В то же время в горах Блэк-Хилс и в хребтах Вайоминга преобладают северозападные направления складчатых комплексов докембрия, более близкие к простиранию Скалистых гор.

Данные радиометрических определений свидетельствуют о существовании в составе докембрия Передового хребта Скалистых гор в штатах Вайоминг и Колорадо нескольких разновозрастных комплексов. Так, в Северо-Западном Вайоминге, в горах Бёэртут, Бигхорн и Оул-Крик возраст пород оказался равным 2500 млн. лет, т. е. он сопоставим с возрастом серии Киватин Канадского щита. Возраст пород докембрия в горах Блэк-Хилс составляет 1600 млн. лет, а южнее, в Колорадо, НьюМексико и Аризоне установлены возрасты около 1300 млн. лет (Ф. Кинг, 1961). Эти радиометрические определения указывают на существование разновозрастных зон фундамента, пространственное расположение которых остается еще неясным. На плато Льяно в Техасе обнажены метаморфические породы и граниты. В горах Уошито выступают граниты с нозрастом около 560 млн. лет (Ф. Кинг, 1961; Goldich a. o., 1966). На илато Озарк в юго-восточной части штата Миссури на поверхности развиты вулканогенные толщи, представленные трахитами, дацитами и андезитами, которые прорваны гранитами с возрастом около 1300—1450 млн. лет (Goldich a. o., 1966). Наконец, на плато Сиу в Южной Дакоте обнажены осадочно-вулканогенные комплексы и граниты нижнего протерозоя (Ф. Кинг, 1961).

Породы фундамента Северо-Американской плиты вскрыты многими глубокими скважинами, пробуренными на нефть и газ, особенно в районах Среднего Запада США и в штате Альберта в Канаде (Garland, Burwash, 1959). Данные бурения в области Среднего Запада США послужили основой весьма интересных сводок о составе и строении фундамента этой обширной части Северо-Американской плиты. Как отмечают А. Рудмен, К. Саммерсон и В. Хайнц (Rudman a. o., 1965), в пределах штатов Миссури, Иллинойс, Кентукки, Западного Огайо и Индианы породы фундамента представлены разнообразными гранитоидами и гранито-гнейсами так называемой «гранитной провинции» Среднего Запада.

В целом, как указывают Ф. Кинг, Г. Гестил, А. Энгель и многие другие исследователи, фундамент Северо-Американской плиты подразделяется на зоны, аналогичные тектоническим провинциям Канадского ицита и сложенные сходными по возрасту и составу породами.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА И ТИПЫ МАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Строение и состав фундамента Северо-Американской платформы отображается разнообразными по типу магнитными аномалиями, систематизация и тектоническая интерпретация которых по отдельным районам рассматриваются во многих работах. Вместе с тем отсутствие сводных карт магнитных аномалий Северо-Американской платформы в целом, повидимому, является причиной того, что для нее пока не составлены сводки, обобщающие геологические результаты региональных геофизических исследований. В то же время материалы обширных радиологических исследований послужили основанием для расчленения фундамента Северо-Американской платформы на ряд разновозрастных комплексов.

Наиболее важные обобщения современных геологических, геофизических и геохронологических данных по докембрию Северной Америки были выполнены Д. Вильсоном (J. Wilson, 1949, 1959), Г. Гестилом (Gastil, 1960) и А. Энгелем (Engel, 1963).

Д. Вильсон рассматривал историю формирования остова Северо-Американского континента как последовательное обрастание древних ядер (массивов оз. Верхнего, Йеллоунайф) молодыми складчатыми поясами.

Г. Гестил (Gastil, 1960) впервые дал возрастное расчленение фундамента всей Северо-Американской платформы по результатам определений абсолютного возраста, которые отчетливо указывают, что древние комплексы расположены в основном в ее центральных частях, а более молодые — на периферии. Таким образом, он также пришел к выводу о последовательном нарастании континента от центра к периферии.

А. Энгель (Engel, 1963) обработал и использовал для своих построений значительно более полные радиологические данные, что позволило ему выделить четыре возрастных этапа формирования земной коры фундамента платформы, соответствующие основным тектоническим провинциям докембрия Канадского щита.

Анализ новых данных по тектонике докембрия Канадского щита (Stockwell, 1965) и материалы региональных геофизических и геохропологических исследований в настоящее время позволяют более обоснованно решить проблему выяснения внутреннего строения и основных этапов истории формирования складчатого основания платформы. При этом тектоническая интерпретация основных типов аномальных магнитных полей Канадского щита в комплексе с данными бурения и результатами определений абсолютного возраста позволяет выявить общие особенности внутреннего строения фундамента плиты Северо-Американской илатформы (см. рис. 28).

Канадский щит

Обширная область обнаженного фундамента Канадского щита имеет исключительно важное значение для изучения закономерностей и специфики стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии вообще. На примере Канадского щита с большим успехом могут быть решены сложные вопросы о пространственных и временных соотношениях крупнейших складчатых зон и массивов докембрия и об их региональной геофизической характеристике. В связи с этим систематизация и тектоническая интерпретация основных типов магнитных полей Канадского шита в зависимости от возраста и характера структур складчатого докембрия имеет особо важное значение. Согласно данным Канадского геофизического бюллетеня (Ostenso, 1966), аэромагнитными съемками покрыты центральные и южные районы провинций Квебек и Онтарио. северные районы провинций Манитоба, Саскачеван и Альберта, а также южные части областей Маккензи и Киватин. Кроме того, сетью региональных аэромагнитных профилей и площадными съемками на отдельных участках охвачены острова Канадского Арктического архипелага (Грегори и пр., 1964: Е. Кіпд а. о., 1966) и некоторые другие районы Канады.

К настоящему времени материалы обширных аэромагнитных исследований в пределах большей части Канадского щита обобщены в виде сводной карты (Magnetic anomaly map of Canada, 1968).

Имеющиеся материалы аэромагнитных съемок были с успехом использованы при составлении новейшей тектонической карты Канадского щита (Tectonic map of the Canadian Shield, 1965). На этой карте, составленной под руководством К. Стоквелла, оси линейных положительных магнитных аномалий совместно с геологическими данными отображают простирания и характер строения разнообразных докембрийских складчатых образований.

Линии простираний складчатых комплексов докембрия, принятые в весьма обобщенном виде по Тектонической карте Канадского щита (Tectonic map of the Canadian Shield, 1965), отображены на схеме структурных простираний, составленной К. Стоквеллом (Stockwell, 1965) по геологическим и геофизическим данным. Простирания магнитных аномалий, показанные на Тектонической карте Канадского щита и на схеме К. Стоквелла, наряду с более детальными данными магнитных съемок на отдельных участках могут служить основой для систематизации и тектонической интерпретации типов магнитных аномалий в зависимости от возраста и характера складчатых структур докембрия (см. рис. 24, см. вкладку в конце книги).

Важно подчеркнуть, что многочисленные сопоставления показывают четкое соответствие простираний линейных магнитных аномалий и протяженных складчатых структур докембрия.

Архейский массив озера Верхнего

Обширный массив древнейших образований провинции оз. Верхнего характеризуется чрезвычайно своеобразным интенсивным мозаичным магпитным полем, выраженным региональными полосами повышенных и пониженных значений. Последние, как правило, имеют субширотную ориентировку и часто сложную дугообразную конфигурацию в плане, объсдиняя множество различно ориентированных магнитных аномалий (рис. 25).

Широтные простирания региональных аномалий и линейных структур докембрия преобладают в северо-западной и южной частях массива оз. Верхнего. В северо-восточной его части, восточнее Гудзонова залива, дугообразные структуры и субширотные системы мозаичных магнитных аномалий переходят к северу в преобладающие субмеридиональные простирания линейных структур и магнитных аномалий.

Наряду с широкими магнитными максимумами и минимумами мозаичного магнитного поля массива оз. Верхнего в его же пределах выделяется множество резких линейных магнитных аномалий. Общий ха-



Рис. 25. «Отфильтрованная» (из аномального поля исключено влияние масс с длиной волны менее 24 км) аэромагнитная карта северо-западной части штата Онтарио (Bhattacharyya, Morley, 1965)

Аномалии:	
1 — более 900 гамм,	4 — от 0 до —300 гамм,
2 — от 900 до 400 гамм,	5 — от — 300 до — 600 гамм,
8 — от 400 до 0 гамм,	6 — менее — 600 гамм

рактер магнитного поля провинции оз. Верхнего, таким образом, чрезвычайно рельефно вырисовывает специфику стиля тектонического строения древнейших вулканогенных толщ серии Киватин, развитых в виде полос субширотного простирания среди обширных полей разнообразных гранитоидов.

Характер магнитного поля серии Киватин массива оз. Верхнего особенно типично выражен в северо-восточной части провинции Онтарио (см. рис. 25). На так называемой «отфильтрованной» аэромагнитной карте (Bhattacharyya, Morley, 1965), на которой практически целиком удаленовлияние локальных, интенсивно намагниченных поверхностных источников, ярко выделяются субширотные пояса положительных и отрицатель-ных магнитных полей. Пояса максимумов и минимумов объединяют множество разнообразных аномалий, придающих магнитному полю своеобразный мозаичный характер. В целом полосы положительных и отрицательных значений различаются по общей интенсивности магнитного поля на величину, достигающую 1000 гамм.

Вулканические и осадочные породы рассматриваемого района являются высоко намагниченными образованиями. Они отчетливо очерчены поясами повышенных значений магнитного поля и в целом, таким образом, резко отличаются от слабомагнитных гранитов (Bhattacharyya, Morley, 1965).

Общий характер связи тектоники, состава и типов магнитных полей серии Киватин очень ярко выявляется также по данным аэромагнитной съемки в Северной Манитобе, в пределах окраинной северо-западной части массива оз. Верхнего (Kornic, MacLaren, 1966). Магнитное полеэтого района выражено рядом поясов широких магнитных аномалий, осложненных резкими узкими линейными максимумами. По данным аэромагнитной съемки (см. рис. 24) показано простирание осей магнитных аномалий, причем линии простираний указаны в пределах полумаксимумов линейных аномалий.

Для района р. Фокс отчетливо устанавливается связь линейных аномалий с силлом ультраосновных пород. Вулканогенные породы серии Киватин в этой части массива оз. Верхнего обусловливают, как правило, широкие и интенсивные аномалии — до 2000—3000 гамм (Kornic, Mac Laren, 1966). Острые аномалии в пределах поясов вулканогенных пород обычно вызваны железорудными формациями, переслаивающимися с эффузивными образованиями.

Некоторые широкие магнитные аномалии, которые не могут быть увязаны здесь с вулканогенными породами, в большинстве случаев коррелируются с интрузиями гранодиоритов.

В целом весьма своеобразные куполовидные структуры серии Киватин, не имеющие отчетливой линейной ориентировки в плане, обусловливают характерное мозаичное магнитное поле массива оз. Верхнего. Развитые в пределах последнего обширные поля разнообразных и разновозрастных гранитоидов с многочисленными гнейсовыми куполами обычно характеризуются пониженными значениями мозаичного магнитногополя.

Как показывает анализ Тектонической карты Канадского щита (Тесtonic map of the Canadian Shield, 1965), более четкие линейные простирания магнитных аномалий и структур характерны для площадей, сложенных архейскими парагнейсами, парасланцами, местами граувакками и т. д. На большой площади эти складчатые комплексы развиты в окраинной северо-восточной части массива оз. Верхнего, где они характеризуются линейными простираниями субмеридиональных структур и осей магнитных аномалий.

Однако особенно четкими линейными простираниями магнитных максимумов отличаются узкие шовные прогибы серии Тимискаминг, которыерезко выделяются среди пород серии Киватин и обширных полей гранитоидов массива оз. Верхнего. Очень типичные широтные максимумы, над осадочно-вулканогенными толщами прогибов Тимискаминг выражены в юго-восточной части провинции Онтарио к западу от оз. Лардер. (рис. 26, см. вкладку в конце книги), где отчетливо отображается их наложенность на мозаичное магнитное поле серии Киватин. Столь же ярко фиксируются в магнитном поле шовные прогибы севернее восточной части оз. Верхнего, которые резко выделяются в виде широтных линейных аномалий на фоне мозаичного магнитного поля серии Киватин. Последнеечетко ограничено с юго-запада вдоль побережья оз. Верхнего интенсивными линейными максимумами Пенокенской зоны.

Таким образом, обширный архейский массив оз. Верхнего с характерным мозаичным магнитным полем и субширотными поясами его повышенных и пониженных значений чрезвычайно четко выделяется среди окружающих линейных зон гудзонской складчатости. Важно подчеркнуть, что простирания магнитных аномалий субширотных полос киватинских образований массива оз. Верхнего обычно резко секутся линейными простираниями складчатых структур и магнитных максимумов смежных складчатых зон. Особенно эффективно выражено срезание субширотных киватинских и тимискамингских простираний северо-восточными, гренвиллскими, и северо-западными, лабрадорскими, вдоль восточной и северо-восточной окраин массива оз. Верхнего и менее отчетливо вдоль южного и северо-западного его ограничений. Вдоль последних в ряде случаев отмечается согласное простирание киватинских структур и ограничивающих их складчатых зон.

Древнейший массив оз. Верхнего, выделяемый Д. Вильсоном (J. Wilson, 1949, 1959), Е. В. Павловским (1962) и другими исследователями в качестве крупнейшего зеленокаменного ядра Северо-Американской платформы, имеет, таким образом, чрезвычайно отчетливую региональную магнитометрическую характеристику и, видимо, должен рассматриваться как тектонотип аналогичных блоков земной коры.

Архейский массив Йеллоунайф

Массив Йеллоунайф, также сложенный вулканогенными зеленокаменными породами серии Киватин, хотя и отличается небольшой площадью по сравнению с массивом оз. Верхнего, однако весьма показателен с точки зрения его региональной магнитометрической характеристики (см. рис. 24).

В целом мозаичное магнитное поле массива Йеллоунайф отличается нерегулярными, изогнутыми и криволинейными простираниями магнитных аномалий (Stockwell, 1965), которые осложнены, однако, рядом линейных узких аномалий в основном субмеридионального и северо-восточного простираний.

В пределах массива на основании характера магнитного поля и егоинтенсивности выделяется ряд основных систем аномалий (Wright, 1959, 1963), которые в общем хорошо увязываются со складчатыми структурами докембрия.

Д. Вильсон (J. Wilson, 1948) наметил в пределах массива Йеллоунайф ряд крупных разломов преимущественно северо-восточного и югозападного простираний, находящих отражение в магнитном поле в виде соответствующих систем аномалий.

Статистический анализ некоторых аэромагнитных карт северо-запада Канадского щита (Horton a. o., 1964) на основании использования автоковариационных функций позволил значительно более надежно установить ориентировку и пространственное распространение складчатых структур и главнейших разломов этой малоизученной части щита.

Весьма характерны угловатые очертания массива Йеллоунайф, ограниченного опоясывающими его линейными зонами гудзонской складчатости.

Складчатая зона Черчилл

Общирная складчатая зона Черчилл, протягивающаяся между массивами оз. Верхнего и Йеллоунайф, резко отличается от них иным простиранием складчатых структур и аномалий полосового магнитного поля.

Эта зона гудзонской складчатости имеет весьма сложное внутреннее строение, соответственно отражающееся в характере и в особенностях пространственного распределения магнитных аномалий. В целом складчатая зона Черчилл протягивается далеко на север через п-ов Бутия в область островов Канадского Арктического архипелага, где резко срезается палеозоидами Иннуитской складчатой системы (Ф. Кинг, 1961, 1967).

В окраинных северо-западной и юго-восточной частях зоны Черчилл ярко выявляется дугообразное облекание смежных древнейших массивов серии Киватин ее протяженными складчатыми структурами и полосовыми магнитными аномалиями. Соответственно в магнитном поле фиксируются юго-восточная и северо-западная границы складчатой зоны Черчилл. Так, ее граница с массивом оз. Верхнего отмечается протяженным узким минимумом магнитного поля, который, по данным аэромагнитной съемки, прослеживается на стыке крупнейших структурных элементов Канадского щита на расстоянии околе 640 км (Kornic, MacLaren, 1966). Этот линейный магнитный минимум изменяет свое простирание соответственно направлению границы между зоной Черчилл и массивом оз. Верхнего от северо-восточного на западе до широтного на востоке.

Граница складчатой зоны Черчилл с массивом Йеллоунайф, выраженная на западе Большим Невольничьим линеаментом (J. Wilson, 1948), фиксируется в магнитном поле системой линейных минимумов соответствующего северо-восточного простирания (Horton a. o., 1964).

Весьма ярко характер и природа полосового магнитного поля зоны Черчилл отражаются в области Стэнли штата Саскачеван. Здесь выявляются в общем три основных типа магнитных аномалий, соответствующие трем различным типам пород (Reford, Sumner, 1964). Вулканогенные породы докембрия характеризуются многочисленными магнитными аномалиями, интенсивность которых варьирует от 2000 до 2700 гамм. В то же время поясам метаморфизованных осадочных пород присущи относительные минимумы магнитного поля со средней иштенсивностью около 100 гамм. Наконец, интрузии гранитов по сравнению с другими типами пород являются слабомагнитными и отражаются минимумами или незначительными повышениями магнитного поля.

Границы, проведенные вдоль контуров магнитных аномалий, хорошо увязываются с геологической картой этого района.

Интересные исследования по статистическому анализу аэромагнитных данных были выполнены в северо-западной части провинции Черчилл, на участке, расположенном к юго-востоку от Большого Невольничьего озера (Norton a. o., 1964). Аэромагнитные карты были проанализированы вдоль профиля длиной около 300 км, пересекающего почти вкрест простирания складчатые комплексы этой части зоны Черчилл. Локальные полосы интенсивных магнитных максимумов связаны здесь с основными интрузиями, которые залегают на несколько сот метров ниже уровня дневной поверхности, в то время как более крупные по площади максимумы, характеризующиеся значениями от нескольких сот до 2000 гамм и более на фоне региональных аномалий, обычно сложены гранитами, гранодиоритами и диоритами. Малоинтенсивные, до 200—300 гамм ниже общего фона, магнитные аномалии вызваны складчатыми осадочными толщами. Локальные зоны с интенсивностью от 300 до 1000 гамм на региональном фоне увязываются с отдельными массивами диоритов, габбро, метагаббро, гнейсами и основными гнейсами или интрузивными породами.

Как показывает статистический анализ аэромагнитных данчых (Affleck, 1963; Horton a. o., 1964), большинство крупных магнитных аномалий обычно ассоциируется с доминирующими системами структурных простираний. При этом системы магнитных максимумов, так же как большие разломы и сильно искривленные складчатые пояса, обычно имеют в этом районе северное, северо-восточное и северо-запалное простирания (см. рис. 24). В целом пля складчатой зоны Черчилл может быть отмечено ее общее веерообразное расширение по мере движения к северо-востоку наряду с обтеканием краев смежных древних массивов. Подобное строение этой обширной складчатой зоны заставляет предполагать вероятное существование древнего массива где-то в области центральной и западной частей Гулзонова залива. На севере, в области Каналского Арктического архипелага субмерилиональные простирания зоны Черчилл резко срезаются субширотными полосовыми апомалиями Иннуитской складчатой системы (Ф. Кинг, 1967; Е. King a. o., 1966), определяющей здесь северную границу Северо-Американской платформы.

Пенокенская складчатая зона

Складчатым толщам серии Гурон в пределах Пенокенской зоны, отличающимся мощным развитием железорудных формаций, соответствуют интенсивные линейные аномалии магнитного поля, резко ограничивающие с юга мозаичные магнитные поля массива оз. Верхнего.

Очень четко ограничение мозаичного магнитного поля киватинских структур массива линейными аномалиями Пенокенской зоны выражено на карте магнитных аномалий в районе юго-западного побережья оз. Верхнего (рис. 27).

Пояса развития железистых формаций Пенокенской складчатой зоны, обогащенных железными рудами, образуют так называемые «железные хребты» (Ф. Кинг, 1961) в области оз. Верхнего. Наиболее крупные из них выделяются в хребтах Месаби и Вермилион в штате Миннесота, а также в хр. Кайана и др. Они фиксируются, как правило, наиболее интенсивными магнитными максимумами. Некоторые из больших магнитных аномалий вызываются в пределах зоны также основными интрузиями, например на восточном конце хр. Месамби.

Аэромагнитные съемки в районе «железных хребтов» позволяют установить главнейшие простирания магнитных аномалий, ассоциирующихся с известными залежами железных руд, и определить возможное продолжение последних.

Гуронские отложения этой зоны и породы архейского фундамента, выступающие между ними в ядрах поднятий, разделены разломами, отличающимися резкими стыками аномалий различного характера и простирания и локальными линейными максимумами и минимумами магнитного поля.

В северо-восточной части зоны, в районе северного побережья оз. Гурон четко выделяются узкие интенсивные максимумы над телами диабазов в составе гуронских толщ на фоне широких глубинных аномалий, вызванных породами архейского основания (Steenland, Brod, 1960). На востоке северного побережья оз. Верхнего мозаичное магнитное поле, распространенное над вулканогенными толщами серии Киватин с юга отчетливо ограничено линейными широтными аномалиями Пенокенской зоны (см. рис. 26). В юго-западной части этой зоны, западнее оз. Верхнего, прослеживается с юго-западным и субширотным простираниями система узких линейных магнитных аномалий интенсивностью до 2500—3000 гамм и более (см. рис. 27), приуроченных к полосам вулканогенных толщ средней части серии Кивино (White, 1966). К югу от оз. Верхнего и г. Эшленда весьма интенсивные линейные максимумы связаны с железорудными формациями гурона хр. Гогебик. Таким образом, в магнитном поле этого района четко вырисовывается строение Эшлендской синклинали, в основном образованной осадочно-вулканогєнными толщами серии Кивино. Массив габбро Дулут фиксируется интенсивными широкими магнитными аномалиями.

Южнее на продолжении Пенокенской зоны в Центральной Миннесоте выступы гнейсов, гранитоилов и основных интрузий фиксируются



Рис. 27. Аэромагнитная карта ΔT северо-западного побережья оз. Верхнего (White, 1966; схематизировано)

I — изоления магнитного поля: а — через 500 гамм, б — через 250 гамм; 2—3 — аномалия. 2 — менее 1500 гамм, 3 — более 300 гамм.

Штрихи при изолиниях показывают направление снижения интенсивности магнитного поля

мозаичным магнитным полем, резко ограниченным на востоке по разлому Дуглас меридиональными линейными максимумами над вулканогенными толщами серии Кивино.

Интенсивность намагниченности и характер магнитных аномалий над мощными вулканогенными толщами прогибов серии Кивино этих районов имеют важное значение для интерпретации данных магнитных съемок в пределах смежных районов южного склона Канадского щита.

Лабрадорская складчатая зона

В пределах Лабрадорской зоны гудзонской складчатости в магнитном поле наиболее резко выделяется крупный Лабрадорский геосинклинальный трог (см. рис. 24).

Интенсивные линейные магнитные аномалии Лабрадорского трога хорошо изучены в связи с выявлением в его пределах крупнейших запасов железных руд в составе железисто-кремнистых формаций Фенимор, Сокоман и Уабуш-Лейк. Они в общем весьма сходны по типу с мощными полосовыми максимумами над складчатыми полосами железистых кварцитов многих других древних платформ (например, с КМА).

Аэромагнитной съемкой особенно детально покрыто южное окончание Лабрадорского трога, где производилось оконтуривание известных железорудных тел и выявление новых залежей.

Тектоника и характер магнитных полей поясов гудзонской складчатости, прослеживающихся к северо-западу от Лабрадорской зоны на северо-восточном побережье Гудзонова залива, на северном продолжении зоны Черчилл и в зоне Большого Медвежьего озера, еще недостаточно изучены.

В области северного побережья Канады и Канадского Арктического архипелага, несомненно, существуют многие еще не выделенные складчатые зоны и массивы докембрия.

Общее представление о тектонике докембрия северной периферии Канадского щита дает геологическая интерпретация аэромагнитных профилей, проведенных через Канадский Арктический архицелаг (Грегори и др., 1964). На краю докембрийского щита здесь выделяется ряд сравнительно неглубоких, неясно оконтуренных впадин, сложенных нижнепалеозойскими отложениями платформенного чехла и разделенных широкими выступами фундамента, имеющими различную форму (Торстейнссон, Тозер, 1964). Блоковое строение фундамента и отдельные разломы находят здесь четкое отражение в характере магнитных полей. Так. в районе свода Бутия и прилегающих территорий выделяется большая магнитная аномалия субмеридионального простирания и ряд более мелких максимумов. Как показывают аэромагнитные данные, на западе свод Бутия, вероятно, ограничен большим разломом. Более мелкие разломы осложняют его северное окончание.

В региональном плане магнитные аномалии и структурные простирания этого района являются далеким северным продолжением полосовых магнитных аномалий обширной складчатой зоны Черчилл.

Зона Гренвилл

Зона Гренвилл отличается весьма сложным характером магнитного поля. Аэромагнитными съемками в основном покрыта ее юго-западная половина (Ostenso, 1966), где в общем можно проследить зависимость типов магнитных аномалий от возраста и состава пород зоны Гренвилд. Ввиду сложности строения этой зоны простирания ее складчатых

11* 163

комплексов и магнитных аномалий, как правило, изогнутые, криволинейные и дугообразные (Stockwell, 1965). Особенно это относится к области развития архейских парагнейсов и ортогнейсов в юго-западной части зоны Гренвилл (см. рис. 24), прилегающих с юго-востока к массиву оз. Верхнего и интенсивно гранитизированных и магматизированных в гренвиллскую эпоху. Обрывки древних структур на этом участке не параллельны Гренвиллскому «фронту» и коррелируются с субщиротными простираниями в пределах архейского массива Киватин, имея неправильные криволинейные простирания (Stockwell, 1965). Юго-восточнее И восточнее зона Гренвилл характеризуется чередованием участков, обладающих сложными криволинейными структурными простираниями и мозаичным магнитным полем, с полосами линейных простираний магнитных аномалий, обычно субмеридиональной ориентировки. Подобный характер внутреннего строения зоны Гренвилл сохраняется и далее к северо-востоку. Таким образом, почти вся эта зона может состоять из превних пород архея и нижнего протерозоя, омоложенных в гренвиллский этап складчатости и метаморфизма на рубеже 1000-1100 млн. лет (Stockwell, 1965).

Разнообразные комплексы метаморфических и магматических пород в пределах этой зоны отражаются весьма различными по характеру и типу магнитными апомалиями. Комплексы сланцев, кварцитов, мраморов и гнейсов серии Гренвилл, как правило, характеризуются пониженными значениями магнитного поля, обычно северо-восточной орпентировки. Наиболее примечательные интрузивные породы зоны Гренвилл — крупные массивы анортозитов — обычно фиксируются широкими и плавными магнитными аномалиями (Bourret, 1949). В то же время основные интрузии отмечаются резкими максимумами с большими градиентами. Наконец, широко распространенные молодые граниты отображаются четкими минимумами магнитного поля.

Одна из наиболее важных черт провинции Гренвилл — характер ее контакта на северо-западе с массивом оз. Верхнего, а также с Пенокенской и Лабрадорской зонами гудзонской складчатости вдоль болыпих разломов Гренвиллского «фронта». Интересен тот факт, что Гренвиллский «фронт» протягивается к юго-западу через Канаду, где к нему приурочена линия эпицентров землетрясений (Rudman a. o., 1965).

В магнитном поле Гренвиллская зона разломов, обычно выраженных крутыми надвигами (Ф. Кинг, 1961), в своей юго-западной части отображается протяженными и полосовыми минимумами. Некоторые исследователи (Kornic, Mac Laren, 1966) считают, что Гренвиллский «фронт» области Седбери напоминает гранацу между массивом оз. Верхнего и складчатой зоной Черчилл. Он имеет столь же характерное отображение в магнитном поле в виде полосового минимума, которое может быть использовано для трассирования границы.

Таким образом, геологические и геофизические данные указывают, что зона Грепвилл в целом надвилута на образования массива оз. Верхнего и гудзонских складчатых зон. В частности, Ф. Кинг (1961) отмечает, что структуры Пенокенской складчатой зоны протягиваются вдоль Гренвиллского «фронта». Столь широкое распространение древних образований в пределах зоны Гренвилл, интенсивно гранитизированных и раздробленных, дает основания рассматривать ее в качестве мощчого пояса регенерации и раздробления с образованием на рубеже 1000—1100 млн. лет гранитов вдоль юго-восточной окраины Канадского щита. Вероятно, зона Гренвилл может рассматриваться в качестве аналога краевого пояса готской регенерации, известного на западе Европейской платформы.

Сопоставление основных массивов и складчатых зон Канадского щита с соответствующими им магнитными полями позволяет установить их региональную географическую характеристику. Т'ем замым создается возможность систематизации основных типов магнитных полей в зависимости от возраста и характера структур складчатого докембрия на обширных пространствах Канадского щита.

В отличие от архейских массивов оз. Верхнего и Йеллоунайф гудзонские складчатые зоны Канадского щита характеризуются полосовыми аномалиями магнитного поля. Среди них особо выделяется по размерам общирная система полосовых аномалий магнитного поля складчатей зоны Черчилл, которая по своей площади вполне сопоставима с областью мозаичного матнитного поля массива оз. Верхнего. Системы полосовых магнитных аномалий Канадского щита ярко подчеркивают пространственные закономерности распространения в его пределах зон гудзонской складчатости, имеющих, как правило, северо-восточную и северо-зашадную орпентировку.

Протяженная зона Гренвилл в окраинной юго-восточной части Канадского щита в общем не характеризуется какими-либо специфическими особенностями магнитного поля, отличающими ее от смежных частей массива оз. Верхнего и зон Гудзонской складчатости. Однако в целом магнитное поле зоны Гренвилл является пониженным по сравнению с более повышенным аномальным полем массива оз. Верхнего с его системами магнитных максимумов.

Фундамент Северо-Американской плиты

Анализ региональной магнитометрической характеристики складчатых зон и массивов Канадского щита позволяет распространить выявленные закономерные соотношения определенного типа магнитных аномалий и складчатых комплексов докембрия на Северо-Американскую плиту. Однако ввиду весьма неравномерного и неполного изучения всей площади плиты магнитными съемками (Ostenso, 1966) и отсутствия сводных карт магнитных аномалий вопросы систематизации типов магнитных полей в зависимости от возраста и характера структур фундамента могут здесь решаться в первую очередь только для территории склонов Канадского щита и для некоторых участков внутренних районов плиты и зон ее структурных ограничений (рис. 28 см. вкладку в конце книги).

Сравнительно детальное изучение возраста и состава пород фундамента плиты и природы геофизических аномалий, которое позволяет проследить погребенное продолжение ряда складчатых зон и массивов Канадского щита под платформенным чехлом, выполнено для значительных участков его юго-западного и южного склонов и лишь в некоторых районах — для центральных областей Северо-Американской плиты.

Весьма интересны результаты региональных геофизических исследований к западу от Канадского щита в районе озер Большого Невольничьего и Атабаска в северной и северо-восточной частях штата Альберта и в смежных районах области Маккензи. На магнитных картах здесь отражается погребеяное юго-западное продолжение зоны Черчилл и массива Йеллоунайф Канадского щита, разделенных крупнейшим глубинным разломом. Большой Невольничий разлом Канадского щита и составляющий продолжение первого под платформенным чехлом юго-западной части Большого Невольничьего озера разлом Хэй (Reford, Sumner, 1964) по геологическим и магнитометрическим данным прослеживаются на протяжении многих сот километров. Погребенное юго-западное продолжение Большого Невольничьего разлома четко фиксируется здесь полосовым минимумом на стыке двух разнородных областей магнитного поля.

Интерпретация аэромагнитных аномалий в Северо-Восточной Альберте, проведенная Г. Д. Гарландом и М. Е. Бауэром (1961), позволяет четко систематизировать их в зависимости от состава и строения докембрийского фундамента и проследить погребенное продолжение зоны Черчилд Канадского щита далеко к югу.

Анализируя результаты аэромагнитной съемки этой площади, Г. Д. Гарланд и М. Е. Бауэр (1961) делают ряд выводов о составе и структуре фундамента. Карта магнитного поля обнаруживает здесь множество локальных аномалий, которые были использованы для вычисления глубин, а также для суждений о составе и структуре фундамента. Интенсивные локальные аномалии северо-западного простирания сосредоточены главным образом в восточной части площади. Названными исследователями показано, что в среднем различие в значениях магнитной восприимчивости для пород магнитных массивов и вмещающей среды колеблется в пределах 5600±2800 · 10-6 CGSM.

Скважины, вскрывшие фундамент вне пределов заметных локальных аномалий, обнаруживают, как правило, щелочные граниты или гранитогнейсы с магнитной восприимчивостью менее 90.10⁻⁶ CGSM. В то же время по данным других скважин, расположенных на запад от исследованной площади, выяснено, что наиболее магнитными породами здесь являются биотитовые гнейсы и амфиболиты, магнитная восприимчивость которых доходит до 8000.10⁻⁶ CGSM. Исходя из подобных закономерностей, Г. Д. Гарланд и М. Е. Бауэр (1961) считают, что локальные магнитные аномалии восточной части площади, как и в пределах окраинной части зоны Черчилл на Канадском щите, связаны с относительно узкими перемежающимися полосами гранитов и гранито-гнейсов и более основных метаморфических и, возможно, вулканических пород.

На запад от 112° з. д. строение фундамента становится более однородным; вероятно, здесь преобладают гранито-гнейсы. Вблизи западной границы этого участка в составе фундамента вновь появляются полосы метаморфических и вулканических пород, фиксирующиеся линейными локальными аномалиями магнитного поля. Граница между восточной частью рассматриваемой территории с ее интенсивными локальными аномалиями и западной со спокойным плавным полем и в основном гранито-гнейсовым фундаментом, видимо, выражена разломом, так как она четко фиксируется полосовыми линейными минимумами. Аналогично в магнитном поле смежной части зоны Черчилл Канадского щита фиксируется большой разлом Аллан, разделяющий участки с различным характером аномалий.

Локальные магнитные аномалии фиксируют в рассматриваемом районе две системы разломов северо-восточного и северо-западного простираний в докембрийском фундаменте. При этом многие разломы северовосточного простирания непосредственно продолжают разломы в пределах Канадского щита.

Геофизические данные и бурение позволяют судить о составе и строении фундамента для более удаленной к юго-западу от Канадского щита центральной части штата Альберта (Garland, Burwash, 1959). На основании интерпретации характера и распределения гравитационных и магнитных аномалий, увязанных с данными бурения, Г. Гарланд и Р. Барвэш предполагают, что фундамент Центральной Альберты образован гнейсами и сланцами, слагающими пояса северо-западного простирания, которые разделяют массивы гранитных интрузий. При этом выделенные упомянутыми авторами на литологической карте фундамента складчатые полосы и массивы тесно увязываются со структурными формами смежной части зоны Черчилл Канадского щита в северо-восточных районах Саскачевана и Альберты.

Докембрийский фундамент платформы прослеживается к юго-западу вплоть до Передового хребта Скалистых гор, вдоль края которых, на основании анализа гравитационных профилей и геологических наблюдений, устанавливается большой взбросо-надвиг складчатой системы мезозоид Кордильер на край платформы (Garland, Burwash, 1959). В целом погребенное продолжение складчатой зоны Черчилл Канадского щита прослеживается, по данным бурения и геофизики, далеко к югу через горы Блэк-Хилс в Южной Дакоте. Простирание пород в этой зоне плавно изменяется от юго-юго-западного на севере до юго-юго-восточного на юге.

Породы основания Среднего Запада США (Мидконтинента), по мнению большинства исследователей (Ф. Кинг, 1961; Rudman a. o., 1965; Goldich a. o., 1966), являются непосредственным южным продолжением докембрийских складчатых комплексов смежной части Канадского щита. Мощный платформенный чехол затрудняет изучение комплексов основания в пределах этой области, включающей штаты Иллинойс, Индиана, Мичиган, Огайо и Кентукки. К тому же фундамент здесь вскрыт сравнительно редкими скважинами. Однако изучение фундамента Среднего Запада опирается на широкие комплексные геофизические исследования, которые позволяют достаточно уверенно экстраполировать данные скважин. Новейшие геолого-геофизические исследования включают здесь картирование поверхности, а также выяснение состава, строения и возраста фундамента.

Наиболее полные сводки о строении основания фундамента Среднего Запада США выполнены в последнее время А. Рудменом и другими исследователями (Rudman a. o., 1965; Rudman, Blakely, 1965; Goldich a. o., 1966). На основании данных бурения, определений абсолютного возраста пород фундамента и геофизических данных эти авторы прослеживают погребенное продолжение Гренвиллской и Пенокенской (Южной) зон, массива оз. Верхнего и их ограничений от смежной части Канадского щита под платформенным чехлом в пределы Среднего Запада.

Южное погребенное продолжение зоны Гренвилл, по данным аэромагнитной съемки отдельных участков (Rudman, Blakely, 1965; Watkins, 1964), как и в пределах Канадского щита, характеризуется сложным магнитным полем, выраженным чередованием участков мозаичных аномалий с полосами линейных максимумов в основном северо-восточного простирания. На продолжении этого поля, в пределах окраинной южной части Северо-Американской платформы, в Техасе на плато Льяно обнажены осадочно-вулканогенные толщи и граниты среднего протерозоя (Tectonic map of North America, 1969).

Как показали данные бурения в Огайо, на участках больших гравитационных максимумов в пределах погребенного продолжения зоны Гренвилл породы фундамента необычайно разнообразны и представлены базальтами, амфиболитами и гранитами. На востоке погребенное продолжение зоны Гренвилл, представляющей собой здесь окраинную часть фундамента Северо-Американской платформы, ограничивается Аппалачской складчатой системой герциниц, а на юге - складчатым поясом Уичито. Как складчатая система, так и складчатый пояс характеризуются полосовым строением магнитного поля (Mac Laren, Larochelle, 1958; Bromery, 1959; Watkins, 1964). В отдельных районах, например в восточной части штата Теннесси и в южной части Кентукки в области гор Камберленд, мозаичное магнитное поле, свойственное окраинной части платформы, прослеживается и в пределах крупных надвиговых блоков западной части складчатой системы Аппалач (Watkins, 1964). Таким образом, в магнитном поле здесь отчетливо отображается распространение фундамента платформы под надвигами окраинной зоны Аппалач.

Западное ограничение зоны Гренвилл Канадского щита, обычно называемое Гренвиллским «фронтом» и скрывающееся на юго-западе под оз. Гурон, на основании данных бурения и геофизики прослеживается в область Среднего Запада (Rudman a. o., 1965). На Канадском щите Гренвиллский «фронт» ограничивает с востока массив оз. Верхнего и Пенокенскую складчатую зону, но на Среднем Западе он образует восточное ограничение области, характеризующейся породами фундамента со средним возрастом 1200—1500 млн. лет и названной А. Энтелем (Engel, 1963) Центральной провинцией.

На севере и северо-западе эта провинция, по мнению названного исследователя, ограничена гудзонской Пенокенской складчатой зоной.

А. Рудмен и его соавторы (Rudman a. o., 1965) подчеркивают, что положение Гренвиллского «фронта» на Среднем Западе не очень уверенно определяется лишь данными абсолютного возраста. В то же время эта граница намечается ими на отдельных участках по комплексу буровых и геофизических данных. На аэромагнитной карте штата Индиана (Rudman, Blakely, 1965) положение Гренвиллского «фронта» фиксируется сменой преимущественно полосовых аномалий северо-восточного простирания Гренвиллской зоны мозаичным магнитным полем на северо-западе, в пределах Центральной провинции.

Иентральная провинция фундамента Среднего Запада США в самом общем виде (по съемкам на отдельных участках) характеризуется мозаичным магнитным и гравитационным полями, осложненными отдельными резкими линейными максимумами (Allingham, 1964; Norden, 1964; Rudman a. o., 1965). Данные бурения позволяют судить об общем типе и составе пород. слагающих фундамент этой области. Как отмечают А. Рудмен и его соавторы (Rudman a. o., 1965), фундамент в пределах штатов Миссури, Иллинойс, Кентукки и западной части Огайо является частью широко распространенной гранитной провинции Среднего Запада. Инлиана и Огайо также могут быть частью этой гранитной провинции. но породы фундамента в пределах этих штатов включают толщи метаморфических и вулканогенных (базальтовых) пород. Однако в целом данные бурения указывают, что Центральная провинция фундамента Среднего Запада сложена преимущественно комплексами гранитоидов. Как считает Ф. Кинг (Tectonic map of North America, 1969)), эти гранитоиды представлены главным образом архейскими гранитами и гнейсами, переработанными гудзонской складчатостью и перекрытыми в отдельных местах складчатыми нижнепротерозойскими вулканогенно-осадочными породами (включая серии Гурон и Анимики). Последние обнажены на небольших участках в южной части штата Висконсин и в штате Миссури на плато Озарк, причем им обычно отвечают магнитные максимумы (Allingham, 1964). В Северо-Восточной Оклахоме вулканогенные толщи фундамента характеризуются магнитной восприничивостью от 6900 до 26000 · 10⁻⁶ CGSM (Norden, 1964). По мнению Ф. Кинта (1961) и С. Голдича (Goldich a. o., 1966), радиометрические цифры около 1300 млн. лет в пределах Центральной провинции отражают здесь лишь переработку более древних кенорэнских и гудзонских образований среднепротерозойскими (ельсониенскими) движениями.

На юге массив Центральной провинции ограничен палесзойской складчатой системой Уичито (Ф. Кинг, 1961, 1967).

Линейные гравитационные и магнитные аномалии, развитые в основном на периферии Центральной провинции, а также в ее отдельных внутренних районах, по мнению многих исследователей (Rudman, Blakely, 1965; White, 1966; Thiel, 1956), обусловлены толщами базальтов серии Кивино, которые обычно объединяются с породами склалчатого фундамента. Однако, видимо, правильнее, как считает Ф. Кинг (Tectonic map of North America, 1969), выделять эти вулканогенно-осадочные толщи протерозоя (1100 млн. лет; Goldich a. о., 1966), слегка затронутые складчатыми деформациями в докембрии, в качестве древнейших членов платформенного чехла.

А. Рудмен, К. Саммерсон и В. Хайнц (Rudman a. o., 1965) отмечают, что линейные гравптационные и магнитные аномалии, продолжающиеся из Мичигана в Кентукки, могут быть обусловлены базальтами типа серии Кивино. Точно так же А. Рудмен и Р. Блэкели (Rudman, Blekely, 1965) указывают, что последние могут быть широко развиты на Среднем Западе, и связывают с ними многочисленные гравитационные и магнитные аномалии в Индиане.

Наиболее выдающаяся гравитационная аномалия Среднего Запада, а по мнению некоторых авторов (Rudman a. o., 1965) и всей Северной Америки, прослеживается к юго-западу от оз. Верхнего и известна под названием Мидконтинентального максимума. Обычно считают, что она также связана с толщами плотных основных эффузивов серии Кивино (Thiel, 1956; White, 1966). Однако несомненно, что рассматриваемый региональный максимум силы тяжести фиксирует большой глубинный разлом фундамента на границе его разнородных блоков. Это подтверждается приуроченностью к данному максимуму древних интрузий габбро массива Дулут в области оз. Верхнего и непосредственным продолжением его к югу, уже в пределы штатов Канзас и Оклахома, в виде системы кулисных разломов северо-северо-восточного простирания. Вдоль последних четко прослеживается линейная гряда поверхности фундамента.

Судя по распространению нижнепротерозойских осадочно-вулканогенных толщ в области оз. Верхнего, есть все основания полагать, что рассматриваемая система глубинных разломов была заложена еще в начальные этапы формирования гудзонской Пенокенской складчатой зоны и ограничивала с запада и северо-запада архейский массив гранито-гнейсов в области Центральной провинции Среднего Запада. Таким образом, к западу от этого массива прослеживается южное погребенное продолжение Пенокенской складчатой зоны, которая к востоку от гор Блэк-Хилс на северо-востоке Южной Дакоты (против юго-западного угла погребенной части массива оз. Верхнего) сочленяется по простиранию с линейной зоной фундамента, лежащей на прямом продолжении крупнейшей зоны Черчилл Канадского щита. В пределах погребенного продолжения последней породы складчатого фундамента обнажены в горах Блэк-Хилс, где представлены осадочно-вулканогенными толшами и гранитами нижнего протерозоя с возрастом 1600 млн. лет (Tectonic map of North America, 1969; Ф. Кинг, 1961).

Судя по разрозненным геологическим материалам и данным региональных геофизических и радиометрических исследований (Goldich a. o., 1966; Blank, Mac Kin, 1967), можно предположить, что фундамент всей западной части Северо-Американской платформы, включая плато Колорадо и Восточные хребты, сложен линейными складчатыми зонами, которые прослеживаются с общим юго-юго-восточным простиранием, составляя прямое продолжение зон Большого Медвежьего озера, Черчилл и Пенокенской зоны Канадского щита.

Строение этого грандиозного гудзонского складчатого пояса, резко расширяющегося к югу, еще недостаточно изучено. Однако в южной части, охватывающей всю юго-западную часть Северо-Американской платформы, он несомненно отличается весьма сложным строением. В северо-западном Вайоминге в составе гудзонского складчатого пояса выделяется древний массив, сложенный метаморфическими толщами с возрастом около 2500 млн. лет (Goldich a. о., 1966). Простирания магнитных и гравитационных аномалий севернее и восточнее массива Вайоминг отчетливо отмечают обтекание его гудзонскими складчатыми зонами (Blank, Mac Kin, 1967). На востоке этот массив четко ограничен нижнепротерозойскими осадочно-вулканогенными толщами и гранитами гор Блэк-Хилс, смятыми в складки северо-западного простирания.

К югу от массива Вайоминг, в Колорадо господствующим простиранием огибающих его складчатых комплексов нижнего протерозоя является юго-западное. Оно сохраняется и в Аризоне, указывая на существование протяженной складчатой зоны фундамента сходной ориентировки. Юго-западное простирание складчатых комплексов фундамента четко фиксируется здесь и, по данным аэромагнитной съемки, линейными магнитными аномалиями (Case, 1966). В аномальном магнитном и гравитационном полях отчетливо отображаются глубинные разломы фундамента и общая специфика строения земной коры этой окраинной юго-западной части Северо-Американской платформы, интенсивно раздробленной и сжатой в процессе развития смежного мезозойского складчатого пояса Кордильер (Byerly, Joesting, 1959; Joesting, Case, 1962).

Глава IV

общие выводы

1. Данные региональных геофизических исследований, глубокого бурения и геологии складчатого докембрия щитов древних платформ позволяют в настоящее время достаточно определенно установить основные черты внутреннего строения докембрийского складчатого фундамента Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ. Анализ имеющихся данных буревия и геофизических исследований дает возможность определить простирание внутренних структур фундамента, контуры разнородных зон и массивов, погребенные глубинные разломы и т. д. На составленных картах (см. рис. 18, 21, 28) очень ясно видна гетерогенность внутреннего строения фундамента рассмотренных древних платформ северного ряда, образованного докембрийскими складчатыми системами и массивами различного возраста и простирания.

Значение составленных карт внутреннего строения фундамента Европейской и Сибирской платформ и сравнительных материалов по Северо-Американской платформе заключается в первую очередь в том, что они позволяют более достоверно судить об особенностях тектонического развития земной коры этих платформ в докембрии и о соотношении их глубинной и поверхностной структуры.

2. Систематизация аномальных магнитных полей древних платформ позволяет выделить основные типы этих полей в зависимости от возраста и характера строения основных складчатых комплексов фундамента.

В пределах щитов Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ массивы древнейших нуклеарных образований архея характеризуются сложным мозаичным магнитным полем, а разделяющие и опоясывающие их протогеосинклинальные системы и более молодые линейные складчатые зоны нижнего и среднего протерозоя (свекофенно-карелид, гудзонид и т. д.) — протяженными системами полосовых магнитных максимумов и минимумов.

Мозаичные магнитные поля развиты наиболее типично и на огромной площади в области массива оз. Верхнего на Канадском щите, ярко отображая глубоко специфические черты строения и состава этого крупнейшего нуклеарного зеленокаменного ядра Северо-Американской платформы, с его характерными гнейсовыми и гранитными куполовидными структурными формами. Очевидно, аномальное мозаичное магнитное поле этого крупнейшего массива гнейсов архея может рассматриваться в качестве своеобразного «эталона» при сравнительном тектоническом анализе п сопоставлении региональных особенностей аномальных магнитных полей древних платформ северного ряда.

Весьма типичные повышенные и пониженные мозаичные магнитные аномалии соответствуют массивам гнейсов архея Балтийского (Беломорский, Мурманский, Южно-Шведский и другие массивы) и Украинского (Приднепровский, Подольский массивы) щитов Европейской платформы, а также Иенгрскому массиву Алданского щита Сибирской платформы.

Полосовые зоны линейных магнитных аномалий в пределах щитов рассмотренных древних платформ отвечают, с одной стороны, обширным протогеосинклиналям, а с другой — системам наложенных протерозойских геосинклинальных трогов. Очень широкие протогеосинклинальные системы линейных складчатых структур, выдержанные по простиранию на огромных площадях, отображаются грандиозными областями полосовых магнитных аномалий, не содержащих сколько-нибудь крупных участков мозаичных магнитных полей.

Одним из наиболее ярких примеров этого типа региональных магнитных полей служит Анабаро-Алданская система полосовых аномалий, которая в восточной половине Сибирской платформы определяет положение обширной верхнеархейско-нижнепротерозойской протогеосинклинали. Фрагменты последней выступают в пределах Алданского и Анабарского щитов (Павловский, 1964). Области подобного же полосового магнитного поля отвечает еще более грандиозная по своим размерам складчатая зона Черчилл Канадского щита.

Весьма своеобразные структуры геосинклинального типа, наложенные геосинклинальные троги нижнего протерозоя (Марков, 1962; Павловский, 1962), как правило, ярко отображаются линейными системами интенсивных магнитных максимумов и полосовых минимумов на фоне мозаичного магнитного поля древнего гранитизированного основания. Одной из наиболее хорошо изученных структур такого типа является нижнепротерозойский Лабрадорский геосинклинальный трог Канадского щита. Участвующие в его строении железорудные формации фиксируются весьма интенсивными линейными максимумами магнитного поля.

Очень сходны с нижнепротерозойскими геосинклинальными трогами Канадского щита шовные синклинории Украинского щита. Среди них наиболее интенсивными линейными магнитными максимумами отмечаются Криворожско-Кременчугский геосинклинальный трог, а также синклинории курской серии КМА. На Балтийском щите аналогичными структурными формами являются геосинклинальные прогибы ранних карелид (Кейвский) и наследующие их зеленокаменные прогибы поздних карелид (Печенгский, Имандра-Варзугский), которым соответствуют полосовые системы больших магнитных аномалий.

Наложенные геосинклинальные троги нижнего и среднего протерозоя характеризуются рядом специфических особенностей. В магнитном поле четко отображается несогласное, резко наложенное расположение этих зон геосинклинальных трогов по отношению к древнему гранитизированному основанию и их приуроченность к крупным глубинным разломам, рассекающим фундамент. Крупные изометричные блоки гранитизированного фундамента, ограничивающие наложенные геосинклинальные троги, обычно характеризуются пониженным мозаичным магнитным полем.

Два главных типа аномальных магнитных полей — с мозаичными аномалиями и с полосовыми системами линейных максимумов и минимумов — ярко отображают, таким образом, стиль складчатости основных структурных элементов фундамента дорифейских платформ — протоплатформенные гранитизированные нуклеарные массивы, с одной стороны, и линейные зоны структур геосилклинального типа — протогеосинклинали и наложенные троги, с другой (Павловский, 1962; Марков, 1962). Эпибайкальские зоны фундамента, располагающиеся по окраинам древних платформ северного ряда, резко отличаются от эпикарельских частей последних по характеру аномальных магнитных полей. В региональных особенностях магнитных полей областей байкалид ярко отображаются слагающие их мио- и эвгеосинклинальные зоны.

Миогеосинклинальным зонам байкалид соответствуют протяженные полосы региональных минимумов аномального магнитного поля (Тиман, Енисейский кряж, Западчое Прибайкалье п др.). Эвгеосинклинальные зоны байкалид в свою очередь также четко фиксируются полосовыми системами больших линейных максимумов магнитного поля (Восточное Прибайкалье, Восточный Саян, Большеземельская тундра и др.).

Сопряженные полосовые зоны региональных максимумов и минимумов аномального магнитного поля, образующие общие системы простираний и ярко отображающие стиль складчатости и особенности строения и состава рифейских мио- и эвгеосинклинальных зон, видимо, являются весьма характерными для байкалид рассмотренных платформ.

3. Анализ региональной геофизической характеристики складчатого докембрия рассмотренных древних платформ позволяет распространить выявленные закономерные соотношения определенного типа магнитных аномалий и тектонических комплексов докембрия в пределы их плит и. привлекая данные бурения и геохронодогических исследований, наметить основные черты внутреннего строения складчатого фундамента древних платформ северного ряда в целом. Тем самым создается возможность судить о характере геофизических полей структурных элементов фундамента, их пространственном размещении, простпрании и структурных соотношениях на общирных территориях, часто значительно превышающих размеры собственно щитов. Как правило, подобная экстраполяция и тектоническая интерпретация магнитных полей на основе широкого комплекса геолого-геофизических данных позволяет сделать ряд новых важных выводов о пространственных и временных закономерностях распространения разновозрастных складчатых комплексов фундамента рассмотренных древних платформ. Ярким примером может служить выявление в области Русской плиты Европейской платформы закономерностей распространения погребенных складчатых зон карелид, положение и простирание которых были предопределены расположением зон больших глубинных разломов, образующих на плагформе две большие системы: диагональную и ортогональную, прослеживающиеся от Балтийского и Украинского щитов вплоть до Урала. Таким образом, складчатые зоны карелид, спаявшие древние массивы и сформировавшие фундамент Русской плиты и щитов, характеризуются однотипным структурным планом в пределах всей Европейской платформы, что подчеркивает общность пространственных и временных закономерностей их развития.

Аналогично в пределах Сибирской платформы по данным аэромагнитной съемки устанавливаются площадное распространение и общие закономерности строения очень широкой Анабаро-Алданской протогеосинклинальной системы. Ес линейные складчатые структуры и отвечающие им магнитные аномалии выдержаны по простиранию на огромной площади всей восточной части платформы. Названная область полосовых магнитных аномалий отображает, таким образом, систему крупных прогибов (протогеосинклиналей), возникших, видимо, на еще негранитизированном базальтовом слое и представляющих первые в истории земной коры очень широкие системы линейных складчатых структур.

В области Северо-Американской плиты по материалам региональных геофизических исследований и бурения намечается ряд массивов и складчатых зон, продолжающих под платформенным чехлом основные структурные элементы Канадского щита. Это дает возможность значительно увереннее судить о пространственных закономерностях распространения складчатых комплексов докембрия.
4. Установление основных черт внутреннего строения фундамента и типов аномальных магнитных полей Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ весьма существенно для проблемы сравнительной тектоники древних платформ Земли.

Так, выделенные основные типы магнитных полей Европейской платформы достаточно четко отличаются по своему характеру от магнитных полей фундамента Сибирской платформы, что явно свидетельствует о значительных различиях в структуре и тектоническом развитии складчатого основания этих древних платформ.

Вероятно, одна из существенных особенностей Сибирской платформы заключается в том, что ее фундамент слагают весьма своеобразные крупные и однородные блоки земной коры (складчатые гранитизированные протогеосинклинальные комплексы Анабаро-Алданской системы и гранитизированные нуклеарные комплексы предполагаемого Тунгусского катархейского ядра), тогда как основание Европейской платформы не содержит подобных структурных элементов и отличается значительно более дифференцированным тектоническим строением. Это выразилось в том, что фундамент эпикарельской части Европейской платформы сложен целым рядом гетерогенных протоплатформенных массивов, спаянных зонами линейных наложенных геосинклинальных тротов Нижнего и среднего протерозоя.

В то же время, судя по сопоставлению региональных магнитных полей, Тунгусский массив фундамента Сибирской платформы является вероятным аналогом киватинского массива оз. Верхнего Канадского щита. При общем сходстве мозаичных магнитных аномалий тот и другой массивы характеризуются широтной ориентировкой зон повышенных и пониженных значений. Обращают на себя внимание и близкие размеры рассматриваемых структурных элементов земной коры. При этом если выделение предполагаемого Тунгусского ядра Сибирской платформы, так же как и другого возможного аналога — Прикаспийского массива Европейской платформы, основано в общем на региональных геофизических и лишь косвенных геологических данных, то зеленокаменное ядро массива оз. Верхнего на Канадском щите является одним из наиболее изученных примеров нуклеарных блоков земной коры (Павловский, 1962).

С другим крупнейшим структурным элементом Канадского щита зоной Черчилл, вероятно, может быть сопоставлена Анабаро-Алданская протогеосинклинальная система Сибирской платформы на основании большого сходства их полосовых магнитных полей, выдержанности простираний и размеров.

В то же время в целом зоны гудзонской складчатости Канадского щита (Лабрадорская, Пенокенская и др.) аналогичны карелидам Европейской платформы по возрасту консолидации, роли в формировании фундамента и, наконец, по пространственным и структурным соотношениям с архейскими массивами. Последнее особенно ярко выражается в том, что простирание и, вероятно, происхождение линейных складчатых зон карелид и гудзонид предопределяется расположением сходных диагональных и ортогональных систем планетарных глубинных разломов, прослеживающихся на общирных пространствах Северо-Американской и Европейской платформ. Таким образом, в особенностях строения складчатого основания Северо-Американской платформы как бы совмещаются основные черты тектоники фундамента Европейской и Сибирской платформ.

Вместе с тем на примере Европейской и Северо-Американской платформ очень ярко устанавливается важнейшая роль одновозрастных карельской и гудзонской складчатостей в формировании общирных гетерогенных эпикарельских частей древних платформ северного ряда. Как было подчеркнуто в последнее время М. В. Муратовым (1965а, 6, 1966), остовы древних платформ северного ряда состоят из обломков протоплатформ, спаянных нижнепротерозойскими складчатыми системами, наложенными на гранитизированный нуклеарный фундамент. Действительно, если карельская — гудзонская складчатость сыграла решающую роль в образовании значительных по площади и сложных платформ северных материков, то байкальская складчатость лишь наращивала их по периферии сравнительно узкими зонами (Тиман, Большеземельская тундра, западная и восточная ветви сибирских байкалид).

5. Анализ схем внутреннего строения фундамента трех рассмотренных платформ позволяет сделать ряд выводов о характере тектонического развития и структурных соотношениях крупных складчатых комплексов докембрия.

Обращает на себя внимание угловатость очертаний массивов фундамента, что явно свидетельствует о большой роли глубинных разломов в их ограничении. При этом, как правило, структурные простирания внутри архейских массивов резко срезаются более молодыми складчатыми зонами (карелидами, гудзонидами и т. д.). Это говорит о наложенном характере развития новообразованных линейных структур геосинклинального типа в зонах раздробления и растяжения земной коры.

Многочисленные примеры подобных структурных соотношений демонстрируют системы наложенных складчатых зон карелид на Европейской илатформе. между которыми заключены гетерогенные массивы гнейсов архея. На Сибирской плагформе отчетливо выявляется, что субширотные и мозаичные простирания аномалий Тунгусского блока резко ограничены столь же обширной Анабаро-Алданской системой полосовых магнитных аномалий северо-западного простирания. Убедительные геологические данные о резких «торцовых» сочленениях структурных простираний внутри архейских массивов со складчатыми гудзонскими зонами отмечаются и на Канадском щите. Несомненно, это говорит о наложенном характере развития новообразованных геосинклинальных трогов нижнего и среднего протерозоя.

Байкальские складчатые системы также обычно секут под большими углами простирания более древних структурных зон в составе фундамента докембрийских платформ северного ряда. Так, обширная Анабаро-Алданская протогеосинклинальная система фундамента Сибирской платформы особенно резко срезается на юге зоной байкалид Западного и Восточного Прибайкалья.

В свою очередь мозаичные и субширотные простирания Тунгусского массива ограничиваются на западе субмеридиональными простираниями западной ветви сибирских байкалид.

Следовательно, при заложении рифейских геосинклинальных систем края ранее сформировавшихся платформ несомненно обламывались, как это имело место и в более древние, и в последующие этапы. Анализ структурных взаимоотношений складчатых докембрийских комплексов фундамента Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ свидетельствует, таким образом, о большой роли процессов наложения более молодых геосинклинальных систем на древнее основание при формировании общей структуры земной коры в докембрии. При этом обнаруживается, что развитие геосинклинальных систем по глубинным разломам вкрест простирания более древних складчатых структур не является закономерностью, характерной только для начала байкальского этапа. Подобные пути тектонического развития, при ведущей роли горизонтальных движений, были весьма многочисленными как в докарельские, так и в послерифейские этапы. Они и обусловили широко распространенные торцовые сочленения складчатых систем, которые впервые были подмечены Н. С. Шатским. А. В. Пейве (1967) подчеркивает, что торцовые

сочленения являются важнейшей закономерностью строения земной коры и Земли в целом.

На примере древних платформ северного полушария, видимо, наиболее четко выступают основные закономерности формирования фундамента, заключающиеся в последовательном росте «гранитного» слоя земной коры в ходе геосинклинального развития архейских и протерозойских систем и его сложного латерального перераспределения в пространстве в процессе деформаций, связанных с тангенциальными движениями (Кропоткин, 1967; Пейве, 1967).

6. В настоящее время все более подкрепляются представления о существовании некоторой зависимости структуры платформенного чехла от особенностей внутреннего строения фундамента докембрийских платформ.

В пределах Европейской платформы очень ярко выявляется приуроченность древних рифейских платформенных прогибов к линейным складчатым зонам карелид, положение и простирание которых тоже предопределено пространственным расположением зон больших глубинных разломов. Однако на Русской плите в целом не существует постоянных п однозначных соотношений между внутренним строением фундамента и структурой платформенного чехла. Обращают также на себя внимание некоторые принципиальные отличия тектоники чехла северо-восточного внешнего угла Европейской платформы, обладающего байкальским фундаментом, от ее основного эпикарельского блока при общем сходстве их платформенных деформаций.

Аналогичные факты о приуроченности некоторых линейных прогибов чехла к гудзонским складчатым зонам фундамента отмечаются в последнее время и для Северо-Американской платформы (Stockwell, 1965; Rudman a. o., 1965), хотя соотношения структуры чехла и оспования и здесь также далеко не однозначны.

Таким образом, пространственное размещение грабенообразных прогибов. предопределивших начальные очертания синеклиз чехла древних платформ, не было случайным; оно закономерно подчинено простираниям крупных систем глубинных разломов, рассекавших фундамент древних платформ на отдельные глыбы. Очертания и форма этих глыб и пространственные закономерности их внутренней структуры зависят от расположения разломов, предопределивших явления унаследованного развития и зависимость структуры платформенного чехла от особенностей внутреннего строения фундамента. Глубинные разломы, ограничивающие отдельные глыбы фундамента, четко отображаются в региональных геофизических полях, а также в платформенном чехле в виде систем вадов. Следовательно, положение и простирание валов в комплексе с геофизическими данными и бурением может быть использовано для определения точных границ складчатых зон и массивов фундамента. Поэтому изучение внутреннего строения складчатого фундамента древних платформ весьма важно для познания тектоники их осадочного чехла и решения проблемы о соотношении глубинной и поверхностной структур древних платформ.

Часть III

СТРУКТУРНЫЕ ФОРМЫ ПОВЕРХНОСТИ ФУНДАМЕНТА ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ АФРИКАНСКО-АРАВИЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

(в связи с вопросами нефтегазоносности платформенного чехла)

Глава Ц.

ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

общие сведения

Изображение рельефа современной поверхности фундамента платформенных территорий признано сейчас необходимым при составлении тектонических карт крупных структурных единиц Земли. Оно нашло отражение на Тектонической карте СССР и сопредельных стран (1957), на Международной тектонической карте Европы (1964), на Тектонической карте Евразии (1966). Действительно, поверхность фундамента — это одна из важнейших качественных границ в разрезе земной коры, которая служит основным опорным горизонтом для многих методов разведочной геофизики. По рельефу современной поверхности фундамента можно судить о мощности платформенного чехла, которая является важным параметром при оценке перспектив нефтегазоносности как хорошо изученных, так и особенно малоисследованных территорий.

Карта современного рельефа поверхности фундамента — это также важное средство для решения ряда теоретических и генстических вопросов тектоники и практических вопросов нефтяной геологии. Такая карта позволяет выяснить:

a) взаимосвязь между рельефом повсрхности фундамента и строением земной коры в целом;

б) взаимосвязь между рельефом поверхности фундамента и его внутренним строением;

в) генетические связи между структурами поверхности фундамента и структурами платформенного чехла;

г) закономерности локализации месторождений нефти и газа в зависимости от структур поверхности фундамента, в частности от наличия разломов и флексурно-сбросовых зон в фундаменте.

Карты рельефа поверхности фундамента Европейской платформы неоднократно составлялись различными исследователями по геологическим и, частично, геофизическим данным. В 1952—1958 гг. Э. Э. Фотиади (1958) составил такую карту в масштабе 1:5000000, причем кроме данных бурения использовал результаты расчетов глубин до фундамента по гравиметрическим и магнитометрическим данным, а также результаты других геофизических методов.

В дальнейшем, на основании геологических и геофизических материалов, имевшихся к 1965 г., карта рельефа поверхности фундамента Европейской платформы масштаба 1:2500000 была составлена коллективом исследователей под редакцией Н. В. Неволина. Ее переработанный и уточненный вариант был представлен на XXIII сессию Международного геологического конгресса (Неволин и др., 1968).

При работе над картой современного рельефа фундамента Европейской платформы нами были учтены литературные и фондовые материалы, имевшиеся к началу 1969 г., из которых заимствовались данные бурения глубоких скважин, сейсмические профили и точечные зонливования, полученные корреляционным методом преломленных волн (КМПВ) и методом отраженных волн (МОВ), профили глубинного сейсмозондирования (ГСЗ), электроразведочные профили и точечные зондирования методами теллурических токов (TT), становления поля (СП), магнитотеллургического зондирования (МТЗ) и профилирования (МТП), расчетные глубины до кровли магнитовозмущающих масс, отождествляемые с поверхностью фундамента, и расчетные глубины по гравиметрическим данным. Были также использованы результаты собственных полевых геологических исследований, проведенных в 1964-1969 гг. в северных (Юго-Восточное Притиманье), восточных (Приуралье, Поволжье), западных (Карелия, Прибалтика, Белоруссия, Украина) и южных (Западное Предкавказье) районах Европейской части СССР.

Прежде чем перейти к описанию структурных форм поверхности фундамента, отметим, что методика составления карты поверхности фундамента не отличалась от общепринятой. Границы Европейской платформы нами приняты близкими к таковым на Тектонической карте Евразии (1966).

Таблица 2

Порядок структур	Типы структур				
	отрицательные		положительные		
	линейные	изометричные	линейные	изометричные	
Региональный	Погруженная зона		Приподнятая зона		
Надпорядковый	Депрессия		Обширное поднятие (мегаподнятие)		
Первый	Прогиб		Выступ		
Второй	Впадина	Желоб	По	днятие	
Третий	Локальный прогиб		Локальный выступ		
	Ров	Котловина	I	ряда	
Четвертый	Локальная впадина		Локальное поднятие		

Структурные формы поверхности фундамента

П р и м е ч а н и е. Термины моноклиналь, седловина, вершина, ступень, грабен, горст, структурный нос и некоторые другие сохраняются в качестве терминов свободного пользования и могут относиться к структурам разного порядка в зависимости от соотношения с окружающими структурами.

На карте изогипс поверхности фундамента показаны отметки (от уровня моря) поверхности размыва докембрийских (архей, протерозой) метаморфизованных и изверженных комплексов, включая складчатые комплексы байкальского цикла, состоящие из дислоцированных отложений верхнего протерозоя (рифея).

В тех случаях, когда протерозойские отложения почти не испытали складчатости и метаморфизма и по существу должны быть отнесены к нижнему структурному этажу платформенного чехла (иотнийские толщи Южной Карелии и др.) из-за неясности контуров распространения и мощностей этих толщ, на карте показаны изолинии поверхности докембрия, проходящей над ними.

При выделении структур различных порядков мы руководствовались в основном морфологическими особенностями структур и их соподчиненностью, как это принято, например, при описании форм топографического рельефа в геоморфологии. При этом лишь ограниченно применялись те названия, которые обычно используются при описании структур чехла. Система принятых названий приведена в табл. 2. Арабскими и римскими цифрами (в скобках) в тексте указаны номера структур, отмеченных на карте.

По сравнению с опубликованными картами подобного рода на предлагаемой карте (рис. 29, см. вкладку в конце книги) выделены некоторые новые структуры, а также уточнены и детализированы контуры ряда ранее известных структур первого и второго порядков (особенно в северных, центральных и восточных районах Русской плиты). Новые названия для ранее выделенных структур даны в тех случаях, когда в связи с уточнением положения прежнее географическое название оказывалось неудачным.

ОПИСАНИЕ СТРУКТУР ПОВЕРХНОСТИ ФУНДАМЕНТА

Территория Европейской платформы отчетливо разделяется на две основные зоны: Западную приподнятую и Восточную погруженную. В Западной зоне выделяются: Балтийское (Фенно-Скандинавское) и Украинско-Воронежское мегаподнятия и Западная депрессия. В Восточной зоне различаются: Волго-Уральское погребенное мегаподнятие, Северная, Печорская и Прикаспийская депрессии.

Ниже приводится описание составленной карты рельефа фундамента по перечисленным региональным структурам (переходя от одной из них к другой с запада на восток и с севера на юг). Для районов, хорошо изученных и не раз охарактеризованных в литературе, оно является кратким, а для менее исследованных территорий, по которым в последнее время появились новые, в основном геофизические данные, — более подробным.

Западная приподнятая зона

Балтийское (Фенно-Скандинавское) мегаподнятие занимает по площади весьма значительную часть Европейской платформы. В его пределах породы фундамента выходят на поверхность или перекрыты незначительным чехлом рыхлых четвертичных (главным образом ледниковых) отложений.

В связи со сравнительно мелким масштабом карты и слабой расчлененностью рельефа поверхности фундамента многие детали последнего отразить не удалось. Склоны Балтийского мегаподнятия, особенно восточный, довольно изрезаны. Это выяснилось после проведения аэромагнитных съемок (Гафаров, 1963а; Зандер и др., 1967). В соответствии с этими материалами в пределах восточного склона Балтийского мегаподнятия с севера на юг обособляются: Койнасский (1), Архангельский (11), Онего-Вагский (2) и Пестовский (3) локальные выступы, разделенные Мудьюгским (9), Онего-Двинским (10) и Воже-Лачским (14) локальными прогибами. Следует отметить, что Мудьюгский и Онего-Двинский локальные прогибы с юго-запада ограничены разломами северозападного простирания. На северо-западе к Мудьюгскому локальному прогибу кулисообразно присоединяются Беломорский локальный прогиб (12) и Кандалакшский грабен (13). Оба эти грабенообразных прогиба по положению и простиранию совпадают со структурным швом между Мезенско-Вычегодской зоной карелид и Северо-Двинским архейским массивом (Гафаров, 1963). Заложение этих прогибов, видимо, относится к среднему протерозою, если учитывать согласованность пх простирания с внутренней структурой фундамента и наличие выходов протерозойских пород на северо-восточном берегу Кандалакшской губы. Погребенные склоны Койнасского и Онего-Вагского локальных выступов протягиваются далеко на юго-восток в глубь Русской плиты, образуя участки приподнятого залегания фундамента, соединяющие Балтийское и Волго-Уральское мегаподнятия. Субмеридиональное простирание Воже-Лачского локального прогиба также согласуется с простирание Воже-Лачского локального прогиба также согласуется с простиранием структур фундамента. Вероятно, что по времени заложения он, так же как Беломорский и Кандалакшский прогибы, является среднепротерозойским. Пестовский локальный выступ вдается в глубь Среднерусской впадины, разделяя Валдайский желоб и Воже-Лачский локальный прогиб (14).

Южный склон Балтийского мегаподнятия характеризуется пологим наклоном¹ поверхности фундамента к югу. Здесь, в пределах Ленинградской области, Эстонской и Латвийской ССР фундамент вскрыт многочисленными скважинами на отметках 150—600 м². Далее к югу погружение фундамента до отметок 750—1000 м становится более крутым.

Южный склон Балтийского мегаподнятия осложнен Локновским локальным выступом (4), отделенным от Латвийской седловины (11) зоной разлома. Амплитуда разлома по поверхности фундамента на отдельных участках, по данным точечных зондирований КМПВ (Кирейчев, 1963), превышает 500 м. Эта крупная зона разломов фундамента, состоящая из нескольких кулисообразных отрезков, протягивается далеко на запад, к Риге и Лиепае.

Западная депрессия в пределах рассматриваемой территории представлена Прибалтийской впадиной (I). Центральная, наиболее погруженная часть последней располагается на территории Польши, а также в польских водах южной части Балтийского моря. Восточный борт ее намечается в пределах Калининградской области и в республиках Советской Прибалтики. На территориях, относящихся к СССР, проведен довольно большой комплекс сейсморазведочных работ, в основном методом точечных зондпрований КМПВ (Кирейчев, 1963, и др.) и электроразведочных работ (Войтылова и др., 1966), увязанных с данными немногочисленных скважин. По этим материалам северный склон Балтийской впадины довольно пологий (наклон 10 м/км). Более крутым является ее юго-западный склон (20-30 м/км), осложненный разломом, совпадаюшим с тем структурным швом во внутренней структуре фундамента. который разделяет Поморский и Мазовецкий массивы (Гафаров, 1963; Зандер и др., 1967). В восточной части акватории Балтийского моря морской сейсморазведкой установлено сложное строение поверхности фундамента (Эфендиева, 1967).

Восточный склон Прибалтийской впадины осложнен Брестским локальным прогибом (5). Южный борт последнего является более крутым (наклон 30—40 м/км) и на границе с Ратновским локальным поднятием³ рассечен разломом фундамента. При проведении нефтепоисковых работ одна из скважин (Ротайчицы) вскрыла здесь фундамент на отметке 1475 м.

Еще одним локальным прогибом на западе Европейском платформы является Львовский (6). По результатам сейсмических работ КМПВ

¹ Пологим мы условно называем наклон поверхности фундамента в среднем менее 10 м/км (т. е. 0,5°), крутым — более значительный, превышающий 40 м/км (2°).

² В дальпейшем в тех случаях, когда это не оговорено особо, приведены абсолютные отметки ниже уровня моря.

³ Эта и ряд других структур третьего и четвертого порядков не обозначены на схематической карте, приведенной в монографии (см. рис. 29), но их контуры отчетливо проступают.

(Доленко и др., 1967; Хижняков, Сандлер, 1968; Ярош и др., 1966), в его наиболее погруженной части отметки до поверхности фундамента превышают 5—6 км. Восточный борт Львовского локального прогиба крутой, с наклоном поверхности фундамента в среднем 50—60 м/км. Украинско-Воронежское мегаподнятие рассечено весьма глубоккм и протяженным Припятско-Днепровско-Донецким прогибом. В северо-западной части этого мегаподнятия обособляется Белорусско-Литовское поднятие.

По буровым и геофизическим данным, абсолютная глубина залегания фундамента в его пределах не превышает 500 м (Богомолов, 1968, и др.), причем наиболее приподнятой является его юго-восточная часть, где поверхность фундамента залегает выше уровня моря и вскрыта целым рядом скважин (+68 м — Бобовня, + 25 м — Жуховицы и др.).

От Белоруско-Литовского поднятия на запад в пределы Западной депрессии отходит Пижский структурный нос (7), который разделяет Прибалтийскую впадину (1) и Брестский локальный прогиб (5). Абсолютная глубина до поверхности фундамента на этом выступе у границ с Польшей не превышает $200-250 \ m$ ($200 \ m$ — Глебовицы, $220 \ m$ — Гродно и др.). Далее к западу на склоне Пижского структурного носа поверхность фундамента полого погружается — от 250 до 2000 m на расстоянии свыше $100 \ \kappa m$ (Зноско, 1964). Относительно более крутыми являются северный (переход к борту Прибалтийской впадины) и южный (переход к борту Брестского локального прогиба) склоны Пижского носа.

На восточном склоне Белорусско-Литовского поднятия погружение фундамента к Оршанскому локальному прогибу (8) является очень пологим — от 500 до 1000 *м* на расстоянии 125 *км*. От наиболее приподнятой юго-восточной части Белорусско-Литовского поднятия к востоку отходит Бобруйский структурный нос, отделяющий южную центроклиналь Оршанского локального прогиба от Припятской впадины (IV) Припятско-Днепровско-Донецкого прогиба. На восточном продолжении Бобруйского структурного носа расположена Жлобинская седловина (VI), которая на востоке соединяет Белорусско-Литовское поднятие с Воронежским выступом, а на юге через Брагинский горст (V) — с Украинским выступом. На северном склоне Белорусско-Литовского поднятия обособляется Латвийская седловина (II), которая через Локновский локальный выступ (4) связывает это поднятие с Балтийским мегаподнятием. Глубина залегания поверхности фундамента в пределах Латвийской седловины равна 750—1000 *м*.

На южном склоне Белорусско-Литовского поднятия, в пределах Пинской седловины (III), связывающей это поднятие с северо-западным окончанием Украинского выступа и отделяющей Припятскую впадину (IV) на востоке от Брестского локального прогиба (5) на западе, отметки залегания фундамента составляют 250—500 м (318 м в Пинске).

К западу от Пинской седловины отходит Ратновское локальное поднятие, которое разделяет Брестский (5) и Львовский (6) локальные прогибы. На восток от Пинской седловины в пределы Припятской впадины вдается Микашевичский структурный нос.

В центральной части Украинского выступа, совпадающей с Украинским щитом, докембрийский фундамент обнажен на значительной территории, причем отметки его поверхности лежат здесь в пределах первых сотен метров выше уровня моря. В связи с редким сечением изогипс детали рельефа фундамента этой части Украинского выступа не нашли отражения на нашей карте, но они освещены в работе В. Г. Бондарчука и др. (1959).

На западном склоне Украинского выступа, судя по данным редких скважин и сейсмических профилей КМПВ (Ярош и др., 1966), фундамент полого погружается до отметок 500—1000 м ниже уровня моря. Затем его погружение становится более крутым, причем западнее изогипсы 2000 м намечается флексурный перегиб.

На юго-западном и южном склонах Украинского выступа по редким скважинам, вскрывшим фундамент, и геофизическим данным (Лапкин, Томашунас, 1966; Ермаков, 1967) также фиксируется постепенное погружение поверхности фундамента до абсолютных глубин 2—3 км вблизи зоны глубинного разлома, по которому Европейская платформа граничит с альпийской складчатой областью Карпат и Скифской эпигерцинской платформой юга СССР (Авербух, 1969; Кононов и др., 1967; Семененко и др., 1964; Феликс, Медведев, 1969).

Субмеридиональные глубинные разломы, которые проходят приблизительно через Одессу, Кривой Рог и Мелитополь, протягиваются через весь Украинский массив и уходят на север, в пределы Днепровско-Донецкой впадины (Ермаков, 1967; Чекунов, 1966). Эти древние разломы не сказываются существенно на рельефе поверхности фундамента (за исключением Орехово-Павлоградского). На юго-восточном периклинальном окончании Украинского выступа обособляется Ростовское локальное поднятие.

На севере и северо-востоке Украинский выступ граничит с Припятско-Днепровско-Донецким прогибом. На северо-восточном склоне выступа поверхность фундамента, судя по многочисленным скважинам и сейсмопрофилям КМПВ, при переходе к Днепровско-Донецкой впадине (VII) погружается до отметок 500 м. Это погружение на северо-западе пологое, на юго-востоке — более крутое. Далее к юго-востоку склон Украинского выступа полностью редуцируется, и от юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины и области сочленения с Донбассом он отделен зоной разломов фундамента, амплитуда которых превышает 2 км.

Структура поверхности фундамента Припятско-Днепровско-Донецкого прогиба рассмотрена в целом ряде опубликованных работ (Бондарчук и др., 1959; Андреева, Чирвинская, 1961). Склоны этого прогиба осложнены системой глубинных разломов, рассекающих земную кору и уходящих в верхнюю мантию (Семененко и др., 1964). В составе прогиба выделяются Припятская (IV) и Днепровско-Донецкая впадины (VII), разделенные Брагинским горстом (V), контуры которого стали вырисовываться яснее после проведения продольного сейсмического профиля КМПВ Любеч — Сребное — Распашное (Макаревич, Пушкарева, 1968). Упомянутые впадины различаются по глубинному строению и истории геологического развития.

Припятская впадина является одним из новых перспективных нефтегазоносных районов Русской плиты, поэтому в последнее время в ее пределах в большом объеме были проведены геофизические работы и глубокое бурение. Это позволило выяснить многие мелкие детали строения поверхности ее фундамента (Айзберг и др., 1967; Бондаренко, 1967).

С севера Припятская впадина отделена глубинным разломом (с амплитудой по фундаменту до 3 км и более) от Бобруйского структурного носа и Жлобинской седловины. Этот разлом трассируется по гравитационной ступени и подтвержден результатами сейсмических и буровых работ. Так, скважиной Лучки фундамент вскрыт на отметке 396 м, в нескольких километрах южнее, Глусской скв. Р-1 — на отметко 2488 м, а на Первомайской площади — на отметке 3256 м.

С юга Припятская впадина отделена от Украинского выступа также глубинным разломом, который выражен по фундаменту уступом с амплитудой до 3 км и более. Так, например, несколько севернее краевого разлома, на Восточно-Выступовичской площади скв. Р-1 на глубине 3001 м не достигла фундамента и была остановлена в межсолевых отложениях верхнего девона. В гравитационном поле этому разлому отвечает резкая ступень. Разломы по бортам Припятской впадины на востоке соединяются с разломами, ограничивающими осевой грабен Днепровско-Донецкой впадины с юго-запада и северо-востока.

Системой разломов субширотного простирания фундамент Припятской впадины разделен на ряд продольных блоков. При этом в краевых блоках поверхность фундамента наклонена не к центральной части впадины, а в обратную сторону, к ограничивающим краевым разломам. По данным сейсморазведки КМПВ и глубокого бурения, амплитуды продольных разломов достигают несколько сотен метров. В гравитационном поле эти разломы выражены ступенями, а в платформенном чехле к ним приурочены цепочки локальных структур.

В пределах Днепровско-Донецкой впадины за последние годы также был проведен большой комплекс геолого-геофизических исследований. Вкрест простирания впадины с севера на юг пройдено шесть профилей ГСЗ в комплексе с профилями КМПВ. Кроме того, в северо-западной части впадины был отработан еще ряд профилей не только вкрест простирания, но и по ее простиранию. Результаты этих исследований вместе с данными глубокого бурения позволяют значительно детализировать строение рельефа поверхности фундамента Днепровско-Донецкой впадины, особенно ее северо-западной части (Хныкин, 1968; Чирвинская и др., 1968).

В Днепровско-Донецкой впадине выделяются юго-западный п северовосточный борта и осевой грабен, отделенный от бортов глубинными разломами. Последние, по данным ГСЗ, рассекают всю земную кору и уходят в верхнюю мантию (Соллогуб, 1966). Эти разломы не протягиваются непрерывно вдоль всего грабена, а состоят из ряда кулисообразно расположенных отрезков, причем часто они выражены не единичным крупным сбросом, а серией эшелонированных сбросов с небольшой амплитудой смещения по поверхности фундамента. Это четко проявляется в тех случаях, когда в осевом грабене к краевому разлому примыкают сравнительно приподнятые участки фундамента (что особенно характерно для юго-западного шва в северо-западной части впадины).

В хорошо изученной северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины (к западу от сейсмического профиля КМПВ Пирятин — Талалаевка) в рельефе поверхносии фундамента намечаются многочисленные мелкие блоки, отметки залегания которых колеблются от 3 до 6 км, но в общем возрастают к юго-востоку. При этом максимальное погружение фундамента отмечено не вблизи геометрической оси впадины, а ближе к ограничивающему ее с юга-запада краевому разлому (Скоренецкая и Нежинская локальные впадины). Другая глубоко погруженная часть Днепровско-Донецкой впадины (Холмско-Красиловская локальная впадина) протягивается вдоль северо-восточного краевого разлома, примыкая к нему. Эти погруженные части Днепровско-Донецкой впадины разделены Брусиловско-Кошелевским локальным поднятием, которое протягивается в северо-западном направлении почти вдоль осевой части впадины. Поверхность фундамента в его пределах вскрыта несколькими скважинами на отметках менее 3 км.

Юго-восточнее, в средней части Днепровско-Донецкой впадины, между сейсмическими профилями КМПВ Пирятин — Талалаевка и Царичанка — Богодухов, отметки залегания поверхности отдельных блоков фундамента в общем увеличиваются от 6 до 10—11 км ниже уровня моря. В наиболее погруженной части впадины, совпадающей здесь с ее геометрической осью, обособляются Сребненская, Лютеньская, Солоховская и Чутовская локальные впадины. Две другие системы погруженных блоков протягиваются параллельно оси Днепровско-Донецкой впадины, примыкая к ее краевым разломам. От осевой погруженной зоны впадины они отделены цепочкой относительно приподнятых блоков, параллельных этой зоне. Мелкий масштаб карты, к сожалению, не позволяет изобразить многие интересные детали рельефа фундамента в этой части Днепровско-Донецкой впадины.

К юго-востоку от сейсмического профиля КМПВ Царичанка — Богодухов отмечается дальнейшее погружение поверхности фундамента по мере приближения к Донбассу. Региональный сейсмический профиль КМПВ Кураховка — Константиновка — Ровеньки показал, что в крайней юговосточной осевой части Днепровско-Донецкой впадины отметки поверхности фундамента достигают 16—17 км (в Дружковской локальной впадине).

К краевым разломам центрального грабена примыкают чередующиеся приподнятые и погруженные блоки фундамента.

Таким образом, в результате большого объема сейсморазведочных п буровых работ в общих чертах подтвердились прежние представления о том, что в Днепровско-Донецкой впадине глубина залегания фундамента возрастает к юго-востоку. Выяснилось, что помимо продольных, северо-западных нарушений, ее структура осложнена поперечными, субмеридиональными разломами фундамента и определенными ими горстами (Андреева, Чирвинская, 1961). Закономерного увеличения глубины залегания поверхности фундамента от краевых разломов к оси впадины не наблюдается. В рельефе поверхности ее фундамента выделяются отдельные мелкие приподнятые и погруженные блоки, располагающиеся в виде цепочек или кулисообразно. Морфология и амплитуда краевых разломов центрального грабена изменяется по простиранию, но при этом северовосточный сброс выражен более резко (обычно одним уступом с амплитудой в несколько километров).

К северо-востоку от Припятско-Днепровско-Донецкого прогиба располагается Воронежский выступ, в центральной части которого абсолютные глубины поверхности фундамента колеблются от +50 до -500 м. Редкое сечение изогипс и мелкий масштаб нашей карты не позволяют выделить ряд деталей рельефа фундамента в этой части выступа, хотя многочисленные скважины, пробуренные до фундамента, дают необходимые для таких построений материалы.

На юго-западном склоне Воронежского выступа поверхность фундамента с уклоном $20-30 \ m/\kappa m$ погружается к Днепровско-Донецкой впадине (Терентьев, 1967). На восточном склоне Воронежского выступа пологое вначале погружение поверхности фундамента (до глубины 0,5- $1 \ \kappa m$) становится далее, по мере приближения к западному борту Прикаспийской депрессии более крутым и, вероятно, осложняется разломами. На далеком восточном погружении Воронежского выступа намечается Уметовский локальный прогиб (37) с глубинами залегания поверхности фундамента свыше 8 κm (по данным сейсморазведки КМПВ), а также Дубовское локальное поднятие с отметками поверхности фундамента менее 4 κm и Чирский структурный нос. Последний находится на крайнем юго-восточном погружении Воронежского выступа и образовался в результате срезания его поверхности крупными разломами-уступами, ограничивающими западный борт Прикаспийской депрессии и северовосточный склон вала Карпинского.

Региональный Заволжский уступ, по которому фундамент резко погружается в пределы Прикаспийской депрессии от отметок 5—6 до 8— 10 км, проходит по левой стороне долины Волги. На всем протяжении ему отвечает резко выраженная гравитационная ступень.

Северо-восточный склон Воронежского выступа несравненно более пологий (Ананьин, 1968). На юго-западном борту Рязано-Саратовского прогиба поверхность фундамента полого, с уклоном 7—12 м/км погружается от 500 до 1500 м. При переходе к борту Рязано-Саратовского прогиба отмечен флексурный перегиб. Северный склон Воронежского выступа срезан зоной крупных разломов, которые намечаются по данным аэромагнитной съемки и протягиваются в широтном направлении от Москвы к Вязьме и далее к западу, отделяя Воронежский выступ от южного борта Северной депрессии. Как и в Подмосковье, к этой зоне разломов могут быть приурочены узкие неглубокие грабенообразные прогибы древнего заложения.

На западном склоне Воронежского выступа поверхность фундамента плавно погружается к Оршанскому локальному прогибу (8), который отделяет этот выступ ст Белорусско-Литовского поднятия. Между восточным бортом Оршанского локального прогиба и системой разломов, ограничивающих с севера Воронежский выступ, обособляется Ельнинский структурный нос. Западная периклиналь Воронежского выступа осложнена неглубоким Клинцовским грабеном, выполненным отложениями рифея.

В центральной части Оршанского локального прогиба, по данным электроразведки МТЗ и МТП (Войтылова и др., 1966; Горелик, 1966б), абсолютные отметки залегания поверхности фундамента лишь немного превышают 1250 м. На восточном склоне этого прогиба, в Смоленске фундамент вскрыт скважинами на отметках, близких к 1000 м ниже уровня моря, а на южном периклинальном окончании прогиба, у Могилева — на отметке 1140 м. Оршанский локальный прогиб на севере небольшой Великолукской седловиной отделен от Валдайского желоба.

Восточная погруженная зона

Северная депрессия расположена на севере Русской плиты. Наиболее погруженной является ее южная часть, которую мы выделяем под названием Среднерусской впадины. Прежнее название этой структуры — Московская — представляется нам неудачным, так как геофизические и буровые работы последних лет показали, что наиболее глубокая по поверхности фундамента центральная часть этой впадины расположена в 400 км северо-восточнее Москвы, в районе городов Рослятино, Солигалича, Галича (Гордасников, Троицкий, 1966; Островский, 1968). Москва же находится на ее самом южном краю, над Московской зоной разломов, которые отделяют Среднерусскую впадину от Воронежского выступа и Окско-Клязьминского локального выступа (19). Эта крупнейшая зона разломов, по данным магнитометрии, протягивается не только вдоль южного, но и вдоль восточного края Среднерусской впадины. Результаты электро- и сейсморазведочных работ к юго-западу и югу от Москвы выявили приуроченные к этой зоне разломов Боголюбский, Рузско-Гжатский и Павлово-Посадский (Подмосковный) грабены. Скважина в Павлово-Посаде не достигла фундамента и при забое ниже 4000 м была остановлена в рифейских отложениях. Таким образом, эта зона разломов активно проявлялась уже в рифее. Следует отметить, что Коверинский горст (где несколько скважин вскрыли фундамент на глубине 200-500 м) и зона Коверинских дислокаций приурочены к восточному продолжению Московской зоны разломов, разделяющей, по данным Р.А. Гафарова (1963б), а также В. Н. Зандера и др. (1967), разновозрастные блоки фундамента.

Южный склон Среднерусской впадины, по данным электроразведки методами ТТ и зондирования становления поля (ЗСП), а также точечных зондирований КМПВ, увязанных с сейсмическими профилями КМПВ и единичными глубокими скважинами, является пологим и слабо расчлененным.

В центральной части Среднерусской впадины по изогипсе 3 км вырисовывается овальная котловина. Сейсморазведка КМПВ показала, что она осложнена несколькими кулисообразно расположенными мелкими грабенообразными локальными прогибами и горстами северо-восточного простирания. Наибольшие глубины до поверхности фундамента, достигающие 4,2 км, зафиксированы в Рослятинском грабене.

Восточный борт Среднерусской впадины, еще очень слабо изученный, от склонов Котельнического поднятия полого погружается к западу.

С севера Среднерусская впадина ограничена Сухонской седловиной (VIII), выделенной по результатам аэромагнитной съемки. Она находится на юго-восточном продолжении Онего-Вагского локального выступа и связывает Балтийское мегаподнятие с Волго-Уральским погребенным мегаподнятием.

Северо-западный и западный склоны Среднерусской впадины сильно изрезаны. Здесь обособляются Воже-Лачский локальный прогиб (14) субмеридионального простирания и Порецко-Пошехонский локальный прогиб (17) субширотного простирания (Хавин, 1968).

В грабенообразных локальных прогибах центральной части Среднерусской впадины (Рослятинском, Солигаличском, Галичском и др.) в основании платформенного чехла вскрыты верхнерифейские отложения. На некоторых участках Среднерусской впадины (Любимское и Рыбинское локальные поднятия, северный склон впадины) наблюдаются значительные расхождения в оценке отметок залегания поверхности фундамента по данным КМПВ, с одной стороны, и магнито- и электроразведки, с другой. Это, вероятно, объясняется не экспериментальными или методическими погрешностями, а появлением под вендскими или верхнерифейскими отложениями платформенного чехла еще одной древней толщи. Так, в Рыбинской скв. 2 в интервале 2589—2813 м вскрыты доломитизированные мраморы с прослоями кварцитов, с признаками эпидотамфиболитовой фации метаморфизма. В. В. Кирсанов (1968) и Л. Ф. Солонцов и др. (1968) выделили эти отложения под названием рыбинской свиты и сопоставили их с верхней частью разреза ятулия Карелии. Пока нет возможности ни достаточно достоверно оконтурить площади развития этих древних пород, ни определить их мощность, да и структурное положение их остается неопределенным. Поэтому на нашей карте эти отложения условно включены в состав фундамента, а изогипсы проведены по их кровле.

На юго-западной периклинали Северной депрессии обособляется Валдайский желоб, отделенный от Среднерусской впадины Нелидово-Бежецким выступом (15). Данные электроразведки (Войтылова и др., 1966) и сейсморазведки ТЗ КМПВ (А. С. Самбуров) показали, что в средней части Валдайский желоб имеет северо-восточную ориентировку, а на юге и севере приобретает субмеридиональную. На юге Валдайский желоб неширокой седловиной отделен от Оршанского локального прогиба, а на севере, в своей наиболее глубокой части, ограничен Пестовским локальным выступом. К востоку от Валдайского желоба ответвляется узкий приразломный Бологойский локальный прогиб, который далее к востоку соединяется с Порецко-Пошехонским локальным прогибом (17). К юговостоку от Валдайского желоба в пределы Нелидово-Бежецкого локального выступа (15) также вдается локальный Кувшиновский (Фировский) локальный прогиб. Вероятно, эти локальные прогибы связаны с системой разломов северо-восточного и северо-западного простираний и формировались в рифейское время.

Таким образом, рифейские грабенообразные прогибы, простирание которых тесно связано с внутренней структурой фундамента, протягиваются по северо-западному и южному краям Среднерусской впадины. Центральная часть Среднерусской впадины также осложнена несколькими рифейскими грабенообразными прогибами. Попытка же объединения ряда таких прогибов (начиная от Валдайского, или Крестцовского, желоба на западе и кончая Рослятинским локальным прогибом на северо-востоке, отличающихся по возрасту, структурному положению и простиранию) в единый Среднерусский авлакоген, которому к тому же отводится роль стержневой структуры Московской синеклизы (Гордасников, Троицкий, 1966), представляется неудачной.

Другая часть Северной депрессии — Мезенская впадина, расположенная к северу от Сухонской седловины, пока еще слабо изучена. О рельефе поверхности ее фундамента приходится судить в основном по результатам пересчетов магнитных полей (Гафаров, 1963а; Зандер и др., 1967), единичным сейсмическим профилям КМПВ, ТЗ КМПВ и профилям электроразведки. Данные о структуре поверхности фундамента и платформенного чехла Мезенской впадины нашли отражение в работах А. А. Иванова (1968), М. С. Шлейфера и Ф. Ф. Шереметьева (1968).

Локальные выступы и прогибы, осложняющие восточный склон Балтийского мегаподнятия, по простиранию постепенно погружаются на юговосток в пределы Мезенской впадины. Ее юго-западный пологий склон осложнен рядом локальных впадин и поднятий северо-восточного и субмеридионального простираний. В центральной части Мезенской впадины сейсморазведочными работами методом КМПВ по профилям Усть-Пинега — Лешуконское — Бурдуй и Мезень — Сафоново — Тиман (по р. Пеза) выявлен Лешуконский докальный прогиб, который на северо-востоке отделяется от Притиманского прогиба несколькими кулисообразно расположенными локальными выступами и поднятиями. Сейсморазведочные работы позволили достаточно уверенно определить характер сочленения карельского фундамента восточной части Мезенской впадины с рифейским фундаментом Тимана, которое происходит по разломам типа взбросов или крутых надвигов. Наконец, по данным сейсморазведки можно предполагать наличие рифейских отложений в низах платформенного чехла восточной, притиманской части Мезенской впадины.

Волго-Уральское погребенное мегаподнятие является сложным, причем в его пределах на севере выделяются Котельническое и Пермское поднятие, а на юге — Токмовское и Татарское. В целом же для него характерно не только общее погружение к востоку (к Среднеприуральскому и Южно-Приуральскому прогибам) и к югу (к Прикаспийской депрессии), но и сильная расчлененность. В северной части мегаподнятия проходят крупные зоны разломов субмеридионального простирания и выделяются сопряженные с ними прогибы и поднятия по поверхности фундамента (Клубов и др., 1967; Клубов, 1968б). В южной части Волго-Уральского мегаподнятия преобладают зоны разломов и структуры по поверхности фундамента, обладающие субширотной ориентировкой.

О формах поверхности фундамента в северной части Волго-Уральского мегаподнятия приходится судить по результатам пересчета магнитных полей (Гафаров, 1963а; Зандер и др., 1967), а также по редким глубоким скважинам и сейсмическим профилям КМПВ.

В северной части мегаподнятия с запада на восток выделяются: Котельническое поднятие, Кировско-Кажимский желоб (XII), Лойновский локальный выступ (24), обособляющийся на северном погружении Татарского поднятия, северная периклиналь Пермско-Башкирского прогиба и Камская вершина (31) Пермского поднятия (Касимов, Файзулин, 1965; Островский и др., 1966; Салихов, 1966; Тен, 1966).

На западе Котельническое поднятие примыкает к Сухонской седловине (VIII) и полого погружается на северо-запад, к Мезенской впадине. К востоку от Котельнического поднятия располагается узкий (25— 50 км) Кировско-Кажимский желоб (XII) субмеридионального простирания, заложившийся в рифейское время. С запада и востока он ограничен зонами разломов фундамента, которые прослеживаются по высоким градиентам аномалий силы тяжести и подтверждены бурением. Южнее г. Кирова Кировско-Кажимский желоб как бы «расплывается» и разветвляется. Расположенный южнее и по отношению к нему кулисообразно Советский локальный прогиб обладает более изометричной формой и имеет более позднее, девонское заложение. На его южном продолжении находится Казанская седловина (Х), которая разделяет Токмовское и Татарское поднятия. От южной части Кировско-Кажимского желоба к западу ответвляется относительно погруженная, ограниченная с юга Котельническим разломом зона, отделяющая Котельническое поднятие от Токмовского.

В юго-восточной нанболее приподнятой части Токмовского поднятия поверхность фундамента прослеживается на отметках менее 1 км. На севере, к Шарангской седловине (IX) она полого погружается до отметок 1,75—2 км (Блохин, Авербух, 1965). Ее более крутое погружение, с уклоном 15—20 м/км, намечается при переходе к южному борту Среднерусской впадины. Северной границей Токмовского поднятия служит упомянутая выше Московская зона разломов субширотного простирания. На западе Токмовского поднятия, по данным сейсморазведки ТЗ КМПВ, намечается довольно крутое (30—35 м/км) погружение поверхности фундамента к узкой и неглубокой Меленковской седловине (20). Она расположена на северном продолжении Сасовской локальной впадины, ответвляющейся к северу от Рязано-Саратовского прогиба и разделяющей Токмовское поднятие и Окско-Клязьминский локальный выступ (19). Последний с севера ограничен Московской зоной разломов, а на юго-западе — краевым разломом Рязано-Саратовского прогиба.

Юго-западный склон Токмовского поднятия на погружении к Рязано-Саратовскому прогибу осложнен несколькими кулисообразно расположенными разломами фундамента. Юго-восточный и в особенности восточный склоны Токмовского поднятия очень пологие.

Волго-Уральское и Украинско-Воронежское мегаподнятия разделяет протяженный и узкий Рязано-Саратовский прогиб. Сейсморазведочные работы КМПВ и ТЗ КМПВ (Левин, Павловский, 1963; Пахомов, 1968; Фокшанский, 1962; и др.) показали, что структура поверхности фундамента этого прогиба довольно сложная — в его пределах обособляются разделенные мелкими горстообразными поднятиями и расположенные кулисообразно (с северо-запада на юго-восток) Коломенский грабен, Мосоловский (29) и Чембарский (30) локальные прогибы. По краям они ограничены сбросами, амплитуды которых достигают нескольких километров.

Коломенский грабен на северо-западном замыкании Рязано-Саратовского прогиба выявлен в результате недавних сейсморазведочных работ. Отметки залегания поверхности фундамента в его пределах достигают почти 3000 м. Наиболее глубоко погруженным является Мосоловский локальный прогиб (29), центроклинально замыкающийся на юго-востоке. Северо-восточнее, отделяясь от него Чучковским горстом, расположена Сасовская локальная впадина (сейсмический профиль КМПВ Ряжск — Сасово — Ермишь).

На юго-востоке к Сасовской локальной впадине кулисообразно примыкает Чембарский локальный прогиб (30). Их разделяет узкий горст, выявленный в районе с. Пашково сейсморазведочным профилем КМПВ Тамбов — Зубова Поляна. Ширина этого горста составляет всего 10 км, а амплитуда по фундаменту превышает 1000 м. Разломам его отвечают гравитационные ступени.

На юго-востоке Чембарский локальный прогиб расширяется, выполаживается и разветвляется, обтекая Аткарское локальное поднятие. Одна его ветвь протягивается на восток, в пределы северного борта Прикаспийской депрессии, а другая — на юг, в пределы ее западного борта.

К северо-востоку от Рязано-Саратовского прогиба обособляется Татарское поднятие двумя вершинами: Альметьевской (26) на юге и Кукморской (27) на севере. Эти вершины разделены узкой неглубокой Сарайлинской седловиной, которой в фундаменте соответствует разлом, а в платформенном чехле — локальные структуры Грахано-Елабужского вала.

Более крутыми являются южный и в особенности юго-восточный склоны Татарского поднятия. На юго-западе Татарское поднятие полого погружается в Мелекесскую впадину (35). На северо-востоке оно ограничено Пермско-Башкирским прогибом, который протягивается в северозападном направлении от г. Бирска к пос. Янаул и г. Шаркану, а далее поворачивает к северу, приобретая простирание, близкое к меридпональному. Затем этот прогиб, постепенно протягивается к с. Кулиги и, проходя немного западнее г. Кудымкара и с. Кочево, затухает у с. Гайны. Таким образом, Пермско-Башкирский прогиб прослеживается более чем на 500 км. В юго-западной части он совпадает с Калтасинским авлакогеном (Наливкин и др., 1964).

Осевая зона Пермско-Башкирского прогиба смещена к востоку, ближе к разлому фундамента, ограничивающего его с востока и северо-востока. На юго-востоке он открывается в Южно-Приуральский прогиб.

В пределах Пермско-Башкирского прогиба фундамент не вскрыт ни одной скважиной, но о глубине его залегания можно судить по ряду сейсмических профилей (в том числе по продольному сейсмическому профилю КМПВ Тимшер – Гайны – Кочево – Верещагино – Амзя) и по глубоким разведочным скважинам, которые вскрыли большую часть платформенного чехла. На юго-западе прогиба отметки фундамента превышают 7 км (Наливкин и др., 1964; Ярош, 1968), в его центральной части они уменьшаются до 5 км, а в северной — до 3—2,5 км. Вдоль юго-западного и западного бортов прогиба проходит система кулисообразных разломов. Эти разломы находят отражение в гравитационном поле и подтверждаются рядом сейсмических профилей КМПВ (Сюровай — Киенгоп, Уни — Сектыр — Зура, Глазов — Кулиги — Бородулино и др.). С этой системой разломов совпадает граница сплошного распространения бавлинских отложений (Клевцова, Островский, 1964), которые к западу встречаются только в локальных грабенах северо-восточного простирания, приуроченных к оперяющим разломам.

В юго-западной части Пермско-Башкирского прогиба разломы прослеживаются не только вдоль его юго-западного борта, но и в осевой зоне, что подтверждается дайками габбро-диабазов в нижнебавлинских отложениях, вскрытых скважинами в Арлане, Чекмагуше, Орьебаше и в других пунктах. Северо-восточный борт юго-восточной части прогиба также осложнен системой разломов северо-западного простирания. На крайнем севере Пермско-Башкирского прогиба разлом на его восточном борту (к северу от г. Кудымкара) четко трассируется по магнитометрическим данным, совпадая с границей Волго-Уральского архейского массива и Камско-Вятской зоны карелид (Гафаров, 1963).

К Пермско-Башкирскому прогибу с востока примыкает Пермское поднятие, на котором обособляются две вершины: северная, Камская (31), и южная, Кунгурская (33), разделенные Чермозской седловиной (32) северо-восточного простирания. Последней в фундаменте отвечает полоса карелид. По Свердловскому профилю ГСЗ (Халевин, 1967) и широтному региональному профилю МОВ Оса — Кунгур — Шамары в наиболее приподнятой части Кунгурской вершины поверхность фундамента прослеживается на глубине не более 3,5 км. Скважина в с. Осинцево подсекла породы фундамента на отметке 3110 м.

По электроразведочным профилям зондирования становления магнитного поля (ЗСМ) и МТП, пройденным по маршруту Юксеево — Соликамск, и единичным глубким скважинам поверхность фундамента на Камской вершине полого погружается на восток от 2,5 до 3,5—4 км (Проворов, 1968; Ярош, 1968). Восточный склон Пермского поднятия погружается в Среднеприуральский прогиб. По геофизическим данным (Ярош, 1966б), отметки залегания поверхности фундамента составляют в нем 5—6 км. Столь большие глубины до поверхности фундамента объясняются тем, что в разрезе платформенного чехла помимо палеозойских появляются и рифейские отложения, отсутствующие на Пермском поднятии. Вблизи зоны сочленения со складчатым Уралом поверхность фундамента вновь несколько воздымается.

Серноводско-Абдулинский желоб (XIII) располагается к югу от Татарского поднятия, осложняя южный склон погребенного Волго-Уральского мегаподнятия. Он протягивается, постепенно выполаживаясь, от с. Абдулино к г. Серноводску. По данным электроразведки ЗСМ (Быков и др., 1966), у Серноводска желоб поворачивает на запад. к дер. Елховке. гдо он разветвляется и сливается с Мелекесской впадиной. В наиболее илубокой, восточной части желоба отметки залегания поверхности фундамента, по данным ГСЗ (Годин, 1958), превышают 6 км. На востоке желоб утыкается в Тятерьский локальный выступ и резко изменяет широтное простирание на северо-восточное. Северный борт Серноводско-Абдулинского желоба ограничен зоной разломов, состоящей из нескольких звеньев с различной ориентировкой. Южнее разлома в желобе распространены терригенные отложения рифея (боровская свита). К северу от разлома, в пределах южного склона Татарского поднятия, рифейские отложения встречаются лишь в отдельных грабенах, возникновение которых связано с оперяющими разломами.

С юга Серноводско-Абдулинский желоб от Орлянско-Ивановской гряды (36) отделен разломом с уступом по фундаменту в несколько сотен метров. Этому разлому соответствует четкая гравитационная ступень, причем его наличие подтверждено также данными бурения и ГСЗ. В платформенном чехле почти по всем горизонтам ему отвечает флексура.

На западе южный склон Волго-Уральского мегаподнятия осложнен Жигулевско-Пугачевским локальным выступом (34). Этот выступ с севера ограничен Жигулевским разломом, по которому его северный край поднят относительно южного борта Жигулевского локального прогиба (35). Взбросовый характер упомянутого разлома подтвержден данными бурения на Верхозимской и Репьевской структурах (Грязнов, Силонов, 1961). Жигулевскому разлому также соответствует четкая гравитационная ступень, а по всем горизонтам платформенного чехла — флексура. Глубины залегания фундамента в пределах Жигулевско-Пугачевского локального выступа не превышают 2,5 км, а в его приразломной северной части — 1,75 км. Жигулевско-Пугачевский локальный выступ погружается на запад-юго-запад к северной периклинали Уметовского локального прогиба (37), а на восток-северо-восток — к Бузулукской впадине (XI). С юга его склоны ограничены Жадовским уступом фундамента, протягивающимся вдоль северного борта Прикаспийской депрессии.

На северо-востоке Жигулевско-Пугачевский локальный выступ связан перешейком с субширотной Орлянско-Ивановской грядой (36). В пределах последней фундамент вскрыт целым рядом скважин на абсолютных отметках от 2,5 до 3 км. По данным бурения в пределах гряды обособляются Орлянско-Екатериновское и Краснооктябрьское локальные поднятия. Юго-юго-западное погружение гряды в Бузулукскую впадину осложнено системой разломов, которые тянутся параллельно ее простиранию. В платформенном чехле разломам фундамента соответствуют валообразные поднятия. В целом Орлянско-Ивановская гряда погружается на восток, где на ее продолжении обособляется Тятерьский локальный выступ.

В Бузулукской впадине, по данным сейсморазведки и бурения, отметки залегания поверхности фундамента возрастают от 3 км на севере до 6 км на юге (Гличев, Хоментовская, 1968; Клубов, 1968а). Здесь Бузулукская впадина по крупной зоне разломов граничит с северным бортом Прикаспийской депрессии. Зона разломов трассируется по четкой гравитационной ступени и сопровождается в платформенном чехле Токаревским сбросом и Жадовской флексурой.

Юго-восточная часть Бузулукской впадины осложнена Соль-Илецким локальным выступом, где отметки залегания поверхности фундамента по данным сейсморазведки, не превышают 5 км в наиболее приподнятой части.

В пределах Южно-Приуральского прогиба поверхность фундамента резко погружается от 5—6 до 9—10 км, но вблизи складчатого Урала она, по-видимому, вновь испытывает некоторый подъем.

Следует отметить, что геофизические данные позволяют предполагать распространение докембрийского основания не только под Южно-Приуральским прогибом, но и под Башкирским антиклинорпем западного склона Урала (Огаринов, 1964; Симоненко, Толстихина, 1963; Ярош, 1966а). Эта возможная граница распространения докембрийского переработанного цоколя совпадает с западным швом Уралтауского антиклинория и показана на карте Р. А. Гафарова (см. рис. 18) особым знаком.

Прикаспийская депрессия является глубочайшей впадиной Европейской платформы; в ее центральной части поверхность фундамента погружается до 16 км и более. К сожалению, имеющиеся геолого-геофизические данные пока не позволяют выделить достаточно достоверные структурные элементы по поверхности фундамента. Последние данные сейсморазведки, и в частности профиль ГСЗ Челкар — Волгоград, показали, что в наиболее погруженной части Прикаспийской депрессии имеются общирные участки с отметками до поверхности фундамента, достигающими 20—23 км, причем «гранитный» слой в их пределах редуцирован, мощность «базальтового» слоя сокращена, а поверхность верхней мантии испытывает заметный подъем (Журавлев, 1969).

Печорская депрессия расположена на северо-восточном углу Европейской платформы и отделена от Северной депрессии Тиманским выступом северо-западного простирания. Фундамент депрессии, так же как и Тиманского выступа, сформирован в результате байкальского цикла складчатости (Шатский, 1946а; Журавлев, Гафаров, 1959; Журавлев, 1964).

На Тиманском выступе породы рифейского фундамента (сланцы, кварцито-песчаники, доломиты и др.) выходят на поверхность в пределах Джеджим-Парминского локального поднятия, Вымско-Вольской гряды, Четласского, Цильменского и Тиманского Камней. На склонах этих поднятий поверхность фундамента погружается до отметок 1-2 км.

С юго-запада Тиманский выступ ограничен системой кулисообразно сочленяющихся разломов, взбросо-надвигового характера, которые отделяют его от Притиманского прогиба (Журавлев, 1964). На восток-северо-востоке склон Тиманского выступа круто (с наклоном 40 *м/км* и более) погружается в глубь Печорской впадины от 1 до 2—3 *км*. О характере залегания фундамента на склоне этого выступа позволяют судить сейсмический профиль КМПВ 1-ф и целый ряд скважин, вскрывших фундамент в Юго-Восточном Притиманье и в южной части Печорской впадины.

Восточнее Тиманского выступа параллельно ему протягивается Печорская впадина. В ее пределах глубина залегания поверхности рифейского складчатого фундамента, судя по редким сейсмическим профилям КМПВ и данным электроразведки, достигает 3—3,5 км (Дедеев и др., 1965). С запад-юго-запада Печорская впадина ограничена флексурой, проходящей вдоль склона Тиманского выступа, а на восток-северо-восток при погружении к Денисовскому локальному прогибу — зоной разлома весьма значительной амилитуды. Этот разлом в составе фундамента служит зоной раздела мио- и эвгеосинклинальных формаций (Журавлев, Гафаров, 1959; Гафаров, 1963а; Журавлев, 1964).

Восточнее и северо-восточнее Печорской впадины, отделяясь от нее упомянутым структурным швом, располагается область с резко дифференцированным рельефом поверхности фундамента — Большеземельская впадина. По ее юго-западному краю, примыкая к структурному шву, протягивается Печоро-Кожвинский грабенообразный локальный прогиб (39), в пределах которого отметки залегания поверхности рифейского складчатого фундамента достигают 7 км. Далее к северо-востоку, по данным сейсморазведки, намечается целый ряд локальных прогибов и локальных поднятий фундамента, протягивающихся в северо-западном направлении. Отметки залегания поверхности фундамента в их пределах варьируют от 4,5 до 6 км (Осада, 1968). В платформенном чехле здесь выявлены многочисленные локальные структуры, но характер их соотношений со структурами по поверхности фундамента остается пока не вполне ясным.

выводы

Почти все положительные и отрицательные структуры поверхности фундамента Русской плиты Европейской платформы имеют ярко выраженные ограничения в виде разломов с амплитудой в сотни, а иногда и тысячи метров. В юго-западной части плиты преобладают разломы субширотного и северо-западного простираний (ограничения Припятско-Днепровско-Донецкого прогиба). В юго-восточной части плиты разломы имеют субширотное, северо-западное и северо-восточное простирания (ограничения Прикаспийской депрессии). В дентральной части плиты разломы ориентированы в субширотном (Жигулевский взброс. Московская зона разломов), северо-западном (Рязано-Саратовский прогиб) и меридиональном (ограничения Кировско-Кажимского желоба) направлениях. В восточной части плиты преобладающее направление разломов изменяется от запад-северо-западного на юге (Серноводско-Абдулинский желоб) до северо-западного и меридионального на севере (Пермско-Башкирский прогиб, Пермское поднятие). Разломы, осложняющие центральную часть Среднепусской впадины, вытянуты в северо-восточном направлении, а разломы, ограничивающие ее, в направлениях, близких к субмеридиональному и северо-западному.

Наконец, в северной части Русской плиты доминируют разломы северозападного направления, причем соответственно ориентированы и локальные структуры по поверхности фундамента.

Таким образом, подтверждается вывод Н. С. Шатского (1945б) о преобладании на Русской плите диагональной системы разломов и подчиненной ей ортогональной системы разломов.

В структуре поверхности фундамента Русской плиты выделяются зоны резкого погружения — флексурно-сбросовые зоны, обычно связанные с разломами фундамента. При этом следует отметить три особенности в распространении разломных и флексурно-сбросовых зон в структуре поверхности фундамента Русской плиты:

1. Совпадение в большинстве случаев наиболее значительных флексурно-сбросовых зон по поверхности фундамента со структурными швами в его внутренней структуре. Этот факт свидетельствует об унаследованном характере и длительности развития разломов фундамента. Реже встречаются новообразованные структуры и разломы, располагающиеся дискордантно по отношению к внутренней структуре фундамента (Приилтско-Днепровско-Донецкий прогиб).

2. Прерывистое, кулисообразное расположение как крупнейших, так и более мелких разломов фундамента. Это относится не только к разло-

мам, ограничивающим Европейскую платформу (Журавлев, 1964), но и к ограничениям крупных внутриплатформенных прогибов и поднятий (Рязано-Саратовский прогиб и др.). Амплитуда смещения поверхности фундамента в зоне разлома часто зависит от ширины этой зоны и количества плоскостей смещения.

3. Затухание некоторых крупных зон разломов и связанных с ними грабенообразных прогибов по простиранию. Это происходит путем их расщепления и разветвления (юго-западная часть Рязано-Саратовского прогиба, южное окончание Кировско-Кажимского желоба и др.).

В связи с появлением новых геофизических и геологических данных представилось возможным внести ряд уточнений и дополнений в представления о структуре современной поверхности фундамента Русской плиты:

1. На юго-восточном и восточном склонах Балтийского мегаподнятия более рельефно вырисовываются Пестовский, Онего-Вагский, Архангельский и Кулойский локальные выступы, а также Воже-Лачский, Онего-Двинский и Мудьюгский локальные прогибы.

2. В центральной части Русской плиты обособилась Среднерусская впадина, которая на севере не включает, как предполагалось ранее, Мезенскую впадину, а отделена от нее Сухонской седловиной, расположенной на юго-восточном продолжении Онего-Вагского локального выступа.

3. В наиболее прогнутой части Среднерусской впадины выявлено несколько грабенообразных локальных прогибов. Однако они не образуют единого крупного прогиба, протягивающегося отсюда на юго-запад, к Валдаискому желобу: последний представляет собой самостоятельную структуру, осложняющую юго-восточный склон Балтийского мегаподнятия, и ограничен на северо-западе Пестовским локальным выступом.

4. Вдоль южного борта Среднерусской впадины наметилась крупнейшая зона разломов, к которой приурочен ряд грабенообразных прогибов и горстов (с запада на восток Боголюбский, Рузско-Гжатский, Павлово-Посадский локальные прогибы и Каверинский горст).

5. К востоку от Татарского поднятия обособился протяженный грабенообразный Пермско-Башкирский прогиб, а восточнее последнего — Пермское поднятие.

6. Изометричное поднятие поверхности фундамента, которое на более ранних картах выделялось восточнее Жигулевско-Пугачевского локального выступа под названием Оренбургского свода, по-видимому, не существует. На его месте, южнее Серноводско-Абдулинского желоба, проходит Орлянско-Ивановская гряда.

7. На севере Русской плиты (в северной части Московской впадины прежних схем) наметилась Мезенская впадина с осложняющими ее локальными поднятиями и прогибами.

8. Уточнена структура современной поверхности фундамента в Припятско-Днепровско-Донецком и Рязано-Саратовском прогибах, а также в северной части Волго-Уральского погребенного мегаподнятия.

ВОЗРАСТ И ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУР ПОВЕРХНОСТИ ФУНДАМЕНТА И ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА РУССКОЙ ПЛИТЫ

Необходимо рассмотреть, каким образом происходило формирование описанных выше структурных форм поверхности фундамента и взаимосвязанных с ними региональных и локальных структур платформенного чехла Русской плиты. При этом особого внимания заслуживает выяснение влияния внутренней тектоники фундамента на последующее развитие структур платформенного чехла. Эти вопросы неоднократно затрагивались в ряде работ, ссылки на которые даны ниже. Однако они рассматривались либо в общей форме, либо только для отдельных областей Русской плиты.

На большей части Европейской платформы геосинклинальное развитие закончилось после карельской складчатости, которая спаяла воедино более древние архейские массивы (Гафаров, 1963б; Муратов, 1966; Муратов и др., 1962; Шатский, 1946а, б); тогда же сформировался и остов платформы. В трактовке дальнейшей эволюции мнения различных исследователей серьезно расходятся. В основном эти расхождения относятся к окраинным депрессиям Европейской платформы — Западной, Прикаспийской и Печорской.

А. А. Богданов (1968б) отмечает интенсивное проявление в готскую эпоху (1700—1200 млн. лет) в западных районах Европейской платформы процессов повторного метаморфизма, обусловивших омоложение абсолютного возраста пород фундамента, а также внедрение характерных интрузий гранитов рапакиви. В это же время в пределах Балтийского и Украинского щитов заложились весьма своеобразные грабенообразные прогибы. В разрезе выполняющих их платформенных отложений наряду с красноцветными и пестроцветными разнозернистыми песчаниками развиты хорошо отсортированные кварцито-песчаники, кварциты (овруч, иотний), встречаются также излившиеся и интрузивные изверженные породы. Степень дислоцированности этих отложений весьма различна: углы падения обычно составляют 5—12°, но иногда достигают 35—60°.

Поэтому не случайно структурное положение овручской и иотнийской серий долго оставалось неопределенным. М. В. Муратов и др. (1962) относили их к орогенному комплексу карелид. Однако в последнее время большинство исследователей начинают относить иотнийские отложения и их аналоги к начальным стадиям образования платформенного чехла Русской плиты (Богданов, 1968б; Муратов, 1966; Новикова, 1965; и др.). Определения абсолютного возраста показали, что возраст иотнийских отложений в Прионежье составляет 1700—1800 млн. лет (Кайряк, 1969). Следовательно, при отнесении иотнийских и овручских отложений к платформенному чехлу получается, что формирование последнего на Русской плите началось уже в конце среднего протерозоя.

Различные участки Русской плиты и в дальнейшем на протяжении верхнего протерозоя развивались весьма специфично. По восточному краю Европейской платформы формировался пояс байкальской складчатости, который после замыкания нарастил платформу на северо-востоке (Печорская депрессия), а отчасти и на юго-востоке, в юго-восточной части Прикаспийской депрессии (Журавлев, 1964). Между тем в центральных и западных районах Русской плиты в это время продолжалось накопление платформенного чехла.

Этот период развития Русской плиты был выделен Н. С. Шатским (Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. Объяснительная заииска, 1957) в качестве самостоятельного, байкальского этапа. Основанием для этого послужили данные опорного и разведочного бурения в центральных и восточных районах Русской плиты, которые позволили обнаружить в основании платформенного чехла докембрийские, рифейские отложения. Уже тогда стало ясво, что байкальский этап развития Русской плиты в отличие от каледонского, герцинского и альпийского этапов характеризуется специфическими особенностями: составом накапливавшихся отложений, преимущественно континентальных, терригенных, плохо отсортированных, длительностью их накопления, а также сосредоточением их в грабенообразных прогибах — авлакогенах.

Позднее выяснилось, что образование авлакогенов на Русской платформе охватывает почти 1 млрд. лет, поэтому некоторые исследователи стали называть байкальский этап мегациклом (История геологического развития..., 1964) или предлагали выделять в нем две (Муратов и др., 1962) или три (Богданов, 1969) стадии.

На составленной нами к XXII сессии Международного геологического конгресса (Кропоткин и др., 1968) тектонической схеме были нанесены обобщенные контуры массивов более ранней архейской консолидации (по данным Гафарова, 1963а) и намечена структура современного рельефа поверхности фундамента. Это позволило выяснить, что крупные изометричные поднятия поверхности фундамента (Токмовское, Котельническое и Пермское поднятия, Альметьевская вершина и Жигулевско-Пугачевский локальный выступ) совпадают с массивами беломорид, а прогибы (Рязано-Саратовский, Пермско-Башкирский и Серноводско-Абдулинский желоб) — с зонами более поздней, карельской консолидации фундамента. К широким зонам карелид иногда приурочен не один прогиб, а системы вытянутых по их простиранию прогибов и поднятий (Кировско-Кажимский желоб и Лойновский локальный выступ).

Напрашивается вывод о приуроченности поднятий поверхности фундамента к древним, а ее прогибов — к более молодым участкам консолидации фундамента. На примере Волго-Уральской области этот вывод уже был сделан Д. С. Халтуриным (1966). Однако он не универсален для всей Русской плиты. Так, например, изометричное Белорусско-Литовское поднятие охватывает участки с различным возрастом фундамента. Резко дискордантным по отношению к внутренней структуре фундамента оказывается Припятско-Днепровско-Донецкий прогиб.

Чтобы детальнее выяснить соотношения внутренней структуры фундамента и платформенного чехла Русской плиты, рассмотрим в общем виде этапы накопления последнего. Необходимо отметить, что история формирования платформенного чехла Русской плиты уже была подробно проанализирована в целом ряде работ (Бакиров, 1954; История геологического развития..., 1964; Тектоника нефтеносных областей, 1958; Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. Объяснительная записка, 1957). Поэтому мы ограничимся рассмотрением лишь некоторых особенностей образования платформенного чехла, выяснившихся в последнее время.

Байкальский этап развития платформенного чехла Русской плиты четко подразделяется на две стадии. В течение первой, более длительной рифейской стадии осадконакопление сосредоточивалось в отдельных грабенообразных прогибах во внутренних районах (рис. 30), а также охватывало восточный край Русской плиты, примыкавший к миогеосинклинальной зоне байкальского складчатого пояса. Во вторую, вендскую стадию осадконакопление «выплеснулось» за пределы рифейских прогибов и охватило более обширные территории Русской плиты.

В соответствии с последними определениями абсолютный возраст диабазов и диабазовых порфиритов, прорывающих нижнюю часть рифейских отложений, сложенных красноцветными кварцево-полевошпатовыми песчаниками и кварцитами, в Валдайском желобе составляет 1245— 1345 млн. лет (средний рифей). Эти отложения местами сильно дислоцированы, причем углы падения слоев достигают 60°. Следует также отметить, что в центральной части Валдайского желоба мощность рифейских отложений, по геофизическим данным, превышает 1000 *м*, поэтому, возможно, в ней присутствуют еще более древние, досреднерифейские, пока еще не вскрытые скважинами отложения.

Формирование Рязано-Саратовского прогиба началось уже в начале верхнего, а возможно, и со среднего рифея. Так, значение абсолютного возраста для верхов каверинской свиты составляет 943 млн. лет (Стратиграфия СССР, 1963). Вскрытая мощность каверинской свиты достигает 810 м (Каверино), причем в ее составе преобладают красноцветные разнозернистые кварцевые и кварцево-полевошпатовые песчаники с отдельными прослоями конгломератов, гравелитов и аргиллитов. К верхнему рифею относятся песчаники, вскрытые в г. Пугачеве, на юго-восточном продолжении Рязано-Саратовского прогиба.

Также, видимо, уже в начале верхнего рифея началось накопление докембрийских отложений, вскрытых скважиной в Павлово-Посаде (Кирсанов, 1968). Но еще раньше, со среднего и даже с нижнего рифея осадконакопление охватило восточную окраину Русской плиты. В отличие от грабенообразных прогибов здесь в составе рифейских отложений широкое развитие получили карбонатные и карбонатно-терригенные породы (калтасинская свита), образование которых происходило в мелководном морском бассейне. Их мощность в скважине Орьебаш достигает 1600 м. Полная же мощность рифейских отложений в Калтасинском грабенообразном прогибе, по геофизическим данным, достигает 5-6 км (Наливкин



Рис. 30. Структурные элементы Русской плиты на байкальском этапе развития (по Муратову и др., 1962)

- 1 -- границы Европейской платформы;
- 2 щиты и валы байкальского этапа;
- 3 грабенообразные прогибы довалдайского (каратауского) времени;
- 4 прогибы синеклиз валдайского времени;
- 5 участки наиболее интенсивного прогибания синеклиз валдайского времени;
- 6 границы синеклиз и прогибов балтийского времени;
- 7 геосинклинальная область довалдайского (каратауского) времени и ее граница;
- 8 геосинклинальные области байкальского этапа

и др., 1964). Абсолютный возраст интрузии габбро-диабазов, прорывающей калтасинскую свиту, по определениям М. А. Гаррис, составляет 1074—1175 млн. лет. Еще более древний возраст определен по глаукониту (1515 млн. лет) для аргиллитов и песчаников арланской свиты, залегающих под калтасинскими доломитами (Келлер, 1968). Если учесть, что толща пестроцветных кварцево-глауконитовых песчаников тюрюшевской свиты, встреченная на западном борту Калтасинского грабена, имеет еще более древний возраст, то станет ясно, что на восточной окраине Русской плиты осадконакопление развивалось на протяжении всего рифейского времени.

Резко отличный характер разреза рифейских отложений Калтасинского авлакогена по сравнению с другими грабенообразными прогибами Русской плиты, вероятно, связан с тем, что Калтасинский авлакоген расположен на краю платформы и является как бы отростком рифейской миогеосинклинальной зоны, вторгающейся на Русскую платформу с востока из длительно существовавшей Уральской геосинклинальной зоны.

Точное время заложения грабенообразных прогибов внутренних районов Русской плиты менее определенно, но без сомнения они являются доверхнерифейскими. Это относится к Полесскому (Оршанскому), Серноводско-Абдулинскому и Кировско-Кажимскому авлакогенам. Вероятно, в более ранее время начал формироваться Беломорский прогиб.

Отметим также, что вскрытая в Рыбинской скв. 2 толща мраморизованных доломитов предположительно датируется В. В. Кирсановым (1968) и Л. Ф. Солонцевым и др. (1968) как средний протерозой и включается ими в состав платформенного чехла.

Следует отметить, что положение и простирание рифейских грабенообразных прогибов не является случайным (Валяев, 1966). При сопоставлении с картами внутреннего строения фундамента Р. А. Гафарова (1963а) и В. Н. Зандера и др. (1967) выясняется, что эти прогибы обычно приурочены к зонам наиболее молодой, карельской консолидации фундамента и совпадают с ними или с ограничивающими их разломами по положению и простиранию. Так, Приднестровский прогиб совпадает с Брестско-Минской зоной, Крестцовский желоб и Рязано-Саратовский прогиб с Валдайской и Рязано-Саратовской зонами карелид, Беломорский прогиб — с Мезенско-Вычегодской зоной карелид. Кировско-Кажимский и Серноводско-Абдулинский желоба и Пермско-Башкирский прогиб также располагаются в соответствии с этой закономерностью. Выявленные в последнее время вдоль южного края Среднерусской впадины грабенообразные рифейские локальные прогибы (Павлово-Посадский, Рузско-Гжатский и др.) приурочены к Московской зоне карельской консолидации фундамента и к одноименной зоне разломов.

Из этой общей для всей Русской плиты закономерности выпадает лишь Припятско-Днепровско-Донецкий прогиб, который располагается дискордантно по отношению к внутренней структуре фундамента. Но данный факт лишь подтверждает представления большинства геологов о более позднем времени его заложения и развития.

Таким образом, особенностью рифейской стадии формирования платформенного чехла Русской плиты является своеобразная унаследованность, которая заключается не в совпадении грабенообразных прогибов с синклинориями предшествующего геосинклинального этапа развития, а в их приуроченности к участкам наиболее молодой карельской стабилизации фундамента и в унаследовании ими основных простираний карельской складчатости. Поэтому не случайным является стремление отнести рифейскую стадию к особому этапу развития Русской плиты — промежуточному, т. е. такому, который несет в себе черты как геосинклинального, так и платформенного развития. Так, А. А. Богданов (1968а) выделял этот этап в качестве эмбрионального платформенного. И. К. Туезов (1966) считал его переходным от геосинклинального к платформенному. В понимании Н. П. Хераскова (1963) рифейские структуры и выполняющие их формации характеризуют эпиплатформенную орогеническую стадию развития Русской плиты. В. Е. Хаин (1964) также отмечает специфичность развития Европейской платформы в верхнем протерозое и относит ее (для этого времени) к разряду подвижных платформ.

Начиная с венда на Русской плите возобновилось осадконакопление в ранее заложенных авлакогенах. К началу этой стадии, по-видимому, относится эффузивная деятельность на территории Западной Украины. Вендская стадия наследует рифейскую, причем прогибание охватило не только отдельные прогибы, но и «выплеснулось» из них на более обширную территорию. Вендские отложения представлены внизу пестроцветными, преимущественно полимиктовыми песчаниками, а выше — переслаивающимися пластами зеленовато-серых аргиллитов, алевролитов, реже



Рис. 31. Структурные элементы Русской плиты на каледонском этапе развития (по Муратову и др., 1962)

- 1 границы Европейской платформы;
- 2 поднятая область платформы;
- в прогибы ордовинского периода;
- 4 границы прогибов ордовикского периода;
- 5 участки наиболее интенсивного прогибания ордовикского периода;
- 6 прогибы силурийского периода;
- 7 участки наиболее интенсивного прогибания силурийского периода;
- 8 геосинклинальные области

песчаников, т. е. преимущественно мелководными морскими отложениями (Келлер, 1968). Максимальные мощности этих отложений приурочены к восточной и южной окраинам Русской плиты, примыкающим к соседним активным геосинклинальным зонам, а также к центральной части Московской синеклизы, которая расположена на пересечении позднерифейских прогибов северо-западного и северо-восточного простираний.

Каледонский этап развития платформенного чехла Русской плиты начался после перерыва, охватывающего средний и поздний кембрий. В раннем ордовике возобновилось осадконакопление в западных и северо-восточных районах Европейской платформы (рис. 31).

В Польско-Литовской впадине активные прогибания развивались в раннем кембрии, в ордовике и силуре. Силурийские отложения накапливались также в Приднестровском прогибе вдоль западного склона Украинского щита. Из Польско-Литовской впадины в район г. Рыбинска в ордовике протягивался субширотный Балтийский прогиб. После перерыва, охватившего почти весь кембрий, ордовикские и силурийские отложения накапливались и в северо-восточном углу платформы, в Печорской синеклизе.

Следует подчеркнуть, что нижнепалеозойские отложения на Русской плите не получили широкого развития, а их мощность не превышает первых сотен метров. Именно в этом сказалась аналогия ее развития с развитием смежных геосинклинальных зон на каледонском этапе, который по сравнению с последующими (герцинским, альпийским) этапами был редуцированным, более слабым и незавершенным (Муратов и др., 1962; Хаин, 1964; Херасков, 1963). Движения каледонского этапа не привели к значительным перестройкам структурного плана поверхности фундамента Русской плиты.

Герцинский этап развития платформенного чехла Русской плиты наступил после перерыва, охватившего конец силура и начало девона и связанного с поднятиями, приблизительно одновременными с каледонским орогенезом. Прогибания и осадконакопление на Русской плите возобновились с середины девона (рис. 32). К девонскому времени, видимо, относится и заложение крупнейшего грабенообразного Припятско-Днепровско-Донецкого прогиба, отчетливо выраженного в виде зоны с уменьшенной мощностью земной коры (в особенности ее консолидированной части), но почти не проявляющегося в магнитном поле, которое характеризуется здесь субмеридиональными простираниями (Гафаров, 1963а). Этим, а также характером выполняющих его отложений Припятско-Днепровско-Донецкий прогиб, отнесенный А. А. Богдановым (1964) к поздним авдакогенам. резко отличается от Рязано-Саратовского и других рифейских прогибов — ранних авлакогенов (по Богданову, 1964). Печоро-Кожвинский грабенообразный прогиб, основное развитие которого приходится на девон, приурочен к зоне раздела мио- и эвгеосинклинальных зон в составе байкальского складчатого фундамента.

В девоне и карбоне интенсивное накопление отложений происходило в Казанско-Сергиевском прогибе, который унаследовал и продолжил далее к югу рифейский Кировско-Сергиевский прогиб. В верхнем палеозое (карбон пермь) в погружение была вовлечена большая часть территории Печорской синеклизы. Опускания и осадконакопление продолжались и в Польско-Литовской синеклизе. Восточная часть Русской плиты, прилегающая к уралидам, характеризовалась устойчивым, хотя и дифференцированным погружением.

Прогибание в начале герцинского этапа было настолько интенсивным, что в него оказались вовлеченными и приподнятые до этого времени центральные и восточные участки Русской плиты, составляющие Волго-Уральское мегаподнятие (История геологического развития.., 1964). В конце герцинского этапа это мегаподнятие вновь испытало от-



Рис. 32. Структурные элементы Русской плиты на герцинском этапе развития (по Муратову и др., 1962)

- 1 границы Европейской платформы;
- 2 -- области поднятий в течение герцинского этапа (щиты и антиклизы);
- 8 наиболее поднятые участки Волго-Уральской антеклизы и восточной оконечности Балтийского щита в среднем девоне;
- 4 контуры окраинных прогибов в раннем девоне и раннем эйфеле;
- 5 грабенообразные прогибы среднедевонской эпохи: Днепровско-Донецкий (1), Казанско-Сергиевский (2), Среднепечорский (3);
- 6 прогибы синеклиз среднедевонской эпохи;
- 7 контуры этих синеклиз под более молодыми структурами;
- 8 прогибы синеклиз конца среднекаменноугольной эпохи;
- 9 контуры этих прогибов под более молодыми структурами;

- 10 окраинная Львовско-Лодзинская впадина раннекаменноугольной эпохи;
- 11 грабен Осло;
- 12 прогибы конца татарского века в пределах Московской и Прикаспийской синеклиз;
- 13 прогибы раннетриасовой эпохи в пределах Московской и Прикаспийской синеклиз;
- 14 прогибы синеклиз позднепермской и раннетриасовой эпох;
- 15 герцинские краевые прогибы и прогиб Донецкого бассейна;
- 16 верхнепалеозойские валы и плакантиклинали;
- 17 флексуры;
- 18 разломы;
- 19 область каледонской складчатости;
- 20 область герцинской складчатости

носительное и сильно дифференцированное воздымание по сравнению с продолжавшими погружаться Прикаспийской и Московской синеклизами. Эти дифференцированные движения привели к формированию целого ряда разломов, прогибов, флексур и сопровождающих их валов.

Таким образом, в герцинском этапе произошла наиболее существенная перестройка структурного плана Русской плиты. Она нашла большое отражение в рельефе поверхности фундамента. На этот период приходится основная часть суммарной величины прогибания (определяемой по мощности накопившихся отложений) в пределах Припятско-Днепровско-Донецкого прогиба, в Прикаспийской депресии и в прогибах восточной окраины Русской плиты, примыкающих к Уралу.

Альпийский этап формирования платформенного чехла Русской плиты наступил после перерыва, совпадающего с завершением развития Уральской и других герцинских геосинклиналей. Прогибание и накопление отложений платформенного чехла на большей части плит возобновились в конце лейаса. В юре и раннем мелу они продолжались в Печорской и Московской синеклизах, в Днепровско-Донецком прогибе, в Прикаспийской синеклизе и на южной и юго-западной окраинах Русской плиты (рис. 33). В палеоцене и эоцене интенсивность ее прогибания заметно уменьшилась, а в олигоцене и нижнем миоцене площади, вовлеченные в погружение, были минимальными. В неогене и в четвертичном периоде возобновились интенсивные прогибания в Прикаспийской впадине и по южной и восточной окраинам Русской плиты.

Движения альпийского этапа не внесли принципиальных изменений в структурный план поверхности фундамента Русской плиты. Однако в это время окончательно сформировались Прикаспийская и Печорская синеклезы, Днепровско-Донецкий авлакоген и унаследованно развивавшаяся по нему Украинская синеклиза. Столь же существенными были и погружения в пределах юго-западного (Предкарпатский прогиб) и южного (Причерноморье, Азовское море) склонов Украинского щита. Амплитуда кайнозойских движений здесь достигала первых сотен метров, а в Прикаспийской низменности — 2 км.

Таким образом, как уже было отмечено ранее А. П. Карпинским (1919), А. Д. Архангельским (1940), В. В. Белоусовым (1962), Н. С. Шатским (1945а), В. Е. Хаиным (1964) и многими другими, характерная особенность накопления платформенного чехла на Русской плите заключается в том, что образование прогибов и осадконакопление были обычно связаны с развитием окружающих геосинклинальных систем (так называемое правило Карпинского, в значительной мере справедливое и для других платформ).

Наиболее длительное и устойчивое погружение испытали восточная и юго-западная окраины Русской плиты, прилегающие к длительно развивавшимся геосинклинальным системам (Уралу и Карпатам). С этой точки зрения становится более понятным длительное и очень значительное погружение Прикаспийской депрессии (мощность платформенных отложений до 16 км и более), поскольку она расположена у пересечения длительно существовавших геосинклинальных систем (Уральской и Кавказской) и испытала влияние как герцинского, так и альпийского циклов.

Особенностью байкальского этапа развития Европейской платформы является то, что в этот период процессы погружения и осадконакопления интенсивно проявились не только в ее окраинных частях, примыкавших к активным на байкальском этапе геосинклиналям, но и в ее внутренних районах. При этом осадконакопление во внутренних районах Русской плиты в рифейскую стадию байкальского этапа определялось постумными движениями — активностью зон наиболее поздней, карельской стабилизации ее фундамента. После вендской стадии, заключающей байкальский этап, платформенный чехол на Русской плите накапливался



Рис. 33. Структурные элементы Русской плиты на альпийском этапе развития (по Муратову и др., 1962)

- 1 границы Европейской платформы;
- 2 области устойчивых поднятий в течение альпийского этапа;
- 3 грабенообразные прогибы ранне- и среднеюрской эпох;
- 4 прогибы синеклиз позднеюрской эпохи;
- 5 прогибы синеклиз позднемеловой эпохи;
- 6 участки слабого прогибания в юрском и меловом периодах;
- 7 прогибы синеклиз палеогенового периода;
- 8 границы прогибов миоценовой эпохи, в том числе Предкарпатского краевого прогиба;
- 9 валы и плакантиклинали;
- 10 соляные купола;
- 11 флексуры;
- 12 разломы;
- 13 область каледонской складчатости;
- 14 область герцинской складчатости;
- 15 граница области альпийской складчатости

главным образом в связи с развитием смежных геосинклинальных зон.

Современные структурные формы поверхности фундамента сформировались на протяжении длительного отрезка времени — от верхнего докембрия до четвертичного периода включительно. Возраст поверхностей выравнивания докембрийского фундамента денудационного или абразионного происхождения (см. рис. 29) варьирует в широких пределах — от раннерифейского в грабенообразных прогибах (Рязано-Саратовском, Серноводско-Абдулинском и др.) до девонского (Воронежский выступ, Припятско-Днепровско-Донецкий прогиб, Татарское поднятие), третичного (Украинский выступ) и четвертичного (центральная часть Балтийского мегаподнятия, где проявились процессы ледниковой экзарации и пр.). Можно считать, что для впадин и прогибов на карте рельефа современной поверхности фундамента в наблюдаемой величине ее погружения суммированы вертикальные перемещения за время, прошедшее с начала формирования соответствующих отрицательных структур.

Общирные территории Европейской платформы очень долго оставались в приподнятом положении. До среднего девона на большей части Русской плиты платформенный чехол не накапливался. Украинский щит лишь в третичное время был покрыт осадочными отложениями небольшой мощности, которые на значительной части его территории были смыты. На Балтийском мегаподнятии тенденция к воздыманию устойчиво сохранялась. Однако, судя по возрасту, характеру залегания и мощности отложений платформенного чехла на склонах щитов и в мелких грабенообразных прогибах их центральных частей, можно предполагать, что с начала кембрия не происходило очень значительных поднятий территорий щитов и абразии значительных мощностей кристаллических пород (Шатский, 1947).

Таким образом, хотя современная поверхность фундамента, по которой построена структурная карта (см. рис. 29), представляется весьма разнородной, все же она позволяет судить о величине той суммарной деформации, которую испытал к настоящему времени фундамент Русской плиты.

ВЗАИМОСВЯЗЬ ЛОКАЛЬНЫХ СТРУКТУР ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА СО СТРУКТУРНЫМИ ЭЛЕМЕНТАМИ ПОВЕРХНОСТИ ФУНДАМЕНТА

При описании структурных форм современной поверхности фундамента Русской плиты не случайно большое внимание было уделено зонам разломов фундамента. Было отмечено, что в платформенном чехле им часто соответствуют флексуры или валообразные поднятия. Такая взаимосвязь объясняется тем, что зоны разломов, ограничивающие блоки фундамента, были теми шарнирами, относительно которых постоянно, хотя иногда с изменением направления происходило движение блоков фундамента. В рельефе поверхности фундамента Русской плиты зоны разломов проявляются по-разному не только из-за различия движений, которые по ним происходили, а, главное, вследствие различия их линейных размеров (протяженности и ширины).

При изучении и классификации локальных платформенных структур обычно больше внимания уделяется их морфологии и генезису. Так, например, В. Е. Хаин (1964) выделил три типа складок платформенного чехла: отраженные, покровные и поверхностные. Поскольку нас интересует в основном взаимосвязь структур платформенного чехла со структурами фундамента, и в первую очередь с разломами, при выделении различных типов и видов локальных платформенных структур мы будем в основном руководствоваться именно этим критерием. В данном случае первым и одним из наиболее распространенных типов складок на Русской плите будут такие, образование которых происходило явно в связи с движениями по разломам фундамента. В этой группе локальных структур можно выделить несколько подтипов в зависимости от характера проявления разломов в структуре поверхности фундамента.

Одной из наиболее распространенных форм отражения разломов в рельефе поверхности фундамента являются ступени или флексурно-сбросовые зоны. С ними в платформенном чехле связаны некоторые валообразные поднятия, например Жигулевское, Большекинельское и др. Соотношение прямое или обратное ступеней в рельефе фундамента и флексур в платформенном чехле и их амплитуда зависят от времени, длительности проявления и дифференцированности движений блоков фундамента.

В других случаях зоны разломов занимают более широкую полосу. Вдоль них нередко протягиваются узкие приразломные грабены или, наоборот, горстообразные поднятия. Валообразные поднятия в чехле над такими грабенами и горстами можно назвать соответственно «отраженными» и «инверсионными». Многими исследователями под названием «инверсионных» выделялись крупные валоообразные поднятия, которые протягиваются над грабенообразными прогибами по фундаменту (Вятский, Окско-Цнинский, Керенско-Чембарский, Доно-Медведицкий и другие валы). А. И. Мушенко (1966) и Л. Н. Розанов (1964) справедливо отмечали, что такие поднятия по существу не являются едиными и разделяются на несколько структур. Керенско-Чембарский вал, например, в соответствии с новейшими геолого-геофизическими данными состоит из шести поднятий. Три из них — Вышинско-Чембарское, Веденяпино-Колышлейское и Телегино-Колемасское — осложняют северо-восточный борт Рязано-Саратовского прогиба, два — Блиновско-Военкомовское и Дурасово-Калининское — тянутся по склону Воронежского выступа, а шестое — Сердобское — располагается на юго-восточном борту Рязано-Саратовского прогиба. Таким образом, эти локальные валообразные поднятия платформенного чехла связаны с разломами и ступенями фундамента, причем раньше их неправильно объединяли в один вал.

Еще одной разновидностью валообразных поднятий являются такие, которые обусловлены разломами фундамента, не выраженными в рельефе его поверхности. В качестве примера таких валов можно назвать Грахано-Елабужский.

Ко второму типу локальных платформенных структур относятся такие, которые также связаны с разломами фундамента, но эта связь либо выражена неотчетливо, либо проявляется в косвенной форме. Так, в окраинных частях Европейской платформы, где развились глубокие краевые прогибы, прямые закономерные связи между разломами и структурами по поверхности фундамента и локальными поднятиями платформенного чехла почти полностью исключены. Боковое давление, направленное из соседней геосинклинальной области, привело к тому, что структуры верхних горизонтов платформенного чехла дисгармоничны не только по отношению к формам поверхности фундамента, но и к структурам по нижним горизонтам платформенного чехла. Это обусловлено двумя явлениями: 1) срывом верхней части платформенного чехла относительно его низов вдоль пластичных горизонтов, сложенных солью, гипсами или глинистыми породами, и 2) смятием верхней части платформенного чехла, которое сопровождалось пластическим перераспределением горных пород (соли, глин, известняков).

В группе локальных поднятий, связь которых со структурой фундамента неясна, но в основании которых проявляются разломы платформенного чехла, можно выделить два подтипа.

Первый подтип составляют валы и брахиантиклинальные складки верхней части платформенного чехла, располагающиеся дисгармонично по отношению к его нижней части. В качестве примера можно привести области распространения солянокупольных поднятий. Связь соляных валов и диапиров с рельефом фундамента хорошо проявляется при сравнительно неглубоком погружении фундамента (валы Припятской впадины и северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины). Но при более глубоком погружении фундамента (например, в центральной части Днепровско-Донецкой впадины и в бортовых зонах Прикаспийской впадины) закономерность в соотношении рельефа поверхности фундамента и расположения соляных валов и куполов уже трудно проследить.

Второй подтип локальных платформенных структур второго типа, которые контролируются разломами фундамента, часто также не в явной форме, а через рельеф дна бассейна, образуют рифовые поднятия (Приуралье).

К третьему типу локальных структур относятся те, которые не связаны с разломами фундамента. Среди них также можно выделить несколько подтипов. Один подтип составляют структуры облекания, которые образуются при накоплении осадков поверх положительных форм рельефа фундамента. Другой подтип представляют собой локальные поднятия, возникающие при эпигенетических процессах, затрагивающих породы платформенного чехла.

Три типа локальных платформенных поднятий были выделены по соотношению структур платформенного чехла с разломами фундамента. Примерно так же платформенные поднятия были сгруппированы и у В. Е. Хаина (1964), хотя в основу его классификации были положены генетические признаки. Это лишний раз подтверждает обусловленность образования большинства платформенных структур движениями по разломам фундамента.

Очень важным вопросом является механизм формирования описанных выше различных типов локальных платформенных структур.

Третий тип локальных структур по существу атектоничен и мало распространен. Для нас гораздо больший интерес представляют локальные поднятия первых двух типов, с которыми бывают часто связаны крупные месторождения нефти и газа. В отношении брахиантиклинальных складок, развитых во внутренних частях краевых прогибов и в зоне передовой складчатости, по-видимому, не возникает сомнений в том, что их образование связано с горизонтальным сжатием. В отношении же генезиса локальных структур внутренних областей платформы мнения исследователей расходятся.

Как известно, А. П. Карпинский (1919) и А. Д. Архангельский (1940) связывали образование платформенных структур с тангенциальным (горизонтальным) сжатием, распространявшимся из геосинклиналей, примыкавших к платформе. Н. С. Шатский (1945) развивал идею об остаточном характере платформенных поднятий, поскольку ведущими в образовании платформенных структур он считал процессы погружения.

А. И. Мушенко (1966) также считала, что валообразные поднятия на Русской плите являются остаточными. По ее мнению, у валов, образовавшихся за счет усложнения, «раздвоения» впадин и обособления в них двух более мелких прогибов, крылья одновозрастны. У других валов одно крыло может быть древнее, так как прогибы по разным сторонам поднятий могли образовываться разновременно.

Однако, если это убедительно доказывается для региональных платформенных структур, то для локальных поднятий представляется сомнительным. В распространении валообразных поднятий на Русской плите в первую очередь выступает их несомненная генетическая связь с зонами разломов фундамента. Чаще всего крутое крыло валообразных поднятий совпадает с опущенным блоком фундамента (Жигулевский вал). Реже (валы по бортам Рязано-Саратовского прогиба) отмечаются обратные соотношения. Это объясняется тем, что грабенообразные прогибы по фундаменту могли быть компенсированы осадконакоплением в рифейское время, а в верхнем палеозое, мезозое и кайнозое направления движений по разломам изменились. Иногда такие изменения в характере движения блоков фундамента по разломам приводили к тому, что флексуры в осадочном чехле по разным горизонтам оказывались накопленными в противоположные стороны (Большекинельский вал).

Во многих случаях можно доказать, что валы и локальные структуры Русской плиты представляют собой не остаточные, а активные поднятия, т. е. сформировались в результате тектонических деформаций положительного знака. Это ярко проявляется в особенности для постседиментационных поднятий.

Помимо вертикальной составляющей движения блоков фундамента несомненно имели и горизонтальную. Уже было отмечено, что опускание блоков в пределах центрального грабена Припятско-Днепровско-Донецкого прогиба несомненно происходило по сбросам, связанным с растягивающими усилиями, ориентированными перпендикулярно к оси грабена (Чекунов, 1966). Н. К. Грязнов и Ф. А. Силонов (1961) показали, что Жигулевский разлом имеет характер взброса. Можно предполагать, что локальные структуры и грабенообразные прогибы фундамента на западном борту Пермско-Башкирского прогиба связаны со сдвигами вдоль Удмуртского разлома, к которому они примыкают кулисообразно и под острым углом. Изложенное выше дает возможность предполагать, что движения блоков фундамента и формирование локальных структур платформенного чехла были связаны с проявлением чередующихся во времени растягивающих и сжимающих усилий.

В. П. Бухарцев и др. (1963) при изучении генезиса локальных структур статистическими методами пришли к такому же выводу по материалам Волго-Уральской области. Эти выводы развивают взгляды А. Д. Архангельского, считавшего, что формирование локальных структур платформенного чехла происходит в результате бокового давления. Но это давление передавалось во внутренние части Русской плиты через фундамент и реализовалось в результате смещений его блоков вдоль разломов. Влиянием ориентировки древних разломов, которая не совпадала с направлением, перпендикулярным к ориентировке тангенциального сжатия, вероятно, и объясняется некоторое несоответствие направления валов платформенного чехла с простиранием обрамляющих Русскую плиту геосинклинальных систем Урала и Кавказа. В свое время именно эти несовпадения простираний рассматривались как довод против представлений А. Д. Архангельского (1940) о генезисе локальных структур Русской плиты. Однако с учетом дизъюнктивной тектоники фундамента такое противопоставление следует считать ошибочным.

СТРУКТУРНЫЕ ФОРМЫ ФУНДАМЕНТА КАК ФАКТОР, Контролирующий распределение залежей нефти и газа

Не вдаваясь в характеристику деталей строения платформенного чехла нефтегазоносных районов Русской плиты, рассмотрим некоторые особенности нефтегазонакопления в ее платформенном чехле и локализации рассеянных битумов в фундаменте, обусловленные тектоникой. Сюда относятся: а) связь месторождений нефти и газа с разломами и флексурно-сбросовыми зонами фундамента; б) сквозной характер нефтегазоносности, указывающий на вертикальную миграцию углеводородов начиная от поверхности фундамента; в) присутствие рассеянных битумов в породах фундамента Русской плиты; г) роль неотектонических движений в формировании залежей нефти и газа; д) температурные условия образования нефти как доказательство ее глубинного происхождения.

Связь месторождений нефти и газа с разломами и флексурно-сбросовыми зонами фундамента

За последние десятилетия получено много доказательств глыбового (блокового) строения земной коры. Зоны глубинных разломов после работ А. В. Пейве (1956а, б) рассматриваются как важнейшие структурные элементы земной коры. Постепенно стало ясно, что фундамент платформ, в частности Европейской, разбит на отдельные блоки разломами, с которыми в платформенном чехле ассоциируются многочисленные локальные структуры. Все это позволило П. Н. Кропоткину (1955а), а затем Н. А. Кудрявцеву (1959, 1963), В. Б. Порфирьеву (1960) и другим исследователям прийти к выводу, что зоны расколов земной коры принаплежат к числу основных факторов, контролирующих размещение нефти и газа, и что связь нефтегазовых месторождений с разломами носит структурно-генетический характер. До настоящего времени эти положения полностью или частично продолжают оспариваться, хотя многочисленные установленные уже факты убедительно их подтверждают. Ниже мы рассмотрим некоторые из этих факторов, полученные другими геологами, а также результаты исследований, проведенных нами на Русской плите.

Можно привести множество конкретных примеров связи отдельных месторождений или чаще целых групп месторождений с определенными нарушениями фундамента. Так, на северном борту Припятской впадины вдоль Речицкого разлома уже сейчас выявлено шесть нефтяных месторождений: Шатилковское, Речицкое, Вишанское, Давыдовское, Осташковичское и Тишковское. В Татарии группа месторождений (Бондюжское, Елабужское, Усть-Икское и др.) приурочена к Грахано-Елабужским дислокациям, протягивающимся с юго-запада на северо-восток над зоной разлома, которому в рельефе фундамента отвечает неглубокий Сарайлинский прогиб. В Татарии, Башкирии и Куйбышевской области выделяется множество других нефтегазовых месторождений, приуроченных к зонам дислокаций платформенного чехла, которым на глубине соответствуют разломы или уступы поверхности фундамента (флексурно-сбросовые зоны). Таковы, например, Акташ-Новоелховская, Сокско-Шешминская, Большекинельская и Ефремово-Зыковская, Южно-Большекинельская. Малокинельская. Жуково-Городецкая. Самаркинская. Мухановская. Филипповская, Кулешовская и Жигулевская дислокации. Этот список можно продолжить также и для остальных нефтегазоносных территорий Русской плиты, таких, как Днепровско-Донецкая и Печорская впадины. Многие из них уже достаточно подробно описаны (Кудрявцев, 1963; Маймин, 1963). В Предкарпатье газовые месторождения тянутся πeпочкой вдоль Стебникского надвига. Другая цепочка, в которой доминируют нефтяные месторождения, прослеживается вдоль фронта надвига Береговой скибы.

С другой стороны, в пределах нефтегазоносных территорий известны зоны разломов фундамента, над которыми в платформенном чехле нет не только месторождений, но даже и признаков нефти и газа. Для каждого такого конкретного случая можно определить причину этого явления (отсутствие ловушек, плохие коллекторские свойства пород, недостаточность изоляции покрышки, гидрогеологическая раскрытость и т. д.). Кроме того, разломы фундамента в изобилии встречаются и в пределах непродуктивных территорий Русской плиты, где отсутствие месторождений нефти и газа также требует своего объяснения. В этой связи представлялось интересным выяснить статистическим методом степень связи в размещении нефтяных и газовых месторождений с крупными зонами разломов в региональном масштаое, и притом не для отдельных нефтегазоносных территорий, а для гораздо более крупных структурных элементов, например для всей Русской плиты. В случае подтверждения такой связи в локализации нефтегазовых месторождений с зонами разломов можно было бы утверждать, что раздробленность фундамента является благоприятным признаком для поисков месторождений нефти и газа. Отсюда следуют также определенные выводы о генезисе нефти и газа.

Зоны разломов, выраженных в виде сбросов или флексур по поверхности фундамента, могут быть обнаружены легче всего с учетом величины наклона его поверхности. Такой метод широко используется, как известно, для выявления разломов по геоморфологии современной поверхности Земли.

Используя карту рельефа поверхности фундамента Европейской платформы масштаба 1:2500000, мы составили трансформированную карту, на которой для всех территорий, где поверхность фундамента лежит на глубине более 500—700 м, выделили зоны с различной крутизной наклона (в м/км) поверхности фундамента, а именно: 1) с наклоном менее 10; 2) от 10 до 20; 3) от 20 до 40; 4) от 40 до 80; 5) более 80.

При этом предполагалось, что для зон с более крутым наклоном поверхности фундамента характерна его бо́льшая раздробленность, большее количество разломов сбросового или взбросового типа. Зоны с наиболее крутым погружением фундамента (крупные уступы и флексуры) совпадают с зонами глубинных разломов на бортах крупных прогибов и впадин, а также на склонах крупнейших поднятий. Далее на трансформированную карту рельефа фундамента было нанесено положение нефтяных и газовых месторождений, открытых к настоящему времени (рис. 34, см. вкладку в конце книги). При анализе распределения нефтегазовых скоплений в зонах с различной крутизной наклона поверхности фундамента на Русской плите (табл. 3) была установлена отчетливая кор-

Таблица З

Зона с наклоном поверхности фунда- мента, м/км	Площадь зоны, кмя	Количество неф- тяных и газо- вых месторож- дений в зоне	Плотность месторожде- ний нефти и газа на 1.104 км ²
0—10	97,5·104	117	1.20
10-20	70,2.104	107	1,52
20-40	60,4.104	102	1.69
40-80	40,3·104	87	2,16
Более 80	14,2.104	49	3,45
Среднее	_		1,64

Зависимость	распределения	и месторождени й	й нефти и	газа
от крут	изны наклона	поверхности ф	ундамента	

реляция: количество месторождений нефти и газа на единицу площади возрастает в зонах более крутого погружения фундамента.

В зоне с наиболее крутым погружением фундамента (более 80 м/км) число нефтяных и газовых месторождений на единицу площади более чем в 2 раза превышает среднее значение данной величины для территории Русской плиты в целом. Этот показатель, вероятно, в дальнейшем еще значительно возрастет, так как зоны с наиболее крутым залеганием фундамента охватывают юго-восточную часть Днепровско-Донецкой впадины, южную и северную части Приуральского прогиба, а также западный борт Прикаспийской депрессии, перспективы газоносности которых выявлены еще далеко не в полном объеме.

В зону с крутизной наклона поверхности фундамента 40-80 м/км попадают такие нефтегазоносные территории, как Львовский локальный прогиб, центральная и северо-западная части Припятско-Днепровско-Донецкого прогиба, восточная часть Серноводско-Абдулинского желоба, борта Калтасинского авлакогена, а также Южно-Приуральский прогиб. Попадают в эту зону и территории с неясными пока перспективами на нефть и газ, такие, как Рязано-Саратовский прогиб (значительной своей частью) и северные районы Притиманского прогиба.

Зона со средним наклоном поверхности фундамента (20—40 м/км) включает как нефтегазоносные территории (восточный склон Воронежского выступа, Бузулукскую впадину, западную часть Серноводско-Абдулинского желоба, восточный склон Пермско-Башкирского поднятия, юго-восточное Притиманье), так и непродуктивные или районы с неясными перспективами (западный склон Украинского выступа, юго-западный и северо-восточный склоны Воронежского выступа, кого-западный и северо-восточный склоны Воронежского выступа, Крестцовский желоб, Воже-Лачский локальный прогиб, центральная часть Среднерусской впадины, Онего-Двинский локальный прогиб, Кировско-Кажимский желоб, а также значительная часть Притиманского прогиба).

Зоны с относительно пологим (10—20 м/км) и пологим (менее 10 м/км) погружением поверхности фундамента охватывают в основном бесперспективные и малоперспективные территории или участки с неясными перспективами нефтегазоносности (восточная часть Балтийской впадины, Оршанский локальный прогиб, обширные участки Северной депрессии и Волго-Уральского погребенного мегаподнятия). Но наряду с ними сюда попадают многочисленные месторождения нефти и газа южного склона Волго-Уральского поднятия (Саратовское Поволжье, Жигулевско-Пугачевский локальный выступ, Орлянско-Ивановская гряда, юго-западная часть Бузулукской впадины, центральная часть Калтасинского авлакогена, центральная часть Пермско-Башкирского поднятия) и, главное, многочисленные месторождения южной части Татарского поднятия и его склонов, а среди них такой нефтяной гигант, как Ромашкинское месторождение.

Выше отмечалось, что и в этих нефтегазоносных районах Русской плиты очень многие месторождения нефти и газа встречаются в закономерной связи с зонами разломов. Но из-за сравнительно мелкого масштаба использованной нами карты рельефа современной поверхности фундамента даже такие зоны крутого погружения фундамента, как зона Жигулевского взброса, не нашли отражения на трансформированной карте. Кроме этого, как уже отмечалось, не все даже крупные зоны разломов сопровождаются резкими уступами в рельефе поверхности фундамента.

Как уже было сказано, при проведении подсчетов мы не учитывали районов, в которых поверхность фундамента залегает на отметках меньше 500 м от уровня моря, поскольку в таких участках на Русской плите месторождения нефти и газа, как правило, не встречаются. К ним относятся центральные области и отчасти склоны Балтийского мегаподнятия, Белорусско-Литовского поднятия, Украинского, Воронежского и Тиманского выступов. В пределах этих структур поверхность фундамента характеризуется пологим залеганием. Следовательно, их территорин попали бы в зоны с наклоном поверхности фундамента менее 10 м/км, частично до 20 м/км, значительно увеличив площади последних при том же количестве месторождений нефти и газа в этих зонах. Таким образом, закономерное увеличение числа месторождений на единицу площади с возрастанием крутизны погружения фундамента выглядело бы
еще более резко, если учитывать и указанные выше участки с неглубоким залеганием фундамента.

В процессе анализа мы не учитывали запасов месторождений. В этой связи можно было бы отметить, что крупнейшие месторождения нефти и газа в платформенных районах встречаются в зонах с различной крутизной наклона поверхности фундамента и даже чаще в пределах крупных сводовых поднятий с пологим залеганием фундамента. Это и неудивительно, поскольку своды или достаточно большие по площади плакантиклинали и поднятия создают наиболее благоприятные условия для накопления больших количеств нефти и газа в результате латеральной миграции, хотя поступление этих углеводородов могло быть связано с крутыми разломами.

Более детальное изучение нередко обнаруживает и здесь связь с разломами, но амплитуда таких нарушений настолько мала, что они не улавливаются на нашей карте изогипс рельефа современной поверхности фундамента.

Все же, несмотря на отмеченные недостатки примененной методики, проведенный анализ подтвердил, что связь скоплений нефти и газа с зонами разломов является региональной и может служить важным критерием при оценке перспектив нефтегазоносности малоизученных районов.

Сквозной характер нефтегазоносности, указывающий на вертикальную миграцию углеводородов от поверхности фундамента

Для любой нефтегазоносной территории характерна продуктивность не в каком-либо узком стратиграфическом диапазоне, а почти по всему разрезу платформенного чехла. Эта закономерность проявляется уже при рассмотрении отдельных многопластовых месторождений, но особенно хорошо видна, если проанализировать всю совокупность месторождений одной и той же нефтегазоносной провинции.

Так, в Днепровско-Донецком желобе, где мощность отложений верхнего палеозоя и мезозоя возрастает в направлении к юго-востоку, в том же направлении расширяется и стратиграфический диапазон нефтегазоносности (Хохлов и др., 1967). Продуктивными здесь оказываются горизонты в отложениях от юры до карбона включительно. Эта закономерность проявляется и для месторождений нефти и газа Волго-Уральской области.

На Пермском поднятии и в Пермско-Башкирском желобе основные продуктивные горизонты сосредоточены в отложениях карбона, хотя месторождения нефти (Кушкульское, Куединское и др.) встречаются и в девоне. В кунгурских отложениях обнаружены непромышленные залежи тяжелой окисленной нефти.

На Альметьевской вершине и ее склонах большая часть запасов нефти располагается в терригенных горизонтах девона, но мелкие залежи нефти встречаются также в терригенных и карбонатных отложениях нижнего и среднего карбона.

В пределах Орлянско-Ивановской гряды и в Бузулукской локальной впадине залежи нефти и газа имеются в отложениях девона, карбона и перми. Сквозной нефтегазоносностью палеозойских отложений от девона до перми характеризуются локальные поднятия Большекинельской, Мухановской, Самаркинской и Кулешовской дислокаций. На некоторых месторождениях имеются продуктивные горизонты, залегающие непосредственно на фундаменте (воробьевский горизонт среднего девона Мухановского месторождения и др.). С Жигулевской дислокацией связан ряд небольших месторождений в отложениях девона и карбона. В Саратовском Поволжье газонефтеносны девонские и каменноугольные, а в Заволжье также и пермские отложения. В Волгоградском Поволжье стратиграфический диацазон нефтегазоносности расширяется за счет юрских отложений.

В Печорской депрессии на Тэбукском месторождении нефтегазоносными оказались отложения от силура до верхней перми, а на Усть-Усинском месторождении продуктивные горизонты открыты в породах силура, девона, карбона и нижней перми.

На Ярегском месторождении притоки газа были получены и из метаморфических сланцев рифея.

Таким образом, для всех нефтегазоносных территорий Русской плиты в качестве одной из основных закономерностей выступает присутствие промышленных залежей нефти и газа или их проявлений почти по всему разрезу платформенного чехла, вплоть до слоев, залегающих лишь немного выше поверхности докембрийского фундамента.

Из литературы известно, что во многих районах нефтепроявления и даже мелкие и крупные залежи нефти и газа встречаются не только в платформенном чехле, но и в породах метаморфического и даже кристаллического фундамента (Кропоткин, Шахварстова, 1958; Кудрявцев, 1959; Backer, Patton, 1968).

О преобладающей вертикальной миграции углеводородов говорит генетическое, геохимическое единство нефтей в стратиграфическом разрезе, которое выясняется буквально для всех нефтегазоносных районов Русской плиты и для других территорий. Так, по районам Днепровско-Донецкой впадины и Предкарпатья это доказывается по химизму нефтей, а также по наличию гидрогеохимических и гидрогеотермических аномалий над зонами разломов (Волькович, Швай, 1967; Гладышева, Петренко, 1967; Завьялов, Линецкий, 1966; Мазур и др., 1968; Романюк, 1967; Романюк и др., 1967).

Вывод о вторичности нефтей в отложениях карбона и перми в целом для Волго-Уральской области был сделан уже более десяти лет назад (Притула и др., 1957). Он полностью подтвердился позднее, при изучении геохимических данных о составе нефтей из отложений девона, карбона и перми (Раабен, 1965), а также в результате обобщения имеющихся материалов по битуминозности этих отложений (Маймин, 1963). Вывод о генетическом единстве нефтей в разрезе палеозоя был подтвержден также исследованиями К. Б. Аширова (1965, 1967) по месторождениям Среднего Поволжья, Х. Г. Соколина (1967) по Саратовско-Волгоградскому Поволжью, Л. Н. Розанова и др. (1963) по Волгоградскому Поволжью и др.

Эти выводы согласуются и с данными гидрогеологических, гидрогеотермических и гидрохимических исследований, показавших аномальный состав вод пермских отложений в зонах разломов (Кротова, 1966; и др.), Геотермические аномалии локальных структур Куйбышевского Поволжья также могут быть объяснены лишь миграцией нагретых вод, вместе с которыми поднимались углеводороды (Аширов, 1965; Дружинин, 1963, 1967, 1968). То же отмечается и для месторождений Волгоградского Поволжья (Катихин, 1964).

Изучение спор и пыльцы также позволяет сделать уверенный вывод о ведущей роли вертикальной, восходящей миграции при формировании нефтяных и газовых месторождений Волго-Уральской области (Лобов, Гроссгейм, 1967).

Хотя и не исключено, что промышленные скопления нефти и газа могут быть встречены в трещиноватых породах фундамента Русской плиты (Еланский и др., 1966; Лобов, Гроссгейм, 1967), все же ожидать большого количества крупных залежей нефти и газа здесь пока не приходится, так как в фундаменте обычно нет благоприятных условий для аккумуляции углеводородов. Однако для выяснения масштабов миграции углеводородов, формирующих промышленные залежи нефти и газа в платформенном чехле, большой интерес представляют сведения о битуминозности пород фундамента. Вот почему нами было предпринято специальное изучение битуминозности пород докембрийского фундамента Русской плиты.

Присутствие рассеянных битумов в породах докембрийского фундамента Русской плиты¹

Чтобы получить представительные данные о битуминозности пород фундамента, необходимо было провести исследование в этом направлении с охватом возможно более широкого материала по площади. Нужно было также выяснить сходства и отличия в битуминозности пород фундамента нефтегазоносных и непродуктивных территорий. Поэтому для исследований нами было использовано большое количество образцов пород фундамента из керна нефтяных и газовых месторождений и разведочных площадей Предкавказья, Волго-Уральской и Тимано-Печорской областей, Прибалтики, Белоруссии и Украины. Результаты этой работы частично были уже опубликованы (Лапинская и др., 1967).

Таблица 4

Содержание биту-	Количество изученных			
моидов, вес. %	образдов скважин		структур	
Следы	6	2	-	
До 0,0005	48	21	8	
0,0005-0,001	34	24	9	
0,001-0,005	50	40	27	
0,005-0,01	9	9	6	
0,01-0,05	7	7	7	
Более 0,05	2	2	2	

Суммарные результаты холодной хлороформенной экстракции пород фундамента Волго-Уральской области

Изучение битуминозности образцов включало холодное экстрагирование и просмотр специально приготовленных шлифов под ультрафиолетовым микроскопом по общепринятой методике (Руководство по методике..., 1966), а также определение содержания углерода (Сорг). Экстрагирование производилось лишь в одном растворителе — хлороформе. Такое упрощение методики принималось уже ранее (Гаррис и др., 1961; Киркинская, 1965; и др.) и приемлемо при анализе пород фундамента, поскольку в последних, как правило, присутствуют легкие или маслянистые битумы. Поэтому последующая экстракция в спиртобензоле, а затем в щелочи нецелесообразна и может быть проведена лишь для единичных образцов. Чтобы исключить битумы, которые могли быть занесены при бурении и сортировке керна на поверхность образцов, для экстракции, как правило, отбирались образцы из центральной части керна.

Содержание Сорг определялось методом мокрого сжигания. Распределение битумов в естественном состоянии в породах изучалось в сие-

¹ Раздел написан совместно с С. В. Богдановой.

циальных шлифах методом ультрафиолетовой микроскопии. Производилось также изучение петрографических шлифов, при котором особое внимание уделялось характеристике трещиноватости и степени дробления и катаклаза по методике, разработанной Т. А. Лапинской и др. (1963).

Суммарные результаты холодной экстракции в хлороформе образцов, взятых на месторождениях и разведочных площадях Волго-Уральской области, сведены в табл. 4 и представлены также на рис. 35. Из табли-



Рис. 35. Содержание битумойдов в породах докембрийского фундамента восточных районов Русской плиты

- А Волго-Уральская область;
- В юго-восточный склон Воронежского выступа
- 1 изогипсы (в км) поверхности докембрийского фундамента (по В. А. Клубову и др.);
- 2 разломы фундамента;
- **3-8 содержание битумондов (в вес.%)**:
- в от следов до 5 · 10⁻⁴,
- **4 от** 5 · 10⁻⁴ до 1 · 10⁻³,
- 5-от 1 · 10-4 до 5 · 10-3,
- 6 -- от 5 · 10-8 до 1 · 10-2,
- 7 от 1 · 10-2 до 5 · 10-2,
- 8-01 5 · 10-2 до 1 · 10-1.

Скважины, по которым были взяты проанализированные образцы:

;

- іа Ямашинская 214,
- 16 Ямашинская 254,
- ів Ямашинская 207,
- 1г Ямашинская 208;
- 2а Ново-Елховская 229,
- 26 Ново-Елховская 205,
- 2в Ново-Елховская 3600,
- 2г Ново-Елховская 79,
- 2д Ново-Елховская 93;
- 3 Черемшанская 199;
- 4 Южно-Елховская 209;
- 5 Сугушлинская 37;

цы видно, что во всех 156 изученных образцах¹, взятых по 105 скважинам с 59 структур различных районов Волго-Уральской области, присутствуют битумоиды в количестве от следов до 0,08 вес. %.

Следует отметить, что во всех изученных образцах обнаружевы лишь маслянистые и легкие битумы. Кроме масел в составе последних присутствуют легкие, не люминесцирующие в растворе фракции битумов (углеводороды), наличие которых устанавливается по увеличенной ширине капиллярных вытяжек.

Анализ результатов показал, что различным петрографическим типам пород не свойственны какие-то определенные содержания битумоидов. На графиках отчетливо видно, что для всех типов пород получилось очень сходное распределение значений количественных содержаний битумоидов, которое подчеркивается еще и суммарной кривой. Чаще количество битумоидов в исследованных породах колеблется от следов до 0,0005 вес.%, и эти значения, очевидно, являются фоновыми (для холодной экстракции в хлороформе). Кроме того, на хвосте кривой распределения обособляются максимумы с модой 0,0015, 0,0065 и 0,025 вес.%, свидетельствующие о неоднородности распределения битумоидов.

Большое сходство графиков распределения для всех типов пород говорит об отсутствии связи между петрографическим составом пород и количеством содержащихся в них битумоидов, а также о зависимости ее от каких-то других причин.

6а — Шелашниковская 34, 66 — Шелашниковская 31, 6в — Шелашниковская 32; 7 — Валентиновская 2; 8а — Бакалинская 2, 86 — Бакалинская 6; 9 — Шаранская 1509; 10а — Зеленогорская 3570. 106 — Зеленогорская 3574; 11 - Чеканская 8; 12 — Ардатовская 7; 13а — Туймазинская 1504, 136 — Туймазинская 682. 13в --- Туймазинская 673, 13г - Туймазинская 375, 13д — Туймазинская 286, 13е — Туймазинская 1282. 13ж - Туймазинская 1312, 13э - Туймазинская 468; 14 — Субханкуловская 5; 15 - Домосейкинская 7; 16а — Сулинская 29. 166 — Сулинская 56, 16в — Сулинская 53; 17а — Сидоровская 16. 176 - Сидоровская 18, 17в - Сидоровская 19; 18а - Екатериновская 23, 186 — Екатериновская 21; 19а - Молгачевская 1-бис, 196 — Молгачевская 7-бис,

19в — Молгачевская 2; 20а — Хилковская 13. 206 — Хилковская 447; 21 — Восточно-Хилковская 3; 22а — Репьевская 1. 226 - Репьевская 437. 22в — Репьевская 419; 23а — Мухановская 52, 236 — Мухановская 414, 23в - Мухановская 420, 23г — Мухановская 415. 23д — Мухановская 42; 24а — Алтуховская 4; 246 — Алтуховская 6. 24в — Алтуховская 1; 25 — Михайловская 41; 26а — Малышевская 18, 266 — Малышевская 14, 26в — Малышевская 17; 27 — Красно-Самарская 1; 28 — Филипповская 40-бис; 29 — Волго-Сокская 3: 30 — Кутулукская 1; Зіа — Коханская 403. 316 - Коханская 404; 32 - Подгорненская 51; 33 — Садкинская 32; 34 — Корюшкинская 21; 35 — Краснооктябрьская 51; 36 — Могутовская 103: 37а - Гремячевская 58,

376 — Гремячевская 60; 38 - Твердиловская 11; 39 - Никольская 7: 40а — Спиридоновская 2, 406 — Спиридоновская 1; 41а - Бариновская 6, 416 - Бариновская 7; 42а — Лебяжинская 32. 426 — Лебяжинская 29; 43 - Ветлянская 2; 44а — Кулешовская 115, 446 - Кулешовская 110; 45 — Благодаровская 101; 46 — Пролетарская 3; 47 — Алексеевская 5; 48 — Иргизская 1: 49 — Украинская 2; 50 - Ново-Кубанская 12; 51а - Кленовская 25. 516 - Кленовская 22, 51в - Кленовская 15: 52а - Терсинская 20. 526 — Терсинская 28; 53 - Ивановская 6; 54а — Абрамовская 23. 546 — Абрамовская 21; 55 - Орлиновская 3; 56 — Теркинская 161; 57 — Подпешинская 3087; 58а — Верховская 30, 586 — Верховская 7

¹ Всего нами изучено около 300 образдов, но весь комплекс анализов выполнен для 156 образдов. В табл. 4—6 для скважин и структур учитывались максимальные показатели битуминозности.



Рис. 36. Распределение битумоидов в породах фундамента Волго-Уральской области

- **с** в различных типах пород:
- 1 метаморфические породы $(n = 36, x_{cp} = 2 \cdot 10^{-3}),$
- **2** кислые породы $(n = 40, x_{cp} = 3, 1 \cdot 10^{-3}),$
- **3** основные породы (n = 54, $x_{cp} = 3 \cdot 10^{-3}$),
- 4 суммарная кривая;
- б в породах с различной степенью раздробленности:
- 1 нераздробленные породы $(n = 56, x_{cp} = 2 \cdot 10^{-3}),$
- **2** раздробленные породы $(n = 84, x_{cp} = 4 \cdot 10^{-3});$
- в нераздробленных породах с различной степенью катаклазированности:
- I некатаклазированные породы $(n = 25, x_{cp} = -1, 1 \cdot 10^{-3}),$
- 2 катаклазированные породы $(n = 19, x_{cp} = 5 \cdot 10^{-3}),$
- п количество изученных образцов,
- жер среднее содержание битумондов по группе образцов — так называемая статистическая мода

Очевидно, главными из них являются разрушенность (трешиноватость, интенсивное развитие вторичных минералов. выветрелость и т. п.) и катаклазированность пород фундамента. На рис. 36 приведены графики распределения с учетом влияния этих факторов. Они позволяют связать отмеченные выше максимумы на кривых со степенью разрушенности или катаклазированности пород либо с тем и другим одновременно. Отметим, что образцы из коры выветривания в целом не характеризуются повышенным содержанием битумоидов или присутствием в их составе более тяжелых смолистых и асфальтеновых компонентов.

Изучение специальных шлифов с помощью ультрафиолетовой микроскопии подтвердило, что битумы в породах фундамента распределены неравномерно и концентрируются в ос-HOBHOM B трещинках. 30H**ax** дробления. по стыкам зерен. плоскостям спайности и другим участкам повышенной проницаемости. Судя по присутствию в центральных участках трещинок относительно более тяжелых компонентов битумов, подтверждается вывод о миграционной эпигенетической природе битумов, о проникновении их в породы фундамента и рассеянии по зонам повышенной проницаемости.

Приуроченность битумов в кристаллических и метаморфических породах к трещинкам отмечалась и ранее (Баранова, 1960; Киркинская, 1965; Педашенко, 1959; и др.). Петрографическое исследование шлифов вместе с данными ультрафиолетовой микроскопии показало. что битумы в основном либо связаны с трещинками и зонами дробления наиболее поздней генерации, которые заполнены кальцитом, мусковитом, хлоритом, серицитом, либо еще остались свободными.

При рассмотрении битуминозности пород фундамента в целом по Волго-Уральской области бросается в глаза явная связь повышенных содержаний битумоидов с зонами сильной раздробленности фундамента — с южным склоном Альметьевской вершины Татарского поднятия и западным склоном Жигулевско-Пугачевского свода. Повышенным содержанием битумоидов отличаются образцы из скважин, расположенных в локальных зонах тектонической трещиноватости пород фундамента на западном (скв. 207 Ямашинская) и восточном склонах Альметьевской вершины (скв. 137 Субханкуловская), в зоне Кинельских дислокаций (скв. 14 Малышевская, скв. 4 и 6 Алтуховская, скв. 3 Восточно-Хилковская) и на некоторых площадях восточного склона Воронежского выступа (скв. 20 Терсинская и скв. 23 Абрамовская).

Здесь следует отметить, что глубина вскрытия фундамента в большей части скважин превышала 10 *м* и достигала 30—40 *м* и более. Поэтому была возможность проследить, как изменяются количественные содержания битумоидов в различных интервалах отбора керна с удалением от кровли фундамента в разрезе докембрия отдельных скважин. Оказалось, что обычно эти количества довольно стабильны и в 13 скважинах отличаются не более чем в 2 раза, в 20 скважинах — менее чем на порядок и только в пяти скважинах — более чем в 10 раз.

Почти во всех случаях образцы с более значительной катаклазированностью и трещиноватостью выделяются повышенным содержанием битумондов. Для примера укажем скважины: 7 Ямашинскую, 58 и 60 Гремячевские, 110 и 115 Кулешовские, 82 Лебяжинскую, 5 Алексеевскую и 12 Ново-Кубанскую. Напротив, в образцах, затронутых катаклазом и трещиноватостью в одинаковой мере, количественные содержания битумоидов характеризуются постоянством для всего разреза докембрия (скв. Бакалинская 2).

В пределах одной структуры в разных скважинах количества битумоидов отличаются не более чем в 2 раза в четырех случаях, не более чем в 10 раз в одиннадцати случаях и более чем в 10 раз в семи случаях. Та же самая причина — различная степень катаклазированности и трещиноватость пород — проявляется при этом еще более резко. В качестве примера укажем Ново-Елховскую, Алтуховскую, Гремячевскую, Верховскую и Абрамовскую структуры.

Отметим также, что количественные содержания битумондов в породах фундамента в скважинах непродуктивных структур колеблются примерно в тех же пределах, что и для нефтегазовых месторождений. При этом на таких крупнейших месторождениях Волго-Уральской области, как Туймазинское и Мухановское, породы фундамента отличаются даже пониженным содержанием битумондов.

На 24 образцах было произведено определение количества Сорг по методу мокрого сжигания. Для большинства из них содержание Сорг находилось ниже точности применявшегося метода (0,01—0,03 вес. %) и лишь в единичных случаях при работе с увеличенными навесками (2 г) оно составляло 0,2—0,05 вес. %. Полученные низкие содержания Сорг характерны для пород докембрийского фундамента.

В табл. 5 представлены суммарные результаты изучения битуминозности докембрийских пород фундамента 101 образца. Эти образцы были отобраны из 33 скважин, пробуренных на 27 площадях Припятской и Днепровско-Донецкой впадин (рис. 37).

По количественному содержанию битумоидов наблюдается полная аналогия с Волго-Уральской областью. Так, в тех или иных количествах (от следов до 0,04 вес.%) битумоиды обнаружены во всех исследованных образцах.

На основании результатов люминесцентно-битуминологического анализа построена кривая распределений значений количественного содержа-



Рис. 37. Содержание битумоидов в породах докембрийского фундамента Припятско-Днепровско-Донецкого прогиба

1 — изогипсы (в жм) поверхности фундамента

- (по М. В. Чирвинской):
- 2 глубинные разломы;
- 3 прочие разломы фундамента;
- 4-8 содержание битумоидов (в вес. %):
- 4 -- от следов до 5 · 10-4.
- 5 от 5 · 10-4 до 1 · 10-3.
- 6 от 1 · 10-3 до 5 · 10-3.
- 7 5 · 10-3 IO 1 · 10-2.
- 8 -- от 1 · 10-2 до 5 · 10-2

Скважины, по которым были взяты проанализированные образцы:

- 1 Вишанская Р-1;
- 2 Северо-Домановическая Р-1;
- За Речицкая Р-7.
- 36 Речипкая Р-2.
- Зв Речинкая Р-1.
- 3г Речицкая Р-3.
- 3п Речицкая Р-4:
- 4 Шарпилковская Р-1;
- 5 Червонно-Слободская Р-1:
- 6 Копаткевичская Р-4;
- 7 Гороховская Р-1;
- 8 Петриковская 2;

- 9 Сколодинская Р-1;
- 10 Буйновичская Р-і;
- 11 Наровлянская 9;
- 12 Восточно-Наровлянская 1;
- 13 Тульговичская Р-1;
- 14а Стреличевская Р-1.
- 146 Стреличевская Р-4;
 - 15 Хойникская 1:
 - 16 Брагинская Р-1;
 - 17 CKB. 328;
 - 18 Гнилицкая 2Р:

 - 19 Гнилицко-Прилукская 308;

- 20 Кошелевская 204:
- 21а Смоляжская 1.
- 216 Смоляжская 2:
- 22 Веркиевская 7;
- 23 Барковско-Лесковская 3;
- 24 Велико-Бубновская 9;
- 25 Колайлинская 220:
- 26а Белоцерковская 23.
- 266 Белоцерковская 2Р;
- 27а Левенцовская 3,
- 276 Левенцовская 4:
- 28 Варваровская 4;
- 29 Северо-Голубовская 10

ния битумоидов (рис. 38). Она имеет ассиметричный характер. Наибольшее число анализов дает содержание битумоидов менее 0,001 вес.%. Правая часть кривой распределения имеет ступенчатый вид с обособленными четко выраженными максимумами $1,5 \cdot 10^{-3}$ и $3,5 \cdot 10^{-3}$ вес. %. На хвосте кривой выделяются менее значительные максимумы с модой $5,5 \cdot 10^{-3}$ и $2,5 \cdot 10^{-2}$ вес. %. Характер кривой ярко демонстрирует неоднородность распределения битумоидов в изученных породах. Интересно отметить,

Таблица 5

Содержание битумои-	Количество изученных			
дов, вес. %	образцов	скважин	структур	
Следы	4	_		
До 0,0005	25	2	2	
0,0005-0,001	17	6	5	
0,001-0,005	43	17	14	
0,005-0,01	7	3	2	
0,01-0,05	5	5	4	

Суммарные результаты холодной хлороформенной экстракции пород фундамента Припятско-Днепровско-Довецкого прогиба

что кривая распределения количественных содержаний битумоидов в породах докембрийского фундамента Припятско-Днепровско-Донецкого прогиба почти не отличается от кривой для пород фундамента Волго-Уральской области (см. рис. 36). Ограниченное количество образцов не позволило построить отдельные графики распределения для пород с различной степенью трещиноватости и катаклазированности, как это было сделано по материалам Волго-Уральской области (Лапинская и др., 1967). Но то, что и в керне докембрия Припятско-Днепровско-Донецкого прогиба повышенные количества битумоидов свойственны образцам, характеризующимся большей степенью разрушенности или катаклазированности пород либо тем и другим одновременно, видно из сравнения кривых 1 и 2 (см. рис. 38).

В образцах из скважин, расположенных в Шатилковской депрессии (Северо-Домановичская Р-1, Вишанская Р-1, Речицкие Р-1, Р-3, Р-4, Р-7, Шарпилковская Р-1), количественные содержания битума повышены и обычно составляют несколько тысячных долей весового процента. Такими же количественными содержаниями характеризуются образцы из скважин, пробуренных вблизи зон разломов на опущенных блоках фундамента (Стреличевская Р-1, Копаткевичская Р-4). На порядок ниже — несколько десятитысячных долей весового процента — содержание битумоидов в керне докембрия из скважин, расположенных на локальных поднятиях (Хойникская Р-1, Брагинская Р-1, Восточно-Наровлянская Р-1, Наровлянская Р-9, Червоно-Слободская Р-1 и др.).

Четкого изменения в содержании битумоидов по разрезу одной и той же скважины при увеличении глубины отбора керна от поверхности фундамента не наблюдается. Часто во всех образцах обнаруживаются либо «фоновые» (как указывалось выше, обычно в приподнятых участках залегания фундамента), либо повышенные количества битумоидов (в опущенных участках, вблизи зон разломов).

Ультрафиолетовая микроскопия подтвердила, что битумы в породах фундамента приурочены в основном к трещинкам и зонам дробления наиболее поздней генерации или к разрушенным участкам минералов,



Рис. 38. Распределение битумоидов в породах докембрийского фундамента различных районов Русской плиты

1 — Волго-Уральская область (n = 130); 2 — Припятско-Днепровско-Донецкий прогиб (n = 95);
 Припятско-Днепровско-Донецкий прогиб, катаклазированные и разрушенные породы (n = 67);
 4 — Прибалтика и Западная Белоруссия (n = 69); n — количество изученных образцов

выполненных серицитом, каолином, мусковитом, хлоритом, кальцитом и др. Судя по характеру распределения в трещинках, битум является миграционным, эпигенетичным вмещающей породе. Этот вывод подтверждается и отсутствием зависимости между количественными содержаниями битумоидов и петрографическим составом пород.

В 12 образцах определялось содержание Сорг по методу мокрого сжигания. Полученные результаты (несколько тысячных — первые сотые доли весового процента) находятся ниже или на пределе точности применявшегося метода.

Таким образом, обращает на себя внимание удивительное сходство в характере битуминозности пород докембрийского фундамента Волго-Уральской области и Припятско-Днепровско-Донецкого прогиба.

Нами исследовались также породы докембрийского фундамента из разведочных скважин Прибалтики и Западной Белоруссии. Суммарные результаты холодной экстракции в хлороформе сведены в табл. 6 и представлены на рпс. 39.

Таблица б

Суммарные рез	зультаты	холодной	хлороформенной
экстракции	пород ф	ундамента	Прибалтики
B	Западно	й Белорус	CHH

Содержание битумои-	Количество изученных			
дов, вес. %	образцов	скважин	структур	
		İ		
Следы	9	3	3	
До 0,0005	30	16	15	
0,0005-0,001	19	14	14	
0,001-0,005	11	11	11	

Оказалось, что в этих районах в породах фундамента фиксируются в основном фоновые содержания битумоидов в пределах от следов до нескольких десятитысячных долей весового процента, а на графике распределения отсутствуют пики на хвосте кривой распределения, характерные для Волго-Уральской области и Припятско-Днепровско-Донецкого прогиба (см. рис. 38).

Напрашивается вывод, что повышенные содержания битумоидов в породах фундамента характерны только для нефтегазоносных районов. Он подтверждается результатами изучения образцов керна докембрия из скв. Высокое 1 и скв. Ротайчицы 12-К (Брестский локальный прогиб), для которых также оказались характерны низкие количественные содержания битумов. Как известно, перспективы нефтегазоносности Брестского локального прогиба оцениваются весьма осторожно и не вызывают большого оптимизма (Горелик, 1966а; Калинин, 1968).

Чтобы оценить, насколько представителен наш материал для суждения о диапазоне вертикальной миграции, необходимо остановиться на вопросе: откуда могли поступать битумы в породы фундамента? Можно высказать четыре предположения об их генезисе:

1. Битумы понали в породы фундамента из осадочного чехла в процессе латерального или нисходящего движения пластовых вод или какимлибо другим способом.

2. Битумы являются продуктом переработки тех реликтов органического материала, который мог содержаться в первоначальных осадочных породах, подвергшихся метаморфизму.

3. Битумы являются следами миграции углеводородов из глубоких зон земной коры.

4. Битумы занесены в породы фундамента раствором, циркулирующим в скважине в процессе бурения; в этот раствор могли попасть нефть и газ из продуктивных горизонтов платформенного чехла, либо при нефтяных ваннах, или, наконец, за счет смазочных масел, имевшихся на долотах и бурильных трубах.

Последний путь заноса битумов можно допустить для отдельных образцов керна в его поверхностной части. Однако нами был проанализирован обширный материал, причем для анализов использовались центральные участки кернов. Кроме того, выше уже отмечалось, что количественные содержания битумов в породах фундамента не зависят от наличия или отсутствия нефтегазоносных горизонтов в платформенном чехле, т. е. от местоположения скважины на продуктивной или пустой структуре.

Полученную картину битуминозности пород фундамента нельзя объяснить также, взяв за основу второе предположение, так как количественные содержания битумоидов и характер их распределения одинаковы как для метаморфических, так и для изверженных пород.

Следовательно, остается одно из двух: либо битумы в породах фундамента имеют глубинное происхождение, либо они были занесены туда из платформенного чехла. Для прямого однозначного ответа на этот вопрос необходимо сравнительное химическое изучение битумов пород фундамента и осадочного чехла. Но оно затруднено тем, что в связи с низкими количественными содержаниями битумов в породах фундамента для этого потребовались бы большие навески и специально разработанная методика анализа. Используя основные положения нефтяной геологии о перемещении нефти, т. е. легких и маслянистых битумов, более легких, чем вода, в верхние структурные этажи, мы должны считать занос нефтяных битумов сверху вниз, из чехла в фундамент, явлением маловероятным. Поэтому данные о битуминозности пород фундамента можно считать серьезным аргументом в пользу миграции нефти из более глубоких частей земной коры.





изогипсы (в ж) поверхности фундамента (по А. Ш. Файтельсону и др.);
 разломы фундамента;
 5 -- содержание битумондов (в вес.%):
 3 -- от следов до 5 · 10⁻⁴,
 4 -- от 5 · 10⁻⁴ до 1 · 10⁻³,
 5 -- от 1 · 10⁻³ до 5 · 10⁻³

Скважины, по которым были взяты проанализированные образцы

в	Эстонии:	
1	- Раннапунгеря	76 г,
2	— Выхма,	-

4 — Хаансалу, 5 — Арду, 6 — Эллавере, 7 — Пярну 245,

3 — скв. 320,

- 8 Hailcaap 120,
- 9 Пудисоо 7,
- 10 Kanny 300,
- 11 Тапа;
- в Латвии:
- 12 Пилтене 1,
- 13 Блидене 5,
- 14 Межвагари 13, 15 — Вилцине 19, 16 — Дреймани 11, 17 — Стури 9, 18 — Валмиера 7, 19 — Стренчи 8, 20а — Инчукалис 1 р,
- 20б Инчукалис 2р;

```
в Литве:
```

- 21 Кибарта**й 22**,
- 22 Стонишкяй ОП,
- 23 Соснава 6,

В работах И. А. Петерсилье (1964), В. Н. Флоровской (1967) и других исследователей показано, что образование углеводородных соединений и битумов происходит при процессах как магматической, так и гидротермальной деятельности. Приведенные нами результаты показывают, что в породах кристаллического фундамента присутствуют эпигенетические нефтяные битумы, поступившие в них в более поздние этапы, уже после накопления нижних толщ платформенного чехла. Подобные же результаты по ряду структур Волго-Уральской области были получены ранее Т. Э. Барановой (1960), М. А. Гаррис и др. (1961), по Токмовскому своду — А. И. Педашенко (1959), по Иркутскому амфитеатру — В. Н. Киркинской (1965).

В сводке Н. А. Кудрявцева (1959) указывается, что битумо- п газопроявления в метаморфических и изверженных породах имеются почти на всех континентах, как в зонах погружения, так и на выходах фундамента на поверхность. В отдельных благоприятных случаях в трещиноватых породах докембрийского фундамента даже были обнаружены мелкие промышленные залежи нефти. Так, Н. А. Кудрявцев приводит данные о наличии 12 таких залежей в Канзасе, двух — в ОАР в Суэцком грабене и в других районах.

Интересные факты, подтверждающие представление о миграции нефтяных углеводородов из сравнительно глубоко залегающих слоев фундамента, были получены нами при изучении битуминозности пород в разрезе докембрия, вскрытом Туймазинской скв. 2000. Она пробурена на юго-восточном крыле Туймазинского поднятия, в зоне разлома фундамента, намечавшегося ранее по геофизическим данным и разведочному бурению. На глубине 1820 м скважина вскрыла породы докембрийского фундамента и была в них остановлена при забое 4100 м, т. е. прошла по ним более 2000 м. Разрез докембрия охарактеризован примерно 100 интервалами отбора керна; его описание приведено в статьях В. П. Трахтмана и др. (1966) и Д. В. Постникова (1967).

В интервале глубин 1820—2910 ж породы фундамента представлены (рис. 40) в основном плагиоклазово-биотитовыми и биотит-плагиоклазовыми гнейсами и гранито-гнейсами, часто микроклинизированными и окварцованными. В средней части интервала (на глубинах 2100—2790 ж) гнейсы чередуются с амфиболитами. Ниже, вплоть до забоя скважины, в разрезе преобладают кварцевые роговообманково-биотитовые диориты, разгнейсованные, с мощной интрузией габбро-диабазов в интервале 3290—3400 ж.

Почти по всему разрезу (а особенно в верхней части) в породах фундамента отмечаются интенсивная макро- и микротрещиноватость, катаклаз, реже милонитизация и зеркала скольжения. Трещинки обычно заполнены гематитом, вторичным кварцем, реже кальцитом и хлоритом, а мелкие извилистые микротрещинки — чаще всего кальцитом. Из-за сильной раздробленности пород в ряде интервалов либо вовсе не удалось поднять керн, либо вынос его был невелик, в виде отдельных

24 — Таураге 11, 25 — Пренай 3, 26 — Укмерге 10, 27 — Барчай 61, 28 — Паровея 9, 29 — Вильнюсская 1; в Белоруссия: 30 — скв. 34, 31 — скв. 4, 32 — скв. 26, 33 — скв. 30, 34 — скв. 17, 35 — скв. 15, 36 — СКВ. 35, 37 — СКВ. 12, 38 — СКВ. 6, 39 — СКВ. 5, 40 — СКВ. 31, 41 — СКВ. 32, 42 — Высокое 1. 43 — Ротайчины 12-к





- 1 плагиоклазово биотитовые гнейсы;
- 2 плагиоклазово биотитовые микроклинизированные гнейсы;
- 3 гнейсы с внедрениями диоритов;
- 4 роговообманково биотитовые кварцевые диориты;
- 5 габбро-диабазы;
- 6 зоны интенсивной трещиноватости;
- 7 менее трещиноватые зоны;
- 8 содержание битумов;
- 9 --- сумма тяжелых углеводородов;
- 10 метан

пластинок и чешуй (особенно на глубинах 3631—3747 м). Таким образом, впервые можно было увидеть в скважине настоящий разлом фундамента, который ранее, правда, намечался по геофизическим данным, но отнюдь себя ярко не проявлял в платформенном чехле, где углы наклона слоев девонских отложений на крыле Туймазинской структуры не превышают 2°.

Изучение битумов и углеводородных газов в докембрийском разрезе скважины проводилось несколькими организациями. Частично результаты уже были опубликованы (Кропоткин и др., 1966). Остановимся на них подробнее.

Из 226 образцов, относящихся к 73 интервалам отбора керна (глубины 1820—3817 м), были извлечены хлороформенные вытяжки. В 212 образцах из 71 интервала установлено присутствие легких или маслянистых битумоидов (табл. 7).

Таблица 7

Содержание биту- моидов, вес. %	Количество изученных			Количество изученных	
	образцов	интервалов отбора керна	Содержание би- тумоидов вес. %	образцов	интервалов отбора керна
Отсутствует Следы 0,0001-0,0005	14 124 40	2 23 17	$\begin{array}{c} 0,0005 {} 0,001 \\ 0,001 {} 0,005 \\ 0,005 {} 0,01 \end{array}$	21 24 3	12 16 3

Суммарные результаты холодной хлороформенной экстракции пород фундамента Туймазинской скв. 2000

Чаще это следы битумоидов, но нередко их содержание достигает десятитысячных и тысячных долей весового процента.

Интересно отметить, что содержание битумоидов в породах фундамента скв. 2000 не убывает вниз по разрезу и в целом совпадает с данными по другим скважинам, вскрывшим фундамент на Туймазинской площади на небольшую глубину (несколько десятков метров).

Данные ультрафиолетовой микроскопии показали, что битумы приурочены к микротрещинам, контактам зерен, мелким зонам дробления и являются вторичными, миграционными.

Помимо битумов в разрезе кристаллического фундамента Туймазинской скв. 2000 в лаборатории геохимии глубинных газов ВНИИЯГГ изучалась газовая фаза горных пород. Газ извлекался из систематически отбиравшихся проб бурового раствора, а также из нескольких контрольных образцов керна. Исследованные газы оказались углекисло-азотными, с примесью углеводородов. В составе последних обнаружены углеводороды до C₇ включительно, в том числе непредельные соединения C₂ — C₄ и изомеры C₄—C₅. В газовой фазе пород присутствует также водород, инертные и благородные газы (Ne, Ar, He).

Характер распределения углеводородных газов в разрезе Туймазинской скважины показан на рис. 40. Аномально высоким содержанием углеводородов характеризуются пять локальных зон, совпадающих с теми интервалами разреза, в которых выявлена наиболее сильная нарушенность пород фундамента.

В статье М. К. Калинко и др. (1968) был сделан вывод о том, что битумы в центральной части керна из докембрия Туймазинской скв. 2000 отсутствуют, а в поверхностную часть керна они внесены при бурении. При этом предположительно указывается, что такое «загрязнение» керна могло произойти при поступлении в буровой раствор нефти либо из продуктивных пластов девона, либо за счет нефтяных ванн, либо, наконец, за счет смазочных масел, имеющихся на буровом оборудовании.

Важной целью бурения экспериментальной Туймазинской скв. 2000 была проверка возможного существования в зоне разлома фундамента «нефтеносных хвостов» залежей, имеющихся на Туймазинском месторождении в платформенном чехле. Поэтому были приняты строгие меры против случайного занесения в породы фундамента нефти и ее продуктов. В результате внимательного просмотра буровых документов и личных бесед с начальником буровой бригады выяснилось, что нефтяные ванны в процессе бурения не применялись. Что же касается смазочных масел, имевшихся на долоте и бурильных трубах, то их количество по отношению к объему бурового раствора (в который они должны попасть прежде, чем в породы докембрия) было невелико. Особенности состава и характер распределения битумов в породе (легкие и маслянистые битумы в трещинах и зонах дробления) также не позволяют считать, что их источником могли быть смазочные масла.

Другой путь заноса битумов в породы фундамента был бы возможен при попадании нефти из продуктивных пластов девона в буровой раствор; к сожалению, ствол скважины на всем протяжении бурения оставался необсаженным. Однако при данных конкретных обстоятельствах это упущение не имело заметных последствий. В процессе бурения, когда скважина проходила продуктивные пласты девона, газовый каротаж зарегистрировал поступление в буровой раствор нефти из продуктивных пластов девона. Но когда скважина дошла до фундамента, буровой раствор был заменен, и в дальнейшем в процессе бурения не было зафиксировано сколько-нибудь заметного поступления углеводородов.

Видимо, глинизация стенок скважины была достаточно надежной. Последнее подтверждается и отсутствием притока воды или нефти в скважине даже при снижении в ней давления в процессе опробования интервала 2216—2408 м (при забое на глубине 2408 м).

Что же касается выводов М. К. Калинко и др. (1968) о «загрязнении» керна с поверхности, то оно могло иметь место в крайнем случае лишь для нескольких образцов из числа нами изученных. В других же случаях установленные М. К. Калинко и др. (1968) повышенные количества битумов в поверхностных участках керна объясняются, видимо, парафинированием керна с поверхности. Мы же при анализах (Кропоткин и др., 1966) использовали центральные участки образцов керна. Исследования проводились таким же образом И. К. Байрак в лаборатории УФНИИ, И. А. Петерсилье и др. (1967) в Кольском филиале АН СССР. Причина расхождения в результатах анализов, полученных нами и М. К. Калинко и др. (1968) для некоторых образцов из одних и тех же интервалов разреза, заключается в том, что вторая группа аналитиков специально отбирала и выпиливала из центральной части керна монолитные, без видимой трещиноватости образцы. Естественно, эти образцы в отличие от трещиноватых характеризовались более низкими содержаниями битумов, поскольку, как уже отмечалось выше, битумы в породах фундамента эпигенетичны и обычно приурочены к трещинкам.

Состав углеводородных газов по разрезу Туймазинской скв. 2000 закономерно изменяется с глубиной в сторону увеличения процентного содержания более легких компонентов, а количество углеводородных газов отчетливо возрастает в зонах повышенной трещиноватости пород фундамента.

Эти газы также не являются привнесенными в процессе бурения, поскольку они резко отличаются от попутных нефтяных газов из девонских нефтяных залежей Туймазинского месторождения. Статистические корреляции между содержанием углеводородных газов и количеством битума в породе одновременно указывают, что битумы не были привнесены в процессе бурения, а присутствовали в породе вместе с газом. Следовательно, на основании имеющихся корреляций между содержанием углеводородных газов, количеством нефтяных битумоидов и трещиноватостью пород, а также между качественными особенностями битумов в докембрийском керне и характером их распределения, выявленным с помощью ультрафиолетовой микроскопии, мы имеем достаточные основания утверждать, что битумы и углеводородные газы в породах докембрийского фундамента Туймазинской скв. 2000 присущи изученным кристаллическим породах, а не занесены в них в процессе бурения.

Таким образом, материалы по битуминозности пород разреза Туймазинской скв. 2000 указывают на большую глубинность их распространения (1-2 км ниже поверхности фундамента) и, по-видимому, на их вертикальную миграцию из еще более глубоких слоев земной коры.

Роль неотектонических движений в формировании залежей нефти и газа

Имеется немало данных, которые показывают, что в формировании нефтегазовых месторождений в Волго-Уральском и других нефтегазовых регионах Русской плиты основная роль принадлежала кайнозойскому (альпийскому) этапу развития. Нефтяные и газовые месторождения ассоциируются с разломами фундамента тех крупных структур, которые характеризовались сравнительно высокой тектонической активностью в кайнозое. Это относится как к нефтегазоносным провинциям, так и к группам месторождений и к отдельным месторождениям в их пределах. Критерием такой активности могут служить различные геолого-геофизические параметры, и в особенности данные по неотектонике, геотермии и геоморфологии.

Так, Л. Н. Розанов и др. (1967) на примере Волго-Уральской области показали четкую приуроченность нефтяных и газовых месторождений к активным неотектоническим структурам.

В. П. Бухардев и его сотрудники (1963) на материале по Волго-Уральской области и другим нефтегазоносным районам с использованием методов математической статистики проверили некоторые предполагавшиеся закономерности размещения месторождений нефти и газа, выявленные ранее геслогическими методами для отдельных территорий. Одной из основных закономерностей, достоверность которой подтверждена этими исследованиями, является приуроченность нефти и газа к зонам повышенной раздробленности фундамента. Для выявления таких зон В. П. Бухарцевым были использованы трансформированные топографические карты — так называемые карты регионального и локального стандарта.

Дифференцированность рельефа, которая отражается в картах регионального и локального стандартов, связана, по нашему мнению, не только с раздробленностью фундамента, но и с характером неотектонической активности этого участка. Следовательно, из данных В. П. Бухарцева вытекает вывод, который можно сформулировать более конкретно: нефтегазоносные области и районы приурочены к тем зонам повышенной раздробленности фундамента, которые характеризовались большей активностью неотектонических движений. Таким образом, в результате анализа различного исходного материала, выполненного В. П. Бухарцевым, нами и другими исследователями, был получен один и тот же основной вывод.

Сопоставление карты месторождений нефти и газа (см. рис. 34) с Картой новейшей тектоники СССР (1959) показывает, что нефтегазопосные территории характеризуются относительно повышенной неотектонической активностью (Волго-Уральское мегаподнятие, Припятско-Дненровско-Донецкий прогиб и др.).

На большом материале выявляется также прямая связь зон нефтегазоносности с областями определенного геотемпературного режима. Она состоит в том, что большая часть месторождений нефти и газа приурочена к зонам, характеризующимся сравнительно повышенным тепловым режимом. Эта закономерность хорошо выявляется при рассмотрении геотермических карт Европейской части СССР, составленных В. А. Покровским и Б. Г. Поляком (Покровский, 1960). На Русской плите повышенным тепловым режимом характеризуется ряд районов Волго-Уральской области и Днепровско-Донецкая впадина.

В работах А. В. Дружинина (1963), С. Г. Думанского (1963), В. Р. Катихина (1964) и других исследователей отмечается, что как отдельные нефтегазоносные структуры, так и группы таких структур на крупномасштабных геотермических картах проявляются локальными аномалиями теплового поля. На Русской плите это аномалии, приуроченные к Жигулевскому валу, к локальным структурам Днепровско-Донецкой впадины и др.

Обобщение новейших геотермических данных по территории СССР (Макаренко, 1967), как и по всей Земле (Смирнов, 1967), показывает, что наибольший тепловой поток и наиболее высокий температурный градиент характерны для областей молодой (кайнозойской) складчатости, неотектонической активизации платформ и молодого вулканизма.

Как же можно объяснить намечающуюся корреляцию между неотектонической активностью, повышенным тепловым режимом и нефтегазоносностью локальных структур? Вероятно, здесь во многом правы те исследователи, которые объясняют возникновение локальных аномалий теплового поля и формирование нефтегазовых месторождений восходящей миграцией углеводородов и других нагретых флюидов из более глубоких зон (Думанский, 1963; Калинко, 1964 Дружинин, 1967). Связь же нефти и газа с неотектонически активными структурами объясняется тем, что нефть и газ являются очень подвижными флюидами, и их скопления довольно быстро (с позиций геологического времени) разрушаются. То месторождения, которые существуют сейчас, были сформированы либо переформированы в конце третичного времени или в четвертичное время. Так, ориентировочные расчеты показывают. что аномалия теплового поля, приуроченная к Кулешовскому поднятию, сформировалась в четвертичное время. Поскольку происхождение этой аномалии можно объяснить лишь подтоком нагретых флюидов снизу, то, следовательно, залежи нефти и газа были сформированы или доформипованы на Кулешовской площади в четвертичное время.

Но это не подтверждает мнения В. Б. Порфирьева (1960), считающего, что на протяжении фанерозоя, за исключением неоген-четвертичного времени, нефтяные и газовые месторождения не образовывались. Нет, они формировались и раньше, но все древние залежи позднее были либо разрушены, либо переформированы.

Температурные условия образования нефти как доказательство ее глубинного происхождения

Изучение физико-химических условий образования нефти приводит к почти общепризнанному выводу о том, что большая часть углеводородов, входящих в состав нефти, образовалась при температурах от 150 до 250—300° С (Добрянский, 1948; Обрядчиков, 1947; Фрост, Осницкая, 1951; Петров, 1967; Порфирьев, Гринберг, 1948). Такие оценки температур согласуются с представлениями тех сторонииков биогенного происхождения нефти и газа, которые считают, что процессы нефтегазообразования за счет захороненного органического вещества начинаются лишь при погружении пород на глубину более 2— 3 км, а интенсивно могут идти лишь при глубинах более 5—7 км (Вассоевич, 1967; Двали, 1963; Неручев, 1962; В. А. Соколов, 1964; и др.) Это соответствует температурному интервалу 150—200° С и выше.

В связи с тем, что геотермическая ступень на докембрийских платформах составляет (и составляла в прошлом, по крайней мере с кембрия, как показывает изучение термической истории Земли) от 30 до 80 м/град, то глубина зоны, в которой могла образовываться нефть при температурах 150—300° С, определяется в интервале от 4,5 до 24 км, но более вероятно — в интервале от 6 до 18 км. Для подавляющей части территории докембрийских платформ этот интервал температур уже приурочен к фундаменту, к так называемому «гранитному» слою земной коры, сложенному изверженными и глубоко метаморфизованными породами. Тем самым глубинное происхождение углеводородов для большинства месторождений платформ доказывается достаточно определенно.

По материалам Ф. А. Макаренко и его сотрудников о температуре в основании платформенного чехла нами были выделены на Русской плите территории, где была бы возможна слабая (при температуре 150—200° С) или интенсивная (температуры более 200° С) генерация углеводородов из органического вещества осадочных пород в соответствии с изложенными взглядами сторонников органического происхождения нефти. Оказалось, что интенсивная генерация углеводородов могла бы протекать только в глубоко погруженных частях Прикаспийской депрессии Днепровско-Донецкой впадины (рис. 41, см. вкладку в конце книги).

Таким образом, основные скопления нефти и газа оказываются расположенными далеко от тех мест, где образование углеводородов можно было бы связать с преобразованием биогенного органического вещества осадочных отложений в обстановке повышенного давления и температуры. В этом случае невозможно объяснить формирование месторождений Татарии, Башкирии, Пермской области, Ухтинского района без допущения дальней латеральной миграции углеводородов. Между тем, как известно, боольшинство геологов-нефтяников отвергают представление о таких масштабах их латеральной миграции (Линецкий, 1965; Маймин, 1963; Розанов, 1962).

Таким образом, температурные условия образования нефти служат серьезным аргументом в пользу глубинного генезиса нефти и газа.

О ПЕРСПЕКТИВАХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ НЕКОТОРЫХ РАЙОНОВ РУССКОЙ ПЛИТЫ

В свете указанных выше закономерностей анализ глубинной тектоники позволяет дать ориентировочную оценку перспектив нефтегазоносности тех территорий Русской плиты, которые остались сравнительно малоисследованными до настоящего времени.

На западе Русской плиты перспективным является восточный борт Балтийской впадины, но наиболее благоприятные участки находятся на территории Польши и под водами Балтийского моря. Восточный борт Львовского локального прогиба также относится к числу весьма перспективных в отношении нефтегазоносности.

На юго-западе Русской плиты заслуживает внимания южный склон Украинского выступа, особенно его участки, прилегающие к глубинному разлому — шву, проходящему по границе со Скифской эпигерцинской

15* 227

платформой. В значительной части эта зона скрыта под водами Черного и Азовского морей.

В пределах Волго-Уральской области перспективны западный и северный борта Бузулукской впадины.

Прикаспийская депрессия по-прежнему остается малойзученной, но и здесь к числу наиболее благоприятных участков для поисков нефти и газа относятся борта впадины, а также зоны разломов, осложняющие ее центральную часть.

В Печорской депрессии перспективны платформенные участки, прилегающие к Предуральскому краевому прогибу, а также северо-восточные ее районы, характеризующиеся сильной раздробленностью фундамента и наличием в платформенном чехле целого ряда валообразных поднятий, вытянутых в северо-северо-западном направлении.

Шельфы Белого и Баренцева морей также могут представлять больтой интерес для поисков залежей нефти и газа.

Перспективы центральных районов (Московская синеклиза, Рязано-Саратовский прогиб), несмотря на довольно большой объем выполненных здесь в последнее время геофизических и буровых работ, остаются невыясненными. В этих районах слабо проявлялись неоген-четвертичные движения; и хотя по фундаменту фиксируются протяженные флексурно-сбросовые зоны, основные движения вдоль них происходили в верхнем рифее и венде, а локальные структуры в вышележащих палеозойских отложениях, как правило, являются малоамплитудными. К тому же еще исследования Н. К. Игнатовича (1945) показали, что палеозойские отложения Московской синеклизы сильно промыты. Последние результаты гидрогеологических и гидрогеохимических работ, согласно В. Н. Корценштейну, подтвердили этот вывод и показали слабую насыщенность подземных вод углеводородными газами.

Глава II

СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ АФРИКАНСКО-АРАВИЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Северная Африка и Аравия принадлежат к важнейшим нефтеносным районам мира и представляют большой интерес с точки зрения сравнительной тектоники для сопоставления со структурами Европейской и других платформ.

Геологическое строение Африки освещено в нескольких обзорных работах, опубликованных за последние годы. Из них следует отметить обобщающие сводки Р. Фюрона (Furon, 1960, 1964, 1965), С. Е. Колотухиной и др. (1964), С. Г. Хоутона (1966), а также Геологическую карту Африки (Geological map of Africa, 1963) и Тектоническую карту Африки (Tectonic international map of Africa, 1968), составленную под редакцией Г. Шубера.

Вопросы формирования структуры фундамента Африканской платформы рассматриваются в ряде работ зарубежных и советских геологов (Тектонические карты континентов, 1967; Богданов, 1968а; Муратов, 1966; Шейнманн, 1959; Штрейс, 1964; Cahen, Snelling, 1966).

Основные рубежи геосинклинального развития фундамента Африканско-Аравийской платформы намечаются различными исследователями почти идентично. Так, при составлении Тектонической карты Африки в докембрии было решено выделять четыре основных комплекса (РА, РВ, РС и РД), расчленяя в случае возможности каждый из них на две части (Тектонические карты континентов, 1967).

Такое подразделение удовлетворительно согласуется с этапами становления фундамента Европейской и других древних платформ (Богданов, 1967, 1968а; Муратов, 1966; и др.)

Наиболее древние катархейские комплексы пород с возрастом более 2,5—2,65 млрд. лет (РД) в пределах описываемой северной части Африканско-Аравийской платформы слагают фундамент Центрально-Африканского массива и значительных участков в Западной и Северной Африке (серии Амсага, Галаман и Шегга Регибатского массива, Суггарий Ахаггарского массива и др.).

Почти на всей описываемой территории Северной Африки фундамент был консолидирован после завершения развития геосинклинальных прогибов, выполненных Берримийской, Фарузийской сериями и их аналогами (докембрий PC). Замыкание этих прогибов произошло соответственно после эбурнейской (1,85—2,1 млрд. лет) и майобской складчатостей (1,65—1,8 млрд. лет). В период развития этих прогибов и после их замыкания в западных районах Северной Африки преобладали восходящие движения. На границе нижнего и верхнего протерозоя (рифея) осадконакопление происходило лишь в отдельных мелких грабенообразных прогибах и мульдах, в которых накапливались континентальные малоссоидные формации (Тарквий Ганы, серии Гельб-эл-Хадид и Абдэль-Малек Регибатского поднятия).

Позднее, в среднем и верхнем рифее, развивались протяженный грабенообразный Фалемский прогиб, а также прогибы Буэм, Нигерский и Рокелл-Ривер. Выполняющие их отложения (докембрий РВ) представлены преимущественно красноцветными песчаниками и кварцитами, а также аргиллитами, сланцами, яшмами, конгломератами и доломитовыми известняками со строматолитами. Они почти не затронуты процессами метаморфизма и не испытали интенсивной складчатости.

Рифейские или верхнепротерозойские отложения (докембрий РВ и РА) широко распространены в депрессии Таудени. Вулканогенными и терригенными континентальными породами представлены пурпурная серия Ахнет Центральной Сахары и серия Негритий массива Адрар Ифорасов, относящиеся к венду (инфракембрий РР).

На протяжении инфракембрия и в начале кембрия обширный прогиб существовал на территории Антиатласа и северного борта Тиндуфского прогиба. В это время здесь накопились континентальные терригенные и вулканические породы серии Уарзазат и мощная (более 3 км) толща известняков и доломитов серии Адуду, которая в центральных частях прогиба согласно перекрыта известняками георгийского яруса (Cm₁).

Таким образом, в северной части Африканской платформы после замыкания берримийских и фарузийских троговых прогибов при континентальных условиях в отдельных грабенах продолжалось накопление терригенных пород, содержащих иногда и вулканический материал. Этот процесс в западных районах (Мавритания, Гана) начался в конце нижнего протерозоя, а в рифее и венде в прогибание уже были втянуты обширные территории, например западная часть депрессии Таудени.

В Центральной Сахаре консолидация фундамента наступила несколько позднее, с чем связан и более молодой верхнерифейский (докембрий РА) и вендский (инфракембрий РР) возраст отложений, выполняющих отдельные прогибы и мульды, образовавшиеся после замыкания фарузийских прогибов. Следует отметить также, что фундамент центральных и западных районов северной части Африканско-Аравийской платформы подвергся значительной переработке и омоложению, о чем свидетельствуют данные абсолютного возраста по массивам Ахаггар (505—635 млн. лет), Тибести (500 млн. лет) и Нигерийскому (500 млн. лет) (Тугаринов, 1967; Black, 1966; Ferrara, Gravell, 1966; Mitchell-Thomé, 1965; Rocci, 1964—1965). Время этой активизации совпадает с завершением консолидации байкальских (катангских, ассинтских) складчатых поясов, которые занимают большое место в строении фундамента Южной и Восточной Африки. У. Кеннеди Kennedy, 1965), а также Р. Фюрон (Furon, 1965, 1968) считают эту активизацию совпадающей с более молодой каледонской орогенией (450—550 млн. лет) и отмечают, что она проявилась во многих частях Африканского континента.

Установлено, что возраст консолидации фундамента в пределах северо-восточных районов Африки и на Аравийском полуострове также более молодой — верхнерифейский или раннебайкальский (650—700 млн. лет), близкий к границе верхнего рифея и венда (Браун, Джексон, 1963; Поникаров, Казьмин, 1965; Karpoff, 1960; Schürmann, 1961). Вендские отложения (инфракембрий) выполняют сравнительно небольшие разобщенные структуры типа мульд и грабен-синклиналей, которые сформировались в условиях, переходных от геосинклинальных к платформениым. Так, в северной части Аравийско-Нубийского щита к «переходному комплексу» относятся образования серии Фатима, представленные конгломератами, аркозовыми песчаниками, красноцветными сланцами, туфогенными песчаниками, линзами известняков со строматолитами, и вулканогенная толща Шаммар.

Недислоцированные и неметаморфизованные отложения самых верхов докембрия встречены и в других районах Аравийского полуострова. Это серия Сарамуй в Иордании, формация Эйлат в Израиле и др. На территории ОАР с серией Фатима параллелизуется серия Хаммамат, сложенная конгломератами, сланцами и песчаниками. В южной части Аравийско-Нубийского щита фациальным аналогом серии Фатима являются отложения серии Абла.

Таким образом, консолидация фундамента наступила сначала в западных районах Северной Африки, и соответственно в них раньше возобновились погружения и накопление типичного платформенного чехла.

ОПИСАНИЕ СТРУКТУРНЫХ ФОРМ СОВРЕМЕННОЙ ПОВЕРХНОСТИ ФУНДАМЕНТА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ АФРИКАНСКО-АРАВИИСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Рельеф современной поверхности докембрийского фундамента северной части Африканско-Аравийской платформы отражен на схематической карте (рис. 42), являющейся выкопировкой из Тектонической карты Африки (Tectonic international map of Africa, 1968). В нее внесены незначительные изменения и дополнительно нанесены изогипсы поверхности фундамента по территории Эфиопии, Сомали и в акватории Атлантического и Индийского океанов, Аденского залива, Красного и Средиземного морей.

В пределах северной части Африки и Аравийского полуострова в рельефе поверхности фундамента можно выделить четыре зоны, которые различаются по глубине его погружения, а именно: Западно-Африканскую приподнятую область, Северо-Африканскую погруженную область, Аравийско-Нубийскую приподнятую область и Аравийско-Персидскую погруженную область. С юга к описываемой территории примыкает Центрально-Африканская приподнятая зона.

Депрессии, впадины и прогибы встречаются как в приподнятых, так и в погруженных зонах. Однако в последних мощность платформенного чехла более значительна и местами достигает 10—12 км. Разрез чехла здесь характеризуется большой полнотой — от нижнепалеозойских до неоген-четвертичных отложений — и представлен чаще в морских фациях.

В составе Западно-Африканской приподнятой зоны обособляются Ахаггарский, Сьерра-Леонский, Регибатский и Нигерийский выступы, поднятие Фалема-Асаба (2), впадина Тиндуф (1), депрессия Таудени и прогибы Сенегальский (II) и Рио-де-Оро (I). Эти крупные структуры в свою очередь осложнены структурами более высокого порядка.

Регибатский выступ протягивается в восток-северо-восточном направлении. В его пределах архейские и нижнепротерозойские породы фундамента обнажены на дневной поверхности и прослеживаются на отметках 200—500 м выше уровня моря. Юго-западный склон выступа полого погружается в пределы депрессии Таудени. Восточная периклиналь Регибатского выступа срезана локальным прогибом Регган, который имеет северо-западное простирание и с северо-востока отделен полнятием Угарта от локального прогиба Тиммимун, входящего в состав Северо-Африканской погруженной области. Мошность платформенного чехла в локальном прогибе Регган достигает 4 км, а его разрез представлен преимущественно палеозойскими отложениями, перекрытыми породами кайнозоя. С севера к Регибатскому выступу примыкает впадина Тиндуф (1). Она протягивается в субщиротном направлении между Регибатским выступом и поднятием Антиатлас. Впадина асимметрична, причем ее северный борт осложнен флексурно-сбросовой зоной. Глубины до фундамента в осевой части впадины, смещенной к ее северному склону, достигают 10 км, а разрез ее платформенного чехла в основном также представлен палеозойскими отложениями.

На западную часть впадины Тиндуф наложен более молодой мезозойско-кайнозойский прогиб Рио-де-Оро (I), который протягивается в северо-восточном направлении. Его юго-восточный борт, примыкающий к склону Регибатского выступа, осложнен крупной зоной разломов Таннтан-Земмур (Тектоническая карта континентов, 1967). На юго-восточном борту этого прогиба обнажены палеозойские породы, но северо-западнее, на побережье Атлантического океана, на докембрийском фундаменте непосредственно залегают лагунно-континентальные отложения юры. Мощность разреза мезозойско-кайнозойских отложений в прогибе Рио-де Оро возрастает к северо-западу и в пределах шельфа Атлантического океана достигает 8—9 км. На юго-западе прогиб Рио-де-Оро отделен от Сенегальского прогиба (II) седловиной, являющейся погруженным западюго-западным окончанием Регибатского выступа.

Сенегальский прогиб протягивается в меридиональном направлении вдоль западного побережья Африки и с востока ограничен поднятием Фалема-Асаба (2). Как и прогиб Рио-де-Оро, это окраинно-материковый (периокеанический) прогиб, сформировавшийся в мезозое и кайнозое. Мощность платформенного чехла на шельфе Атлантического океана достигает 6—8 км, а разрез здесь также начинается юрскими отложениями.

В пределах поднятия Фалема-Асаба породы докембрия обнажены или залегают вблизи дневной поверхности. Это поднятие соединяет Регибатский выступ с выступом Сьерра-Леоне и с востока отделяет депрессию Таудени от прибрежного Сенегальского прогиба.

Центральную часть Западно-Африканской приподнятой зоны занимает депрессия Таудеви. Она развивалась как платформенная впадина с конца верхнего докембрия и выполнена отложениями инфракембрия, палеозоя, мезозоя и кайнозоя (Трофимов и др., 1967). Мощность этих отложений невелика, и поверхность фундамента в большей части депрессии залегает на отметках менее 2000 м. Для бортов депрессии характерен пологий наклон поверхности фундамента.



Рис. 42. Схематическая карта поверхности фундамента северной части Африканско-Аравийской платформы (Tectonic international map of Africa,

- выходы докембрийского фундамента на поверх-HOCTB I
- складчатое обрамление докембрийской платформы: а -- области герцинской скланчатости и зона Угарта, 6 — области альпийской складчатосты; I \$
 - базальты) меловые, лавы (предмущественно третичные и четвертичные ł •5
- разломы фундамента: а установленные, б предполагаемые; ۱
- -OM Африканско-Аравий- установленные, 6 — предполагаемые; изогипсы поверхности докембрийского или (в км от уровня — предполагаемая граница рифейского фундамента 9 ря): 1 5 ø
- VI Верхненильский прогиб, VII — Абиссинский выступ. — прогиб Руб-эль-Хали X — Сомалийский прогиб, XI — прогиб Руб-эль-Хали V — выступ Дарфур, N 녍

2 2

ской платформы по геофизическим и геологи 1968, с изменениями и дополнениями) Структуры первого и второго порядка: III — Нижнегвинейский прогаб, IX — прогиб Аденского залива, VIII — прогиб Красного моря, II — Сенегальский прогиб, I — прогиб Рио-пе-Оро. выступ Таббу. ческим данным

Эфиопско-Сомалийское поднятие, Структуры третьего порядка: — поднятие Фалема-Асаба, 11 — впадина Веби-Шебели, Йеменское поднятие — Нубийское поднятве, — впадина Тиндуф. — впадина Мурзук, -- впадина Вольта. -- впалина Феццан — впадина Куфра, — впадина Бенуа. впадина Тана. — впадина Афар, 10 | ł 1

é œ á.

С востока депрессия Таудени ограниче-Ахаггарским выступом фундамента. на В его пределах обнажен докембрийский фундамент, отметки которого в центральных частях массива Хоггар превышают 1000 и даже 2000 м над уровнем моря. На склонах выступа докембрийский фундамент полого погружается под нижне- и среднепалеозойский платформенный чехол. На Ахаггарском выступе отчетливо проявляются крупные грубинные разломы субмеридионального простирания, разделяющие разновозрастные комплексы фундамента и ограничивающие прогибы, выполненные фарузийскими отложениями. Эти разломы продолжаются к северу, пределы Алжирско-Ливийской депрессии, и к югу, в Мали-Нигерскую впадину.

Мали-Нигерская впадина распложена к югу от Ахаггарского выступа. На юге она граничит с Нигерийским выступом, а на Сьерра-Леоне. юго-западе — с выступом В ее пределах поверхность фундамента залегает на отметках 1-2 км. В северной части впадины разрез, в основном, сложен палеозойскими, досреднекаменноугольными отложениями, мощность которых уменьшается к югу. Фациальный состав и порядок мошностей палеозойских отложений на северном и южном склонах Ахаггарского выступа сходны. Это свидетельствует о том, что и центральная часть выступа также была перекрыта палеозойскими отложениями, которые при поднятиях, происходивших в конце карбона и в перми и совпадавших по времени с завершением герцинской складчатости в Атласе, были эродированы. В южной части Мали-Нитерской впадины в разрезе преобладают отложения мезозоя и кайнозоя. Узкий грабенообразный локальный прогиб Гао северо-западного простирания соединяет Мали-Нигерскую впадину на западе с депрессией Таудени. Юго-западный борт грабена Гао на границе с юговосточным окончанием Сьерра-Леонского выступа ограничен разломом фундамента.

Южную часть Западно-Африканской приподнятой зоны занимают Сьерра-Леонский и Нигерийский выступы, разделенные неглубокой вендско-палеозойской впадиной Вольта (3). На большей части выдокембрийский фундамент обнаступов жен или находится вблизи дневной поверхности. В центральной части выступа Сьерра-Леоне отметки залегания поверхности фундамента превышают 500 м над уровнем моря. По северному побережью

Гвинейского залива, т. е. вдоль южной окраины Сьерра-Леонского и Нигерийского выступов, протягивается узкий Северо-Гвинейский прогиб, глубина залегания фундамента в пределах которого возрастает до 3—4 км в акватории Гвинейского залива. В разрезе платформенного чехла Северо-Гвинейского прогиба участвуют меловые и третичные отложения. С юговостока Нигерийский выступ от западной оконечности Центрально-Африканской приподнятой зоны отделен грабенообразной впадиной Бенуэ (4). Выполняющие ее меловые отложения в конце мела были довольно интенсивно дислоцированы в систему складок, кулисообразно расположенных вдоль юго-восточного борта впадины Бенуэ. По мнению Н. С. Шатского (1964), впадина Бенуэ представляет собой авлакоген, возникший в конце юры и в мелу, в период интенсивного раздробления Африканско-Аравийской платформы.

В пределах Северо-Африканской погруженной зоны обособляются Алжиро-Ливийская и Ливийско-Египетская депрессии, впадины Мурзук (6) и Куфра (7) и выступ Тэббу (IV). Северная граница Алжиро-Ливийской депрессии проходит по Южно-Атласскому шву, который разделяет Атлас и Африканско-Аравийскую платформу. Этот шов является крупным долгоживущим глубинным разломом. В платформенном чехле ему соответствует флексура, а в рельефе — крутой уступ юрских и меловых пород — «Сахарская стена» (Меньшиков, 1956). С юго-запада Алжиро-Ливийская депрессия ограничена Угартским поднятием, с юга — Ахаггарским выступом и с востока — выступом Тэббу.

Платформенный чехол Алжиро-Ливийской депрессии в южной части представлен в основном палеозойскими отложениями, в центральной палеозойскими и мезозойскими, в северной — мезозойскими и кайнозойскими отложениями. Поверхность фундамента в пределах депрессии залегает на глубинах от 1—2 до 6—7 км и характеризуется сильной расчлененностью. Выделяются следующие структуры второго и третьего порядков: локальные выступы Нумус-Гариб, Ремада, Гаргаф и Амгид— Эль-Биод; локальные прогибы Тиммимун и Туггурт и впадина Феццан (5).

Локальный выступ Нумус-Гариб расположен в северо-западной части Алжиро-Ливийской депрессии. Он протягивается в восток-северо-восточном направлении параллельно Южно-Атласскому шву. На его северовосточной периклинали обособляется локальное поднятие Тилремт, в пределах которого поверхность фундамента залегает на отметках 2—3 км. На юго-западе выступ Нумус-Гариб обрезан локальным прогибом Тиммимун, а на юго-востоке — локальным прогибом Туггурт. Наибольшей крутизной характеризуется северо-северо-западный склон локального выступа Нумус-Гариб, где поверхность фундамента резко погружается до отметок 6—7 км вблизи Южно-Атласского шва.

Локальный прогиб Тиммимун протягивается в северо-западном направлении и ограничен с севера Южно-Атласским швом, с юго-запада — Угартским поднятием, а с юго-востока — локальным выступом Амгид — Эль-Биод. Прогиб характеризуется крутыми бортами, и в его пределах фундамент залегает на отметках 4—5 км.

Локальный прогиб Туггурт протягивается в северо-восточном направлении между выступами Нумус-Гариб и Амгид—Эль-Биод. С севера он ограничен Южно-Атласским швом, а на юго-западе приобретает субмеридиональное направление и замыкается у северного склона Ахаггарского выступа. Отметки залегания поверхности фундамента в прогибе Туггурт колеблются от 3 до 5—6 км. С востока локальный прогиб Туггурт ограничен выступом Амгид — Эль-Биод, который протягивается в субмеридиональном направлении от северного склона Ахаггарского выступа к западной периклинали локального выступа Ремада. В этом же направлении поверхность фундамента погружается от нуля до 34 км. Поверхность фундамента в пределах локального выступа Амгид— Эль-Биод осложнена целой серией разломов субмеридионального простирания.

Локальный выступ Ремада протягивается по северной окраине Алжиро-Ливийской депрессии в широтном направлении, параллельно Южно-Атласскому шву. В его пределах поверхность фундамента залегает на отметках 1—3 км. Наиболее крутым является северный склон выступа Ремада, где фундамент вблизи Южно-Атласского шва погружается до глубины 5 км и более.

К югу от локального выступа Ремада располагается впадина Феццан (5). С запада она ограничена локальным выступом Амгид — Эль-Биод, а с востока — Триполитанской седловиной. В наиболее погруженной северо-западной части впадины, в локальном прогибе Большого Восточного Эрга абсолютные глубины до поверхности фундамента достигают 5 — 6 км. В центральной части впадины Феццан фундамент залегает на отметках 2—3 км. Борта впадины характеризуются пологим погружением как на юго-западе, от склона Ахаггарского выступа, так и на востоке, от склона выступа Тэббу (IV). Южный борт впадины Феццан полого переходит в северный склон Ахаггарского выступа.

Юго-восточнее Алжиро-Ливийской депрессии, между выступами Тибести и Ахаггарским расположена впадина Мурзук (6), отделенная с севера от впадины Феццан локальным выступом Гаргаф. Этот выступ протягивается в восток-северо-восточном направлении, причем на его территории поверхность фундамента прослеживается близ дневной поверхности (0-1 км).

На выступе Тэббу, разделяющем впадины Мурзук (6) и Куфра (7), поверхность фундамента залегает выше уровня моря, а в его центральной части, в массиве Тибести, породы фундамента обнажаются на покерхности. На склонах выступа Тэббу (IV) поверхность фундамента полого погружается в сторону окружающих депрессий и впадин до отметок 4 км.

Восточнее выступа Тэббу расположена впадина Куфра (7), ограниченная с востока локальным выступом Уэнат. Впадина Куфра имеет округлые очертания. В ее центральной части отметки фундамента составляют 2—2,5 км. Разрез ее платформенного чехла представлен отложениями палеозоя от кембрия до карбона, а также отложениями верхнего мела.

К северу от выступа Тэббу обособляется Ливийско-Египетская депрессия, занимающая восточную часть северного склона Африканско-Аравийской платформы. В пределах депрессии поверхность фундамента погружается от 1—2 км в южной части до 6—8 км на севере, у побережья Средиземного моря.

Западный край Ливийско-Египетской депрессии осложнен целой системой эшелонированных сбросов и грабенов (грабен Хон и др.) северозападного простирания. В северо-восточной части депрессии доминируют разломы северо-восточного направления, которые, видимо, составляют окончание сквозной системы разломов, протягивающейся в северо-восточном направлении через весь Африканский континент от Гвинейского залива через Камерун, Чад, Ливию и ОАР.

В Центральной части Ливийской-Египетской депрессии выделяется впадина Сирт, на обширной территории которой поверхность фундамента характеризуется дифференцированным рельефом на общем фоне ее плавного погружения к северу от 3 до 4 км. В северной части Ливийско-Египетской депрессии отметки залегания поверхности фундамента увеличиваются к северу от 4 до 7—8 км.

Разрез платформенного чехла южной и центральной частей Ливийско-Египетской депрессии сложен маломощными отложениями кембро-ордовика на западе и нубийской серии на востоке; они несогласно перекрыты отложениями верхнего мела и кайнозоя. В ее северной части мощность разреза значительно возрастает за счет мезозойских и кайнозойских отложений.

К востоку от Мали-Нигерской впадины и к югу от выступа Тэббу находится депрессия Чад, расположенная на стыке Западно-Африканской приподнятой зоны, Северо-Африканской погруженной зоны и Центрально-Африканской приподнятой зоны. В центральной части депрессию Чад пересекают две системы разломов северо-восточного и северо-западного простираний. На большей части территории депрессии Чад поверхность фундамента залегает на отметках 0—1 км ниже уровня моря, и лишь в отдельных грабенообразных прогибах (в частности, в грабене оз. Чад) они увеличиваются до 2—3 км. Геофизическими и буровыми работами последних лет установлено, что здесь в разрезе платформенного чехла присутствуют палеозойские отложения от кембрия до карбона, песчаники нубийской серии и неоген-четвертичные образования.

Центрально-Африканская приподнятая зона представляет собой обширнейшую территорию выхода докембрийских пород фундамента на поверхность — кристаллический щит, по размерам сопоставимый с Канадским. В пределах описываемой территории Африканско-Аравийской платформы располагается северная часть этой зоны.

На севере Центрально-Африканской приподнятой зоны обособляется выступ Дарфур (V). С запада он ограничен Чадской депрессией, а с севера — впадиной Куфра (7). Отметки поверхности фундамента, обнажающегося на поверхности, в западной части выступа превышают 1000 м над уровнем моря, а в восточной составляют 200—800 м над уровнем моря.

На западе Центрально-Африканской приподнятой зоны, вдоль восточного побережья Гвинейского залива, в субмеридиональном направлении протягивается Нижнегвинейский прогиб (III). В его наиболее глубоко погруженной части, находящейся в акватории Гвинейского залива, отметки залегания фундамента возрастают до 5—7 км. Океанографическими работами здесь выявлены два уступа — разлома. Разрез платформенного чехла Нижнегвинейского прогиба сложен верхнемеловыми и третичными отложениями.

В центральной части Центрально-Африканской приподнятой зоны обособляется депрессия Конго. Она имеет в плане округлые очертания и почти со всех сторон окружена выходами пород фундамента на поверхность. На территории депрессии отметки залегания поверхности фундамента составляют 0—2 км. Разрез платформенного чехла представлен в основном континентальными отложениями свит Кунделунгу (верхний протерозой), Карру (карбон — юра) и Калахари (мел — третичные отложения). В восточной части Центрально-Африканской приподнятой области выделяется несколько узких грабенов (грабен оз. Альберт и др.), приуроченных к системе Великих Восточно-Африканских разломов. На северо-востоке Центрально-Африканская приподнятая зона от южного конца Абиссинского выступа (VII) отделена седловиной Рудольф, которая соединяет Верхненильский (V) и Сомалийский (X) прогибы.

Аравийско-Нубийская приподнятая зона располагается к востоку от Северо-Африканской погруженной зоны. На значительной части ее территории фундамент приподнят гораздо выше уровня моря, а его породы выходят на поверхность.

По юго-западной окраине Аравийского полуострова протягивается Аравийское мегаподнятие. Наиболее приподнятой является его юго-восточная часть — Йеменское поднятие (13), в пределах которого поверхность фундамента прослеживается на отметках, превышающих 2000 м над уровнем моря. На западе Аравийское мегаподнятие ограничено крупным сбросом, протягивающимся по восточному берегу залива Акаба. Разломными являются также юго-западное и юго-юго-восточное ограничения Аравийского поднятия соответственно от прогиба Красного моря (VIII) и прогиба Аденского залива (IX).

Прогиб Красного моря протягивается в северо-западном направлении, рассекая Аравийско-Нубийскую приподнятую зону на две части. В основном он скрыт под водами моря, и лишь его узкие борта, осложненные протяженной системой разломов, находятся на суше. Глубина залегания поверхности фундамента в акватории составляет 3—5 км. По геофизическим данным (Drake, Girdler, 1964; Гайнанов, Строев, 1967; Артемьев, Артюшков, 1968; и др.) в юго-восточной, осевой части прогиба «гранитный» слой разорван и под маломощными вулканогенными отложениями залегает «базальтовый» слой. Такой же характер бортов и осевой части имеет прогиб Аденского залива, однако его осевая часть с океаническим строением земной коры имеет бо́льшую ширину.

Грабенообразные прогибы Красного моря и Аденского залива пересекаются почти под прямым углом в районе впадины Афар (9). Эта впадина выполнена мощными потоками олигоцен-миоценовых и четвертичных базальтов.

С запада к впадине Афар примыкает Абиссинский выступ (VII), на значительной площади также покрытый лавами олигоцен-миоцена. Мощность их здесь невелика, и среди них встречаются выходы докембрийского фундамента. Поверхность фундамента на Абиссинском выступе поднята более чем на 2 км выше уровня моря.

Севернее к Абиссинскому выступу примыкает еще один обширный район приподнятого залегания фундамента — Нубийское поднятие (8), в пределах которого породы фундамента обнажены на поверхности. На северо-востоке это поднятие по разлому примыкает к юго-западному борту грабена Красного моря.

Северо-западнее вдоль берега Красного моря тянется узкое горстообразное поднятие Этбай. В его пределах поверхность фундамента залегает выше уровня моря на отметках 200-400 м.

Южнее впадины Афар расположено Эфиопско-Сомалийское поднятие (10), в южной части имеющее субмеридиональное простирание, а с запада ограниченное зоной разломов. На востоке оно полого погружается в сторону Сомалийского прогиба (Х). На севере ось поднятия поворачивает к востоку, и оно протягивается в субширотном направлении вдоль южного берега Аденского залива. С севера его ограничение также является разломным.

Сомалийский прогиб охватывает почти всю территорию Сомали. В его пределах поверхность фундамента постепенно погружается до отметок 6—8 км вблизи берега Индийского океана. Лишь в южной части моноклинальное погружение нарушается локальным выступом Оддур, который делит прогиб на две впадины — Веби-Шебели (11) на севере и Тана на юге (12). Разрез платформенного чехла в Сомалийском прогибе представлен континентальными отложениями карбона — триаса (аналоги свиты Карру на юге Африки) и морскими отложениями юры, мела и кайнозоя.

Аравийско-Персидская погруженная зона занимает центральную и северо-восточную части Аравийского полуострова. На юго-западе она ограничена Аравийским мегаподнятием, на севере — альпийскими складчатыми сооружениями Тавра, а на востоке — Загроса. На западе она отделена зоной крупных разломов фундамента, протягивающихся от залива Акаба к Мертвому морю и далее на север, в Турцию.

Наиболее дифференцирован рельеф поверхности фундамента в северной части Аравийско-Персидской погруженной зоны. На крайнем северозападе, вблизи складчатой системы Тавра, обособляются Алеппский и Диярбакырский локальные выступы с отметками залегания поверхности фундамента менее 3 км. Южнее в восток-северо-восточном направлении протягивается Пальмирский грабенообразный прогиб, южным ограничением которого служит зона разломов фундамента с амплитудой по поверхности фундамента до 1—2 км. В пределах осевой части Пальмирского грабенообразного прогиба, где развиты мощные меловые и третичные отложения, отметки поверхности фундамента составляют 5—8 км. Юго-восточнее обособляются локальные выступы Рутба и Дейр-эз-Зорский.

На остальной части Аравийско-Персидской погруженной зоны фундамент полого погружается от отметок 1—2 км на юго-западе до 10—11 км на северо-востоке, вблизи Загроса. Вероятно, рельеф поверхности фундамента более сложен, но имеющиеся скудные геолого-геофизические данные не позволяют выявить его детали. В юго-восточной части Аравийско-Персидской погруженной зоны располагается прогиб Руб-эль-Хали (XI). Платформенный чехол его представлен мощными морскими отложениями мезозоя и кайнозоя, несогласно залегающими на породах палеозоя.

Как и на Европейской платформе, на Африканско-Аравийской крупнейшие зоны разломов можно сгруппировать в две системы — диагональную и ортогональную, с преобладают первой. В западной части Северной Африки преобладают разломы субмеридионального направления (Регибатский и Ахаггарский выступы). В центральных районах Северной Африки разломы фундамента имеют в основном северо-восточные простирания (например, линеамент, протягивающийся от Камеруна к оз. Чад и массиву Тибести). Фундамент восточной части Северной Африки и Аравийского полуострова характеризуется наиболее сильной нарушенностью. Здесь преобладают разломы северо-западного (разломы, ограничивающие прогиб Красного моря, Восточно-Аравийский прогиб и др.) и субмеридионального (система Восточно-Африканских разломов, в том числе ее северная, Аравийская ветвь) простираний.

СООТНОШЕНИЕ СТРУКТУР ФУНДАМЕНТА И ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА В СВЯЗИ С ИХ ГЕНЕЗИСОМ

Формирование платформенного чехла в северной части Африканско-Аравийской платформы продолжалось длительное время (более 1 млрд. лет), неравномерно и разновременно захватывая ее различные участки.

Прежде всего следует отметить высокую активность тектонических движений не только в верхнем протерозое, но и в фанерозое. С наибольшей интенсивностью они происходили в конце байкальского этапа. Но эпоха панафриканской орогении или «реактивизации» продолжалась и позднее, в кембро-ордовикское время, о чем свидетельствует абсолютный возраст пород фундамента (Kennedy, 1965; и др.).

Позднее, на герцинском этапе, в погружение были вовлечены северная и северо-восточная окраины Африканско-Аравийской платформы, примыкающие к Средиземноморско-Гималайскому альпийскому поясу. Не менее интенсивные погружения происходили здесь и в мезозое.

В мезозойское время по северной окраине платформы не только продолжалось развитие перикратонных прогибов, но и определились очертания Африканско-Аравийской платформы примерно в ее современных границах. В это время происходили интенсивные процессы новообразования океанических впадин современных Атлантического и Индийского океанов.

Этот грандиозный процесс раздробления, по всей вероятности, был связан с процессом растяжения, особенно сильно проявившимся по западной и восточной периферии Африканского континента. На протяжении мезозоя и кайнозоя они привели здесь к формированию глубоко погруженных прогибов, которые В. Е. Хаин (1964) предложил называть «периокеаническими». Первые стадии образования этих прогибов заключались в раскалывании фундамента и формировании узких грабенов. Таковыми являются триасово-юрские грабенообразные прогибы по Индийскому побережью Африки, например в Кении (Kent, 1965), и юрскомеловые грабены вдоль атлантического побережья Африки, в Сенегале, Габоне, Конго и Анголе. Позднее один из бортов этих грабенов, расположенный ближе к океану, был втянут в устойчивое погружение в процессе унаследованно развивавшихся по краю континента периокеанических прогибов.

Ещо одна фаза дальнейшего дробления Африканского континента относится к концу олигоцена — началу миоцена. В это время происходило интенсивное формирование грабенообразных прогибов, залитых в настоящее время водами Суэцкого залива и Красного моря. Механизм формирования таких структур рассмотрен М. Е. Артемьевым и Е. В. Артюшковым (1968), П. Н. Кропоткиным (1968), В. Н. Пучковым (1964) и А. В. Чекуновым (1966). К плиоцену приурочена еще одна фаза высокой тектонической активности восточной окраины Африканско-Аравийской платформы. На этот период приходится формирование осевого рва Красного моря (Drake, Girdler, 1964; Girdler, 1968; Heybroek, 1965; Whiteman, 1968; и др.).

На примере Аравийской плиты особенно отчетливо проявляется также взаимосвязь и одновременность формирования структур раздвига (осевой ров Красного моря), поддвига (Месопотамский краевой прогиб) и сдвига (грабены Мертвого моря и долины р. Иордан).

Одновременность проявления, но различная направленность тектонических движений свойственна и другим районам северной части Африканско-Аравийской платформы. Здесь в отличие от Русской плиты не выявляется определяющей ведущей роли прогибания в формировании региональных структур платформенного чехла. Напротив, области поднятий (Ахаггарский выступ и др.) также ларактеризовались интенсивными и дифференцированными подвижками как в конце палеозоя, так и в мезозое и кайнозое, а на щитах широко проявлялась и вулканическая деятельность.

К сожалению, имеющиеся к настоящему времени данные о внутренней структуре фундамента недостаточны, чтобы сделать какие-либо определенные выводы о соотношении региональных структур платформенного чехла со структурами фундамента. Все же можно отметить, что в северной части Африканско-Аравийской платформы слабее, чем на Русской плите, проявилась приуроченность впадин платформенного чехла к зонам наиболее поздней консолидации фундамента. Основные структуры платформенного чехла формировались как новообразованные и по отношению к структурам фундамента были чаще наложенными, чем унаследованными.

Между региональными структурами платформенного чехла и крупными структурными формами поверхности фундамента, напротив, наблюдается большее, чем на Русской плите, совпадение, именно потому, что новообразованные наложенные структуры (как, например, периокеанические прогибы) характеризовались в дальнейшем унаследованным развитием.

Интересно отметить, что к формированию периокеанических прогибов до некоторой степени применима схема, предложенная Н. С. Шатским для платформенных впадин (авлакоген — синеклиза). Здесь также на ранних стадиях формируется грабен или система грабенов, а позднее прогибание распространяется на более общирные территории.

По сравнению с Русской плитой структурные формы поверхности

фундамента в северной части Африканско-Аравийской платформы изучены гораздо слабее. Все же имеющиеся данные позволяют сделать вывод о том, что и здесь образование локальных структур и валообразных поднятий в платформенном чехле в основном происходило в связи с движениями по разломам фундамента. Эта связь отчетливо фиксируется для периокеанических прогибов Конго, Габона и Анголы, хотя она здесь в значительной мере затушевывается проявлениями соляной тектоники (Алексин и др., 1968; Brognon, Verrier, 1966; и др.). То же самое относится и к Суэцкому грабену.

Закономерная приуроченность валообразных поднятий к крупным разломам или горстам фундамента хорошо видна в пределах Алжирско-Ливийской и Ливийско-Египетской депрессий, например поднятий Эль-Агреб — Хасси-Месауд, Эль-Биод — Хасси-Туарег, Тихембока и др.

В пределах Восточно-Аравийского прогиба локальные структуры платформенного чехла контролируются разломами фундамента только на его внешнем, неглубоко погруженном борту. Во внутренней части прогиба отмечается несоответствие структурных планов уже в пределах третичных отложений, хотя их структура формировалась под воздействием горизонтального давления со стороны Загроса. Резкие различия в механических свойствах деформируемых пластов (известняки асмари, вышележащая соленосная толща миоцена) обусловили здесь несовпадение (дисгармонию) в структурных планах надсолевого и подсолевого комплексов. О характере соотношений между структурой фундамента и нижних горизонтов платформенного чехла здесь говорить пока трудно.

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ НЕФТИ И ГАЗА В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ АФРИКАНСКО-АРАВИЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В северной части Африканско-Аравийской платформы сосредоточено более половины запасов нефти капиталистических стран. Высокая перспективность Аравийского полуострова была выявлена еще до второй мировой войны. Первые открытия нефти и газа в северной и западной частях Африки были сделаны 10—15 лет назад. Сейчас в этих областях ведутся интенсивные поиски и можно ожидать в будущем открытия новых гигантов, подобных месторождениям Хасси-Месауд и Хасси-Рмель в Алжире или Целтен и Серир в Ливии.

Естественно поэтому, что геологи-нефтяники проявляют большой интерес к геологическому строению Северной Африки и Аравии и пытаются выявить особенности геологического развития и условия, которые привели к столь высокой концентрации здесь нефти и газа.

Среди многочисленных исследований по нефтегазоносности Африки и Аравии следует в первую очередь упомянуть обзоры Г. Броньона и др. (1961), Д. В. Даннингтона (1961), П. Мишеля и др. (1961), Р. Саида (1965), Н. Л. Фэлкона (1961) и ряд других, более поздних обобщаюцих работ (Brognon, Verrier, 1966; Conant, Goudarzi, 1967; Dannington, 1967; Falcon, 1967; Gillmann e. a., 1966; Ilhan, 1967; Short, Stäuble, 1967). Вопросы нефтегазоносности Африки и Аравии затрагивались также в работах многих советских геологов, среди которых отметим монографию А. А. Бакирова и А. М. Прониной (1962), а также специальные статьи или разделы, написанные И. О. Бродом и др. (1965), М. И. Варенцовым и Г. Е. Рябухиным (1962), М. И. Варенцовым и др. (1961, 1963, 1967), В. И. Ермолкиным (1965), статьи и обзоры Г. А. Алексина (1967), Г. А. Алексина и др. 1968, Е Р. Алиевой (1968), С. Е. Алферова (1968), С. Е. Алферова и М. К. Калинко (1968), А. В. Курова (1967), Д. М. Трофимова и др. (1967), В. В. Турсиной (1967), Ж. Домингеса (Dominges, 1965), Р. Хейстера (Hester, 1965) и ряда других исследователей. При написании настоящего раздела использовались ежегодные обзоры и короткие заметки в журналах «Bulletin AAPG», «Oil and Gas Journal», «World Petroleum», а также фондовые материалы.

Как известно, в северной части Африканско-Аравийской платформы месторождения нефти и газа выявлены в Алжирско-Ливийской и Ливийско-Египетской депрессиях, в Сенегальском и Нижнегвинейском прогибах, в грабене Суэцкого залива, а также в Восточно-Аравийском прогибе (рис. 43). Ниже мы лишь в кратком виде приведем фактический материал о связях месторождений нефти и газа с разломами, о стратиграфическом диапазоне нефтегазоносности и о времени формирования залежей нефти и газа.

Связь в размещении нефтегазовых месторождений с разломами фундамента особенно заметна на северном склоне Ахаггарского выступа. Здесь прослеживается целая система вздернутых и опущенных блоков фундамента, которые протягиваются в субмеридиональном направлении и ограничены разломами северного простирания. Одним из таких приподнятых блоков является горстообразное поднятие Амгид — Эль-Биод. С запада и востока его ограничения носят разломный характер. В осадочном чехле горстообразному поднятию фундамента Амгид — Эль-Биод соответствует крупное поднятие, осложненное цепочками локальных структур по его западному склону (вал Эль-Агреб — Хасси-Месауд) и восточному склону (вал Эль-Биод — Хасси-Туарег). Вал Эль-Биод — Хасси-Туарег протягивается вдоль сброса Рамад, амплитуда которого по поверхности фундамента достигает 2000 м.

Крупнейшее нефтяное месторождение Алжира Хасси-Месауд приурочено к пологому брахиантиклинальному поднятию на северной периклинали вала Эль-Агреб — Хасси-Месауд.

К валу Эль-Биод-Хасси-Туарег приурочены такие месторождения (с севера на юг), как Рурд-Нусс, Рурд-Хамра и др. На месторождении Рурд-эль-Багель, как и на месторождении Хасси-Месауд, продуктивны кембрийские песчаники, причем нефтенасыщенный горизонт R₃ залегает непосредственно на докембрийском фундаменте.

Расположенные южнее месторождения газоконденсата Рурд-Нусс и Рурд-Хамра по запасам сопоставимы с Хасси-Рмель, т. е. относятся к месторождениям-гигантам. На месторождении Рурд-Нусс газоконденсат обнаружен в песчаных горизонтах верхнего триаса, силура и кемброордовика на глубинах 1750—3000 м. Как и на месторождении Хасси-Месауд, на месторождении Рурд-Нусс почти по всем горизонтам отмечаются аномально повышенные температуры и пластовые давления.

Во впадине Полиньяк цепочка месторождений, протягивающихся по западному склону валообразного поднятия Тихембока, отчетливо связана с разломом фундамента. На локальных структурах, к которым приурочены месторождения Эджеле, Зарзаитин, Альрар и другие, отмечаются многочисленные продольные (субмеридиональные) и поперечные нарушения. Углы падения пород на западных крыльях структур достигают 50°. Основные нефтеносные горизонты находятся в отложениях девона и карбона, но в последнее время нефтяные и газовые залежи обнаружены и в нижележащих слоях ордовика (месторождение Зарзаитин и др.).

На восточном склоне вала Тихембока, уже на территории Ливии, выявлены месторождения Эль-Хаге, Атшан, Уэд-Тахара с теми же продуктивными горизонтами песчаников от кембрия до карбона. Северо-западнее, на месторождении Бир-Тлаксин (впадина Гадамес) нефть обнаружена и в меловых песчаниках.

На территории Ливийско-Египетской депрессии за последние десять лет открыто несколько десятков нефтяных месторождений, и среди них



х и газовых месторождений северной части	 2 — впадина Ахнет, 3 — Ин-Салахская, 4 — Хасси-Месаудская, 5 — Форт-Полиньякская, 6 — впадина Сирт, 6 — впадина Сирт, 7 — Суэцкий грабен, 8 — Предтавреций прогиб, 9 — Восточно-Сприйская, 10 — Северо-Иранская, 11 — Южно-Месопотамская, 12 — Восточно-Сприйская, 13 — Персидский залив, 14 — предполагаемая граница Африканско-Аравийской, 14 — предполагаемая граница Африканско-Аравийская, 	ческим данным
говерхности фундамента с размещением нефтины Африканско-Аравийской платформы	 6 — зоны с глубиной залегания фундамента менее 0,5 км; 7—11 — зоны с наклоном поверхности фундамента (в м/км); 7 — менее 10, 8 — от 10 до 20, 9 - от 20 до 40, 10 — от 40 до 80, 11 — бола с и домышленной нефтегазо- носности: 13 — давестные области промышленной нефтегазо- носности: 1 — делита р. Нитер, 	
Рис. 43. Трансформированная карта рельефа 1	 складчатее оорамление докембрийской плат- формы: а области терцинской складчатости я зона Угарта, б области альшийской склад- чатости; палеозойский складчатый фундамент под ме- зовойско-кайнозойским платформенным чех- лом; палеозойские складчатый фундамента на по- зерхность; - лавы (преямущественно базальты) меловые, третичные и четвертичные; - рааломы фундамента: а установленные, б предполагаемые; 	

такие месторождения-гиганты, как Целтен и Серир. Все они расположены в северо-западной части депрессии, по впадине Сирт. Месторождения нефти приурочены к крупным брахиантиклинальным и куполовидным складкам. Углы падения пластов на крыльях складок составляют 2-6°, а иногда достигают и больших величин.

Оси складок чаще всего ориентированы в северо-восточном, реже в северозападном направлениях, а крылья складок осложнены многочисленными сбросами.

Основными продуктивными горизонтами являются трещиноватые и кавернозные известняки эоцена и верхнего мела; нефтеносны также известняки палеоцена.

В последние годы крупные залежи нефти открыты и в нижележащих кембро-ордовикских песчаниках (месторождения Рагуба, Самах, Дефа, Бел-Хадан и др.). Это показывает, что п в бассейне Сирт нефтяные залежи встречаются по всему стратиграфическому разрезу вплоть до фундамента. Особый интерес представляет месторождение Ауджила, расположенное в восточной части бассейна Сирт. Его основная нефтяная залежь связана с выступом трещиноватых пород докембрийского фундамента, а также с лежащей на нем корой выветривания и линзами кембро-ордовикских песчаников. Высота залежи в гранитах фундамента 180 м; высокая проницаемость пород обеспечивает здесь дебиты скважин, превышающие 1000 г/сутки. Продуктивными на этом месторождении являются и залегающие выше по разрезу верхнемеловые известняки.

Вдоль восточного побережья Гвинейского залива протягиваются так называемые периокеанические прогибы, т.е. прогибы, приуроченные к зоне перехода от континента к океану. Максимальные мошности осадочных отложений на побережье и в прилегающей шельфовой зоне отмечаются в устьях крупных рек — Нигер, Санага, Огове, Конго, Кванза.

В нефтегазоносных областях Огове, Конго и Кванза в разрезе платформенного чехла выделяются три комплекса подсолевой, сложенный лагунными и озерно-континентальными терригенными отложениями нижнего мела, соля-

16*

243

ной, нижнемеловой, и надсолевой, представленный мелководно-морскими и озерно-континентальными отложениями верхнего мела и кайнозоя (Броньон и др., 1961; Алексин и др., 1968; Турсина, 1967). Ловушками для нефтяных и газовых залежей служат брахиантиклинальные структурами, созданными соляной тектополнятия, связанные со никой, или с блоками фундамента. Они ориентированы в основном в субмеридиональном направлении, в соответствии с простиранием сбросовых нарушений в фундаменте. Нефтегазоносными являются песчаники от верхнего мела до миоцена (прогиб Огове), породы нижнего мела (прогиб Конго), нижнемеловые известняки и песчаники. а также эопеновые песчаники (прогиб Кванза). Отметим, что и в нефтегазоносном регионе Атлантического побережья Африки с увеличением глубины бурения нефтяные и газовые залежи обнаруживаются во всех более древних горизонтах, вплоть до базальных, лежащих непосредственно на фундаменте. В качестве примера можно указать нефтеносные горизонты свиты Куво (нижний апт), которые залегают на лавовых базальтовых потоках или непосредственно на докембрийских гнейсах и перекрыты соленосной толшей аптского возраста (прогиб Кванза — месторождения Пауко, Кабо-Ледо).

Нефтяные месторождения обнаружены как на северо-восточном, так и на юго-западном борту Суэцкого грабена, а также вблизи его осевой линии под водами залива. Они приурочены либо к пологим складкам в неогеновых отложениях, облекающим горстообразные выступы пород фундамента, либо к приподнятым крыльям многочисленных ступеней. Залежи нефти на северо-восточном борту прогиба в месторождениях Абу-Дурба, Экма, Белаим, Фейран, Сидри и Абу-Рудейс находятся в песках, песчаниках и известняках гипсоносной толщи миоцена. Северо-западнее, на месторождениях Асль, Рас-Матарма и Садр продуктивны также отложения эоцена.

На юго-западном борту Суэцкого грабена на месторождениях Гемса и Хургада продуктивными являются известняки среднего миоцена. Северо-западнее, на месторождениях К'Рейм, Рас-Гариб и Рас-Бакр нефтеносны также меловые песчаники и известняки. В нубийских песчаниках обнаружена нефть на месторождениях Рас-Гариб и Хургада, причем на последнем продуктивны и выветрелые граниты фундамента.

Таким образом, Суэцкая группа месторождений характеризуется широким диапазоном нефтеносности, охватывающим все отложения, которые залегают ниже регионально распространенной глинисто-соленосной покрышки миоцена. Следует отметить, что в разрезе толщ, выполняющих Суэцкий грабен, отсутствуют отложения, которые можно было бы принять за нефтематеринские. Н. А. Кудрявцев (1963) справедливо отмечал, что ими не могут быть ни глобигериновые мергели миоцена, ни писчий мел нижнего эоцена и верхнего мела. Как показала разведка в акватории Суэцкого залива, в центральной части Суэцкого грабена фациальный состав отложений не претерпевает существенных изменений, лишь увеличивается их мощность.

Мелкие месторождения нефти и газа и многочисленные нефтегазопроявления отмечены в пределах системы Восточно-Африканских разломов севернее Суэцкого грабена — в Аравии и южнее, в Восточной Африке. На западном борту грабена Мертвого моря открыто несколько мелких газовых месторождений (Канаим, Зохар, Кидод); в них продуктивны трещиноватые песчаники средней юры. Западнее, в грабене Ашкелон (Израиль), который, видимо, входит в систему сбросо-сдвиговых нарушений западного края Аравийской плиты, выявлена цепочка нефтяных месторождений. Здесь, на месторождениях Хелец, Брур и Негба нефтеносны песчаники нижнего мела, а на месторождениях Кокхав и Нир-Аль — известняки и доломиты верхней юры. Нефтеносные горизонты об-
наружены также и в вышележащих известняках олигоцен-миоцена (Хелец, Кокхав), а газоносные — в известняках неогена и сеномана (месторождения Биири, Саад). Нефтепроявления отмечались часто и в нижележащих горизонтах триаса.

Многочисленные нефтегазопроявления — выходы газа, высачивание легкой нефти, песчаники с тяжелой окисленной нефтью — известны по берегам оз. Альберт и в пробуренных там неглубоких разведочных скважинах. Южнее, в грабене оз. Киву, также входящем в систему Восточно-Африканских разломов и рифтов, в придонном слое воды обнаружено месторождение газа (CH₄ + CO₂) с запасами 72 млрд. M^3 (Брод и др., 1965). Поисковые работы в других грабенах почти не производились, так как условия для аккумуляции нефти и газа в их пределах не очень благоприятны. Разрез выполняющих их третичных и четвертичных отложений представлен толщей озерных песков, глин и галечников мощностью $1-2 \kappa M$.

В пределах Восточно-Аравийского прогиба по особенностям осадконакопления в мезозое, характеру дислоцированности пород и условиям нефтегазонакопления четко обособляются две зоны: северо-восточная, или внутренняя, и юго-западная, или внешняя.

Первая зона примыкает к альпийской складчатой системе Загроса и характеризуется повышенными мощностями (особенно мезозойских и третичных отложений), а также интенсивной дислоцированностью этих комплексов. Она охватывает область Месопотамского краевого прогиба зоны молодой складчатости. На востоке, вблизи Загроса, в нем развиты крупные линейно вытянутые антиклинальные складки, которые ориентированы параллельно горным цепям хр. Загрос. Длина отдельных локальных структур варьирует от 10 до 30 км, а ширина — от 4 до 8 км. На более крутых западных крыльях антиклиналей углы падения слоев достигают 60° и более; часто крутые крылья осложнены разрывами. Юго-западнее, ири движении к осевой части Восточно-Аравийского прогиба, дислоцированность мезозойских и кайнозойских отложений постепенно становится менее интенсивной. Форма отдельных локальных полнятий становится изометричной, а их амплитуда и наклоны слоев на крыльях **уменьшаются.**

Месторождения нефти и газа во внутренней зоне Восточно-Аравийского прогиба приурочены к антиклиналям и брахпантиклинальным складкам северо-западного простирания, которые в виде нескольких кулисообразных цепочек тянутся параллельно хр. Загрос. В Иране с севера на юг обособляется целый ряд таких антиклинальных поднятий. Это месторождения Лали и Месджеде-Солейман; Нефтсефид, Хефтгель, Абу-Фарис, Агаджари и Пазенум; Биби-Хакимех, Гулкари, Кухе-Сефид и др. Продуктивными на этих месторождениях являются трещиноватые известняки миоцена (Фарс), нижнего миоцена-олигоцена (Асмари), эоцена и верхнего мела.

Буровые работы последних лет показали, что по существу на каждом месторождении обнаружены единые залежи массивного типа, приуроченные к структурным выступам, сложенным трещиноватыми известняками от эоцена до верхнего мела включительно (Dannington, 1967). При этом высота залежей иногда превышает 1000 м (месторождения Агаджари, Гечсаран). Покрышкой для таких гигантских залежей служат галогенные (ангидрит, соль) и терригенно-карбонатные (мергели) отложения свиты Фарс. Увеличение глубин бурения показало, что и нижележащие известняки позднеюрского — раннемелового возраста (свита Хами) также продуктивны. Так, нефтяная залежь обнаружена в них на месторождении Дарий, а газовая на месторождении Гечсаран.

Характерной особенностью месторождений внутренней зоны Восточно-Аравийского прогиба являются аномально высокие давления в залежах нефти и газа. При этом они намного превышают значение гидростатического давления для соответствующей глубины, достигая иногда величины геостатического давления на месторождениях Агаджари, Нефтсефид (Аникиев, 1964). Это указывает на недавнее формирование (или переформирование) упомянутых нефтяных и газовых залежей. То же следует и из геологических данных. Возникновение интенсивной трещиноватости, а также структурных изгибов (ловушек) в известняках Асмари произошло в основном в плиоценовую фазу складчатости (в бахтиарский век). Естественно, что нефть и газ пришли в ловушки не раньше плиоцена.

Поскольку мощность платформенного чехла во внутренней зоне Восточно-Аравийского прогиба составляет 8—12 км, то связь локальных структур, а следовательно и месторождений нефти и газа, с разломами фундамента проследить здесь трудно.

Во внешней, западной зоне Восточно-Аравийского прогиба мощность платформенного чехла сравнительно меньше и составляет 4—7 км, а локальные поднятия представлены здесь в основном брахиантиклинальными и куполовидными структурами. Цепочки таких структур протягиваются в субмеридиональном направлении в полном соответствии с простиранием структур и разломов фундамента. Основными продуктивными горизонтами в южной части внешней зоны являются трещиноватые известняки верхнего или среднеюрского возраста (месторождения Абкаик, Абу-Хадрия, Фадили и др.). На месторождениях Бахрейн и Дамман нефтеносны также трещиноватые известняки верхней части формации Вазия (нижняя часть верхнего мела). Кроме того, на месторождении Дамман нефть обнаружена и в карбонатных породах пермского возраста (формация Хуфф).

В северной части внешней зоны Восточно-Аравийского прогиба, т. е. в Южном Ираке, Кувейте, в так называемой Нейтральной зоне и на севере-востоке Саудовской Аравии, месторождения также связаны с обширными валообразными поднятиями платформенного типа. Так, например, крупнейшие в мире нефтяные месторождения Кувейта Вафра и Бурган-Магва-Ахмади приурочены к валообразному поднятию длиной свыше 100 км и шириной от 10 до 20 км. Отдельные локальные структуры этого вала характеризуются сильной нарушенностью. Амплитуда смещения с глубиной уменьшается. Образование этого поднятия, судя по сокращению мощностей и несогласиям, особенно интенсивно происходило в верхнем мелу и в эоцене.

Основными продуктивными горизонтами являются песчаники зон Бурган и Вара формации Вазия (альб — сеноман — турон). Региональной покрышкой служат глины и глинистые сланцы зоны Бурган. На расположенных севернее месторождениях Раудхатан (Кувейт), Румейла и Зубаир (Южной Ирак) продуктивны также песчаники альба (зоны Бурган и Зубапр) и сеномана. На месторождении Зубаир в известняках нижнего миоцена (формация Нижний Фарс) обнаружены залежи высокосернистой окисленной нефти, что объясняется плохой изоляцией залежи. На морских месторождениях Сафания и Хафджи (Саудовская Аравия) нефть также связана с песчаниками альба и сеномана.

Таким образом, пространственная связь нефтегазовых месторождений с разломами фундамента на Африканско-Аравийской платформе в ряде случаев проявляется очень ярко. Чтобы количественно оценить связь месторождений нефти н газа с зонами разломов и флексурно-сбросовыми зонами, нами было проанализировано распределение нефтяных и газовых месторождений в зонах различной крутизны залегания поверхности кристаллического фундамента. Для этого карта рельефа фундамента северной части Африканско-Аравийской платформы была трансформирована таким же способом, как это было сделано по территории Русской плиты. В табл. 8 приведены полученные результаты, из которых видна четкая закономерность: количество месторождений нефти и газа на единицу площади возрастает в зонах более крутого погружения поверхности фундамента. При этом в зоне с наиболее крутым наклоном поверхности фундамента (более 80 м/км) месторождения нефти и газа встречаются в 3 раза чаще, чем в среднем по всей территории северной части Африканско-Аравийской платформы (см. рис. 43).

Таблица 8

Зона с наклоном поверхности фундамента, м/км	Площадь зоны, ***	Количество неф- тяных и газо- вых месторож- дений в зоне	Плотность мес- торождений нефти и газа на 1.104 км ²
0—10 10—20 20—40 40—80 Более 80	$286 \cdot 10^{4}$ $315 \cdot 10^{4}$ $222, 3 \cdot 10^{4}$ $65 \cdot 10^{4}$ $21, 2 \cdot 10^{4}$	19 59 62 21 16	0,066 0,187 0,279 0,320 0,755
Среднее		_	0,194

Зависимость распределения месторождений нефти и газа от крутизны наклона поверхности фундамента

Весьма важной особенностью также является широкий стратиграфический диапазон нефтегазоносности во всех нефтегазоносных регионах. Нефтяные и газовые залежи или нефтегазопроявления встречаются от самых верхних до базальных горизонтов платформенного чехла. Нередко проявления нефти и газа и даже промышленные залежи нефти встречаются и в трещиноватых или выветрелых гранитах фундамента (месторождение Ауджила в Ливии, Хургада в ОАР и др.). При этом устанавливаетеся сходство нефтей по разрезу и вторичный характер залежей нефти и газа в верхних горизонтах осадочного чехла. Так, в работе Г. Даннингтона (Dannington, 1967) рассматривается весь имеющийся материал по геологии месторождений Аравийского полуострова с привлечением данных по геохимии нефти. Анализ этих материалов позволил ему сделать убедительный вывод о том, что в третичные коллекторы (известняки Асмари) нефть и газ пришли снизу, из отложений верхнего и среднего мела, а на месторождениях Северного Ирака (Киркук и др.) — даже из верхней юры.

Это подтверждается прежде всего геологическими данными: отсутствием залежей в третичных отложениях в тех районах, где под ними нет коллекторов в еерхнемеловых породах, и наличием следов нефти в подстилающих продуктивных горизонтах. Кроме того, подчеркивает Г. Даннингтон, наблюдается почти полная идентичность физико-химических параметров нефтей из мела и кайнозоя ¹. Однако следует отметить,

¹ Сходство химического состава нефти из различных стратиграфических горизонтов, залегающих на разных глубинах, свидетельствует, кроме того, о вероятном недавнем притоке и формировании нефтегазовой залежи. В то же время можно предполагать, что формирование залежей нефти и газа, по-видимому, может происходить в несколько приемов. Так, на месторождении Киркук установлена смесь легкой и тяжелой нефти. Тем не менее последняя фаза миграции имеет решающее значение в определении не только физико-химического состава нефти в залежи, но и ее количественных параметров.

что Г. Даннингтон принимает первичность залегания нефти и газа в коллекторах мела и юры по существу априори. Между тем данные, приведенные в его же статье, а также обнаружение в последнее время залежей нефти и газа на Ближнем Востоке в нижележащих горизонтах юры, триаса и даже перми свидетельствуют о том, что нефть могла поступать в кайнозойские отложения в конечном счете не из пород верхнего мела, а из еще более глубоких горизонтов (например, из юрских, как это было отмечено Д. Х. Пилем в дискуссии по статье Г. Даннингтона на основании аналогии в химическом составе).

На Африканско-Аравийской платформе несомненным является относительно молодой, преимущественно неоген-четвертичный возраст формирования или переформирования нефтяных и газовых залежей. Так. в Иране и Северном Ираке (Месопотамский краевой прогиб) массивные залежи в трещиноватых карбонатных породах мелового и олигоцен-миопенового возраста могли сформироваться не раньше конца плиоцела. после заключительной фазы складчатости (бахтиарский век), которая сыграла решающую роль в образовании структур-ловушек и трещиноватости коллекторов. Месторожления в грабене Суэпкого залива образовались не раньше миоцена, поскольку глинисто-соленосная толща миоцена служит здесь основной покрышкой. Меловые и третичные движения сыграли ведущую роль в формировании локальных структур-ловушек для нефтегазовых скоплений северного склона Ахаггарского выступа в Алжире.

Недавнее формирование или переформирование нефтяных и газовых залежей Месопотамского краевого прогиба и северного склона Ахаггарского выступа убедительно подтверждается частыми проявлениями на них аномально высоких пластовых давлений (месторождения Хасси-Рмель. Хасси-Месауд, Агаджари, Нефтсефид и многие другие). В работах В. Ф. Линецкого (1959), П. Н. Кропоткина и Б. М. Валяева (1965) было показано, что снижение таких давлений происходит в течение короткого в геологическом смысле интервала времени (несколько сот тысяч — один миллион лет). Следовательно, восполнение этих нефтегазовых залежей происходило в четвертичное время. Для нефтегазовых залежей Африканско-Аравийской платформы характерно очень большое разнообразие литолого-фациальных комплексов, в которых встречаются залежи нефти и газа. При этом в разрезе нередко отсутствуют породы, которые хотя бы с натяжкой можно было признать за нефтематеринские. Типичные нефтематеринские свиты не могут быть указаны для месторождений северного склона Ахаггарского выступа, кембро-ордовикских залежей в бассейне Сирт (Ливия), месторождений грабена Суэцкого залива и для других районов. Это отсутствие нефтематеринских пород, обогащенных биогенным органическим веществом в нижних частях разреза, наряду с доказательствами поступления нефти и газа в верхние горизонты платформенного чехла именно снизу является серьезным аргументом в пользу глубинного происхождения углеводородов.

Часть IV

СТРУКТУРНЫЕ ФОРМЫ ПОВЕРХНОСТИ ФУНДАМЕНТА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГРАНИЦ ПЛАТФОРМЫ И ВОЗРАСТА ЕЕ ФУНДАМЕНТА

Сибирская платформа принадлежит к числу так называемых древних платформ, тектонотипом которых служит Европейская платформа. Древними являются те «платформы, складчатое основание которых сложено докембрийскими образованиями, а их слабо деформированный осадочный чехол... включает в свой состав все геологические напластования, начиная с кембрия» (Шатский, 1947, стр. 7). Это понимание термина древняя платформа было выработано в итоге длительных исследований, проведенных до 1930—1940 гг. (С. Бубнов, А. Д. Архангельский, Ч. Шухерт и др.). Ему предшествовало первоначальное выделение Э. Зюссом (Suess, 1881—1909) таких крупных тектонических структур, как Балтийский щит и Русская плита, и дальнейшее их объединение, начатое Э. Огом (Haug, 1914) и продолженное Л. Кобером (Kober, 1921) и А. Д. Архангельским (1941), в единую крупную структуру земной коры — платформу (кратон).

Дальнейшее развитие геологических исследований, выделение рифея и венда и установление отложений указанного возраста в низах платформенного чехла кратонов поставили вопрос о трансформации понятия, вкладываемого в рассматриваемый термин. Простая замена возраста с докембрийского на дорифейский в принципе никого не могла удовлетворить, так как превращала этот термин в чисто исторический, т. е. в удобное нам условное подразделение. Действительно, существуют докембрийские, дорифейские, допротерозойские и более древние платформы. Почему мы остановили свое внимание именно на дорифейских? Необходимо было указать на принципиальное отличие в истории развития разновозрастных платформ, чтобы понятие древняя платформа имело определенный генетический смысл.

Совершенно очевидно, что эти отличия можно было искать в следующем: 1) в типе структур, образующихся в собственно платформенную стадию развития, 2) в характере связи с окружающими геосинклинальными структурами, 3) в соотношении платформенных структур и структур доплатформенной стадии развития, 4) в особенностях перехода от доплатформенного к собственно платформенному этапу развития, 5) в особенностях собственно доплатформенной стадии развития.

Так, например, А. А. Богданов (1964, стр. 6) писал: «...границы Восточно-Европейской платформы, как и остальных древних платформ, должны определяться положением обрамляющих их байкальских складчатых (геосинклинальных) поясов. Заложение этих поясов, иначе говоря, «вырезка» контуров платформы, могло произойти в результате крупнейшего преобразования структуры земной коры, предшествующего началу байкальской тектонической эпохи». Но такая трактовка вызывает ряд вопросов. Что означает, например, фигурирующее здесь «преобразование структуры земной коры»? Следует ли это рассматривать как переход от одного типа развития, добайкальского, к новому типу развития или же как повторение одного и того же типа развития, а сами древние платформы как участки земной коры, где этого повторения не было? Судя по приведенному определению, сам автор склоняется ко второму мнению. Но в этом случае неизбежно встают следующие вопросы:

1. Насколько часто в послебайкальское время в процессе развития земной коры происходили или такого же типа перестройки структурного плана платформы, или «вырезка» прежних структур?

2. Если такие перестройки происходили неоднократно, то является ли байкальская «вырезка» первой и наиболее важной?

В зависимости от ответа на них должен быть решен вопрос о правомерности указанного определения древних платформ.

Если обратиться к тектоническим картам Сибирской и Европейской платформ, то прежде всего бросается в глаза разновозрастность их границ. В отношении Сибирской платформы этот вывод детально обоснован А. Е. Басковым п др. (1966). Действительно, если на юге Сибирской платформы можно предполагать, что «вырезка» происходила в рифейское время, то северная и северо-восточная границы этой платформы «вырезаны» гораздо позже и связзны с развитием Таймырской и Верхоянской складчатых областей.

Вывод о том, что подобное дискордантное обрубание границ илатформы неоднократно повторялось и в послебайкальское время, уже не вызывает сомнения в настоящее время.

С другой стороны, подобное несогласное заложение структур наблюдалось и в более ранние стадии развития земной коры. Обращаясь к Сибирской платформе, можно отметить, что полосовые магнитные аномалии Анабаро-Алданской зоны, в целом совпадающие по простиранию со структурами фундамента, наблюдаемыми на Алданском щите и Анабарском массиве, резко сменяются по простиранию субширотными и дугообразными максимумами и минимумами в Тунгусской области. По всей вероятности, этот факт свидетельствует о дискордантном положении Анабаро-Алданской протогеосинклинальной системы по отношению к Тунгусскому катархейскому ядру (Гафаров, 1965). Дискордантное положение карелид по отношению к древним беломорским структурам отмечается по геофизическим и геологическим данным и на Европейской платформе (Гафаров, 1963б).

Все эти факты говорят о том, что байкальская «вырезка» контуров платформы не является каким-то особым типом перестройки структуры земной коры, поэтому такой подход к выделению древних платформ опять же оказывается произвольным.

Отличие древних и молодых платформ А. Л. Яншин (1965в, стр. 13) видел в «унаследованности по плану от складчатого фундамента дислокаций осадочного чехла». Он считал, что «унаследованные структуры на древних платформах мы можем встретить только в самых нижних, самых древних горизонтах рифейских отложений...» (там же). Однако если допустить, что молодые платформы могут быть значительно эродированы со временем, то при дальнейшем развитии на них платформенного чехла не обнаружится никакого отличия между ними и типично древними платформами. Следовательно, в этом случае мы не увидим никакой эволюции платформ, отличающихся по возрасту. Если же предположить, что такого процесса размыва на молодых платформах быть не может, то уже этим определяется принципиальная разница между древними и молодыми платформами. Можно ожидать, что эти особенности обусловлены различием их доплатформенной стадии развития, и, очевидно, именно в этом направлении нужно искать принципиальные отличия между разновозрастными платформами.

В настоящее же время принципиальных различнй в истории развития древних и молодых платформ, как вытекает из сказанного выше, окончательно не установлено. Поэтому в данной работе термин платформа принимается как историко-геологический. Отдавая должное приоритету, древними платформами мы будем считать докембрийские. Там, где у нас имеются данные, указываются и границы дорифейских платформ.

Совершенно очевидно, что, как только идет речь о разновозрастной «вырезке» границ современной древней платформы, мы должны признать, что платформа — историко-геологическое понятие. Остановимся несколько подробнее на этом вопросе, так как в зависимости от его решения меняются принципы проведения границ платформы.

В связи с этим рассмотрим распространенный вариант наблюдаемого несоответствия, когда все формационные признаки отвечают платформенным условиям, тогда как дислокации данной области носят скорее геосинклинальный характер.

Обратимся к конкретному примеру, а именно — к западному и северо-западному ограничениям Байкало-Патомского нагорья. Избегая по мере возможности наиболее спорных вопросов стратиграфии, разберем развитие данной области с момента отложения карбонатных отложений нижнего кембрия и до конца позднего палеозоя.

Карбонатные отложения нижнего кембрия (по всей видимости, соответствующие ленскому ярусу, а местами, возможно, и части алданского яруса) распространены на всей области, примыкающей с севера и запада к Байкало-Патомскому нагорью. Это устанавливается по обнажениям п скважинам. Такими же отложениями выполняются отдельные впадины на Байкало-Патомском нагорье. В Прибайкалье эти отложения (усольская, бельская, булайская и ангарская свиты) представлены чередованием доломитов, ангидритов, известняков (часто засолоненных), мергелей и пластов каменной соли различной мощности. По мере приближения к оз. Байкад ангидриты, каменная соль и доломито-ангидриты исчезают из разреза, который здесь представлен в основном доломитами и в различной степени доломитизированными известняками. В среднем мошность этой толши изменяется от 1000 до 2000 м. Таким образом, в данной области можно выделить два типа разрезов - доломито-соленосный и известняково-доломитовый, которые типичны для различных градаций единой карбонатно-эвапоритовой формации (Григорьев, Семихатов. 1961).

Аналогичные отложения в среднем течении р. Лены, в бассейне р. Нюи (эльгянская, толбачанская, олекминская и чарская свиты) представлены фациально выдержанными, часто онколитовыми и строматолитовыми известияками и доломитами общей мощностью 1000—1300 *м*.

Одновозрастные отложения в Средневитимской горной стране (нижняя янгудская свита) представлены различными доломитами и известняками мощностью 1250—1800 м.

На Северо-Байкальском нагорье сходные отложения (кооктинская свита) ориентировочной мощностью 1250—1500 м представлены тонкозернистыми или пелитоморфными известняками.

Выдержанность литологического состава и мощностей этих отложений на громадной территории (по современным данным, продолжающихся далеко на север) позволяет считать их отложениями платформенными.

Вопрос о наличии или отсутствии среднекембрийских отложений на этой территории до сих пор остается открытым. Верхнекембрийские отложения, известные в Ангаро-Ленской зоне (верхоленская свита), сложены песчаниками, алевролитами, аргиллитами, доломитами и мергелями. Иногда в их составе присутствуют гипс и глиптоморфозы по каменной соли. Есть указания, что по направлению к Байкало-Патомскому нагорью увеличивается количество обломочных пород. Мощность свиты варьирует в пределах 300—600 м, незначительно увеличиваясь по направлению к нагорью. Ордовик (усть-кутская, криволуцкая, чертовская и макаровская свиты) и силур представлены карбонатно-терригенными отложениями общей мощностью 600—700 м. Для отдельных участков по мере приближения к нагорью характерно увеличение терригенного грубообломочного материала. В этом же направлении, по-видимому, происходит и возрастание мощностей. Более поздних отложений (верхнего палеозоя) в данной зоне нет.

Возможный перерыв в осадконакоплении между нижним и верхним кембрием, по всей видимости, не был связан со складкообразовательными процессами; отмечаемые некоторыми исследователями несогласия между нижним и верхним кембрием носят чисто локальный характер.

Все приведенные данные говорят о платформенном характере развития этой территории в указанный период. Изменение фаций и мощностей верхнекембрийских и ордовикских отложений в приленской зоне Байкальского нагорья, очевидно, не может свидетельствовать о том, что данные отложения накапливались в краевом прогибе, как предполагается некоторыми исследователями (Замараев, 1967). Об этом говорит прежде всего расположение прогиба внутри платформы (продолжение нижнекембрийских платформенных формаций значительно южнее) и отсутствие в более южных областях в указанный период процессов, характеризующих замыкание геосинклинали.

В дальнейшем все эти отложения были смяты в линейные складки, амплитуды которых достигают 2000 м. Для складок характерна асимметричность строения — их северо-западные крылья в основном более крутые (до 85°), чем юго-восточные (20—60°). Часто складки осложнены сбросами и надвигами. Определить точно возраст этой складчатости трудно, так как отложения от верхов силура до триаса включительно неизвестны на данной территории; возможно, в течение позднего силура триаса рассматриваемая область была относительно приподнятой и подвергалась размыву. Юрские отложения с угловым несогласием залегают на поверхности уже смятых в складки нижнепалеозойских отложений.

Итак, все признаки (формационный, дислокационный, отсутствие метаморфизма и магматизма) говорят о том, что во всяком случае от ленского яруса нижнего кембрия до низов сплура территория, прилегающая с севера и запада к Байкало-Патомскому нагорью, переживала платформенное развитие. В дальнейшем эта область (начиная с верхнего силура) испытала поднятие и складчатость, до некоторой степени сходную со складчатостью геосинклинальных областей. Именно характер складчатости и послужил в свое время поводом для отнесения всей Ангаро-Ленской зоны к каледонской складчатой области (Павловский, 1938; Архангельский, 1941).

Сходную картину можно наблюдать в пределах Сибирской платформы и в Юдомо-Майском районе. Так, например, по р. Юдоме между Нельканским разломом и р. Ытыга все отложения, начиная с нижнего кембрия и до юры, имеют типично платформенный характер, практически амагматичны и залегают, по всей видимости, согласно. Все эти толщи в послеюрское время были собраны в пологие линейные складки, а в принадвиговых зонах смяты в мелкие складки вплоть до изоклпнальных. Отложений этого времени на данной территории нет, и, судя по всему, в послеюрский период она являлась областью размыва. По некоторым данным можно судить, что процесс образования складок продолжается и в настоящее время. Очевидно, в послеюрское время здесь, как и на Байкало-Патомском нагорье, тектонические движения носили характер, не свойственный платформенному режиму. Изучение же доюрского периода убеждает нас в том, что ранее в течение длительного времени эта тертория переживала типичную платформенную стадию развития.

Другим примером возникновения геосинклинальных признаков на территории, ранее являвшейся платформой, вероятно, можно считать Рыбинскую впадину. На территории современной Рыбинской впадины, по крайней мере в раннем кембрии, существовали платформенные условия (Зайцев, 1954). Напротив, в раннедевонское и каменноугольное время этот участок претерпевал развитие, аналогичное развитию Минусинских межгорных впадин, принадлежащих к орогенному этапу развигия каледонской геосинклинали.

Все это говорит опять же о проявлении на такой территории, которая ранее характеризовалась платформенным типом развития, отдельных признаков, которые свойственны не типично платформенным, а, скорее, геосинклинальным процессам.

Многие факты, по-видимому, свидетельствуют о том, что западная половина Верхоянской складчатой области была заложена на докембрийской Сибирской платформе, т. е. эта территория, переживавшая ранее такой же тип развития, как и остальная часть Сибирской платформы, в верхоянском цикле карбон — мел подверглась полной переработке и переживала процесс, сходный с геосинклинальным (Яншин, 1965а).

Ограничиваясь этими примерами, мы можем заметить, что термин платформа как историческая тектоническая единица земной коры имеет разные смысловые значения. В одном случае под платформой понимают такую область земной коры, которая с определенного времени, например с кембрия и до наших дней, в указанных границах претерпевала только платформенное развитие,— это, так сказать, сквозная платформа. Ее границы устанавливаются по первому проявлению какого-либо признака, не свойственного типично платформенному типу развития (будь то линейная складчатость, формационные признаки или даже целый ряд признаков). В другом случае под илатформой — палеоплатформой — подразумевают платформу в строго возрастных границах, например от кембрия и до силура. Границы палеоплатформы устанавливаются в этих случаях главным образом по формационному признаку.

В связи с этим в данной работе устанавливаются (там, где это в настоящее время возможно обосновать имеющимся материалом) границы докембрийской палеоплатформы и границы сквозной платформы, т. е. той области докембрийской платформы, которая до настоящего времени переживает платформенный тип развития.

Прежде чем приступить к описанию структур поверхности фундамента Сибирской платформы, необходимо указать те критерии, которые положены в основу отделения платформенного чехла от фундамента. Для этого прежде всего обратимся к конкретному примеру.

В венде и в раннем кембрии почти все районы юго-западного ограничения Сибирской платформы являлись областью осадконакопления. До последнего времени считалось, что как в венде, так и в раннем кембрии эта область представляла собой глубокий, развивавшийся по единому плану прогиб (Васильев и др., 1957; Спижарский, 1958; Жарков, Замараев, 1964; и др.). Отсутствие угловых несогласий внутри отложений венда и нижнего кембрия, плавный переход от преимущественно терригенных пород, слагающих низы этой толщи, к существенно карбонатным (в ряде районов соленосным) вверху приводили к такого рода представлениям. Существование здесь в вендское и раннекембрийское время двух разнородных отрицательных структур (устанавливаемых по анализу фаций и мощностей), которые только в узкой полосе пространственно совмещались друг с другом, и указание на то, что эти прогибы принадлежат к разным стадиям развития данной территории) (вендский к геосинклинальной, а раннекембрийский — к платформенной), остро



Рис. 44. Нарта поверхности фундамента Сибирской платформы



поставило вопрос о проведении границы фундамента и платформенного чехла в указанной области (Семихатов, Трапезников, 1964).

Казалось бы, полная пдентичность этих отложений в рассматриваемой зоне, отсутствие метаморфизма, недислоцированность и амагматичность позволяют отнести все эти толщи в целом к платформенному чехлу. Но то обстоятельство, что вендские отложения составляют часть единого геосинклинального бассейна осадконакопления и лишь в сравнительно узкой краевой зоне не претерпели складчатости и метаморфизма, приволит к мнению, что эти отложения слагают фундамент платформы (рис. 44).

Этот пример свидетельствует о том, что формальное отношение к таким характеристикам пород, как степень их метаморфизма, степень и характер дислоцированности и наличие интрузий, может привести к ошибочным выводам. Очевидно, там, где это возможно, при определении границы, разделяющей фундамент и чехол, мы должны проводить анализ тектонической природы структур, а не формально обращаться к их физическим свойствам.

Оговорив все эти положения, перейдем к описанию карты поверхности фундамента Сибирской платформы.

Из рассматриваемых в данной работе древних платформ Сибирская относится к тем, которые менее всего изучены в геологическом и геофизическом отношении. Если отдельные ее районы, как, например, Ангарская депрессия, Верхнеленская ступень и Вилюйский прогиб, в какой-то мере освещены глубоким бурением, сейсморазведкой по методам отраженных и преломленных волн и электроразведкой методами МТП и МТЗ, что дает возможность достаточно обоснованно подходить к построению карты поверхности фундамента, то такие районы, как Тунгусская депрессия, практически совершенно не исследованы указанными методами. Изучение же поверхностной геологии этой области, равно как и данные гравиметрической и магнитной разведки, не позволяют однозначно и уверенно интерпретировать глубины залегания поверхности фундамента и вынуждают нас основывать свои построения на более или менее вероятных допущениях и гипотезах. При этом мы отчетливо сознаем, что появление новых геологических и геофизических данных может привести к уточнению и даже к пересмотру современных представлений.

Условные обозначения к рис. 44.

- 1 изогипсы поверхности фундамента (в жм от уровня моря);
- 2 то же, предполагаемые контуры;
- 3 выходы фундамента на поверхность;
- 4 область предполагаемого (по Р. А. Гафарову) катархейского ядра;
- .5 фундамент архейского и раннепротерозойского возраста;
- 6 верхнерифейские миогеосинклинальные прогибы;
- 7 то же, предполагаемые;
- 8 граница Сибирской платформы в венде;
- 9 миогеосинклинальные зоны в венде;
- 10 граница Сибирской платформы в кембрийском периоде (на северо-востоке показана как минимально возможная, но фактически она могла проходить

значительно восточнее, включая Охотский и Колымский массивы),

- 11 граница «сквозной» платформы, т. е. недеформированной или слабо деформированной части той платформы, которая сформировалась к началу кембрия;
- 12 то же, предполагаемая;
- 13 структуры входящих углов платформы;
- 14 то же, предполагаемые;
- 15 Вилюйский прогиб, Предверхоянский краевой прогиб и область верхнепалеовойской — мезозойской геосинклинали;
- 16 разломы, затрагивающие фундамент: а — установленные, б — предполагаемые

ОПИСАНИЕ СТРУКТУР ПОВЕРХНОСТИ ФУНДАМЕНТА

Строение поверхности фундамента Сибирской платформы изучали многие геологи. Значительное увеличение масштаба геофизических методов исследований и глубокого бурения в последнее десятилетие позволило более обоснованно подойти к решению этой задачи. Однако в настоящее время значительная часть территории Сибирской платформы, особенно ее западная половина, очень слабо освещена такими геофизическими методами, как сейсморазведка и электроразведка. Поэтому построение карт поверхности фундамента таких районов базируется в основном на использовании магнитометрических и гравиметрических материалов и панных поверхностной геологии. Интерпретация таких материалов и данных без достаточно развитой сети глубоких буровых скважин может носить лишь предположительный характер, так как она основывается на целом ряде принятых предпосылок. Появившиеся в последние годы карты поверхности фундамента Сибирской платформы (Фотиади. Кузнепов. 1964; Проводников, 1965; Ремпель, Пятницкий, 1967; Фотиади, 1967; Вотах, 1968: Николаевский, 1968) в своей основе сходны между собой. Особенно это сходство заметно для восточных частей платформы и для территории Иркутского амфитеатра, т. е. для районов, где глубины до фундамента не превышают 3000 м и где степень изученности глубоким бурением и сейсмическими исследованиями наиболее высока. Но для территории Тунгусской синеклизы эти карты между собой различаются более резко, что, по-видимому, вызвано применением различной методики построения структуры поверхности фундамента и различием предпосылок, положенных в интерпретацию геофизических и геологических материалов.

Так, Э. Э. Фотиади и Г. Ф. Кузнецов (1964) в своих предпосылках о построении структуры поверхности фундамента Тунгусской синеклизы исходили из того, что основные аномалии силы тяжести отражают поведение поверхности фундамента, а не его внутреннее строение.

При построении карты поверхности фундамента Л. А. Проводников (1965), с одной стороны, Э. Э. Фотиади (1967), Г. Ф. Кузнецов (1967), М. П. Гришин, В. К. Пятницкий, Г. Г. Ремпель (1967), с другой, принимали, что основная часть верхних кромок магнитных масс совпадает с положением поверхности фундамента. Отличия между этими двуми группами карт заключаются прежде всего в различной методике исключения влияния траппов на магнитное поле и в выборе различных уровней магнитных масс для построения поверхности фундамента.

Проведенное нами сопоставление гравиметрических и сейсмических данных по самой южной части Тунгусской синеклизы показало, что аномалии силы тяжести данного района не всегда отражают поведение поверхности фундамента. Это ставит под сомнение использование упомянутого принципа для всей Тунгусской синеклизы. Использование данных расчета верхних кромок магнитовозмущающих масс в комплексе с данными гравиметрии (Дашкевич и др., 1968) для построения поверхности фундамента в пределах Тунгусской синеклизы представляется более правомочным, но только в самом общем виде.

В связи с этим при построении карты поверхности фундамента в изседелах Тунгусской синеклизы нами были использованы в основном изологические материалы, которые сопоставлялись с магнитометрическими данными; таким образом, в самой общей форме было намечено строение поверхности фундамента. Для остальной части Сибирской платформы составленная нами карта поверхности фундамента отличается от перечисленных выше лишь частными деталями.

В связи с неоднородностью Сибирской платформы и различной полнотой информации о строении ее отдельных частей она будет описана по отдельным регионам, характеризующимся как общностью своей геологической истории в целом, так и сопоставимостью информации.

поверхности фундамента по морфологии Сибирская платформа (см. рис. 44) отчетливо подразделяется на две крупные структурные области первого порядка: Алдано-Анабарскую поднятую зону и Ангаро-Тунгусскую погруженную зону. В целом эти структуры несколько вытянуты в субмеридиональном направлении, но говорить об их линейном характере не приходится. Эти структурные зоны отличаются друг от друга глубинами залегания поверхности фундамента. Если Алдано-Анабарская зона характеризуется в целом отметками до поверхности фундамента от 0 до 2000 м ниже уровня моря, то Ангаро-Тунгусская зона среднем имеет глубины до поверхности фундамента от — 3000 до -5000 м от уровня моря. Граница между этими двумя крупнейшими структурами фундамента Сибирской платформы проходит с юга на север сначала несколько западнее верхнего течения р. Лены, затем вдоль субмеридионального течения р. Нижней Тунгуски и далее поворачивает в северо-запалном направлении к верховьям рек Котуя и Хеты. Характер этой границы далеко не ясен, по те отрывочные данные, которыми мы располагаем, свидетельствуют как будто о том, что она выражена флексурообразным перегибом поверхности фундамента, имеющим различный наклон на разных участках, и примерно совпадает с изогипсой глубины фундамента - 3000 м. Местами эта граница, по-видимому, выражена разломами (Фотиади, Моисеенко, 1967).

Обе эти структуры первого порядка не являются однородными и в свою очередь подразделяются на ряд структур более высокого порядка. В Ангаро-Тунгусской погруженной зоне выделяются Тунгусская и Ангарская депрессии и Иркинеевское линейное поднятие между ними.

Тунгусская депрессия изучена крайне недостаточно и, судя по скудной информации о строении поверхности фундамента в ее пределах, может быть охарактеризована как сравнительно пологая вогнутая структура субмеридионального простирания с крутыми крыльями на юге и на востоке и с пологим западным крылом. Северный борт депрессии совпадает с разломом субширотного простирания в верховьях р. Хеты. В центральной части Тунгусской синеклизы намечается зона поднятий с глубинами фундамента около 3—4 км.

Ангарская депрессия, расположенная южнее, представляет собой сложную структуру в целом чашеобразного типа с крутыми бортами — восточным, южным, западным и северо-западным.

Иркинеевское линейнов поднятие, разделяющее описываемые депрессии, имеет северо-восточное простирание и, по-видимому, периклинально замыкается на востоке, в бассейне р. Нижней Тунгуски.

Алдано-Анабарская поднятая зона в свою очередь может быть подразделена на четыре крупные структуры второго порядка: Анабаро-Оленекское сводовое поднятие, Алдано-Патомское сводовое поднятие, разделяющий их Вилюйский прогиб и соединяющее их Ботуобинское поднятие.

Анабаро-Оленекское сводовое поднятие с амплитудой примерно 2000 м имеет изометричную форму, сравнительно пологие склоны и подразделяется на несколько выступов (вершин), разделенных седловинами и желобами. Один из выступов — Анабарский — представляет собой обширный выход пород фундамента на поверхность.

Алдано-Патомское сводовое поднятие занимает весь юго-восток Сибирской платформы. В основной части — это выступ пород, слагающих фундамент Сибирской платформы у поверхности Земли. Склоны поднятия выражены либо в виде моноклиналей, либо в виде ступеней.

Вилюйский прогиб имеет северо-восточное простирание и представляет собой сложно построенную структуру, подразделяющуюся на ряд локаль-

ных прогибов, валов и выступов. На западе Вилюйский прогиб сочленяется с Ботуобинским валообразным поднятием, которое служит своеобразной перемычкой между Анабаро-Оленекским и Алдано-Патомским сводовыми поднятиями.

Таковы общие черты строения поверхности фундамента докембрийской Сибирской платформы, вытекающие из рассмотрения прилагаемой карты (см. рис. 44).

Ангарская депрессия и Верхнеленская ступень

Южная часть Сибирской платформы, расположенная между Енисейским кряжем и Восточным Саяном на западе и юго-западе и Байкальским нагорьем на юго-востоке и востоке, является в геологичсском отношении одной из наиболее исследованных областей Сибирской платформы.

Изучением этой территории занимались многие геологи. В последние десятилетия на основании геологических съемок, данных глубокого бурения и геофизических исследований был составлен ряд тектонических схем и карт данной территории (Шатский, 1932; Ситников, Грибова, 1954; Туголесов, 1952; Н. С. Зайцев, 1954; Спижарский, 1958; Карта докембрийской тектоники Сибири, 1964), карт рельефа поверхности фундамента платформы (Карасев, 1960; Савинский, Савинская, 1965; Савинский, Туголесов, 1967) и различных карт, отражающих строение тех или иных горизонтов платформенного чехла.

Появившиеся в последние годы данные региональных сейсморазведочных и электроразведочных работ и материалы по глубокому бурению в восточной и северо-восточной частях рассматриваемой области позволяют более обоснованно подойти к построению карты поверхности фундамента этой части Сибирской платформы.

В современной структуре поверхности фундамента юга Сибирской платформы (см. рис. 44) четко выделяются две основные крупные структуры, названные в данной работе Ангарской депрессией и Верхнеленской ступенью. Обе эти структуры не являются строго самостоятельными и, как уже отмечалось, органически входят в более крупные структуры поверхности фундамента Сибирской платформы: Ангарская депрессия входит в состав Ангаро-Тунгусской погруженной зоны, а Верхнеленская ступень — в Ангаро-Алданскую поднятую зону. Таким образом, по отношению к структуре всей Сибирской платформы они оказываются структурами второго и третьего порядков и в свою очередь делятся на структуры более высоких порядков (впадины, выступы, валы и т. д.).

Верхнеленская ступень протягивается в северо-восточном направлении вдоль всего верхнего течения р. Лены примерно от городов Черемхово и Ангарска на юге до г. Киренска на севере, где непосредственно переходит в Ботуобинское поднятие, расположенное северо-восточнее. С запада граница ступени, судя по отдельным геофизическим данным, проходит где-то по линии г. Зима — верховье р. Илим — с. Каймоново — верховье р. Нижней Тунгуски. С востока ступень ограничена выходами пород фундамента на поверхность.

Таким образом, как следует из самой карты (см. рис. 44), данная структура является поднятием по отношению к более западной Ангарской депрессии и прогибом по отношению к более восточным районам. Наиболее строгим определением этой структуры, точнее отражающим характер ее морфологии и степень связи с окружающими структурами, может служить термин Верхнеленская ступень.

Данные о глубине залегания поверхности фундамента в пределах Верхнеленской ступени ограниченны, но все же дают основания судить отдельным регионам, характеризующимся как общностью своей геологической истории в целом, так и сопоставимостью информации.

фундамента Сибирская платформа по морфологии поверхности (см. рис. 44) отчетливо подразделяется на две крупные структурные области первого порядка: Алдано-Анабарскую поднятую зону и Ангаро-Тунгусскую погруженную зону. В целом эти структуры несколько вытянуты в субмеридиональном направлении, но говорить об их линейном характере не приходится. Эти структурные зоны отличаются друг от друга глубинами залегания поверхности фундамента. Если Алдано-Анабарская зона характеризуется в целом отметками до поверхности фундамента от 0 до 2000 м ниже уровня моря, то Ангаро-Тунгусская зона среднем имеет глубины до поверхности фундамента от — 3000 в до -5000 м от уровня моря. Граница между этими двумя крупнейшими структурами фундамента Сибирской платформы проходит с юга на север сначала несколько западнее верхнего течения р. Лены, затем вдоль субмеридионального течения р. Нижней Тунгуски и далее поворачивает в северо-западном направлении к верховьям рек Котуя и Хеты. Характер этой границы далеко не ясен, но те отрывочные данные, которыми мы располагаем, свидетельствуют как будто о том, что она выражена флексурообразным перегибом поверхности фундамента, имеющим различный наклон на разных участках, и примерно совпадает с изогипсой глубины фундамента — 3000 м. Местами эта граница, по-видимому, выражена разломами (Фотиади, Моисеенко, 1967).

Обе эти структуры первого порядка не являются однородными и в свою очередь подразделяются на ряд структур более высокого порядка. В Ангаро-Тунгусской погруженной зоне выделяются Тунгусская и Ангарская депрессии и Иркинеевское линейное поднятие между ними.

Тунгусская депрессия изучена крайне недостаточно и, судя по скудной информации о строении поверхности фундамента в ее пределах, может быть охарактеризована как сравнительно пологая вогнутая структура субмеридионального простирания с крутыми крыльями на юге и на востоке и с пологим западным крылом. Северный борт депрессии совпадает с разломом субширотного простирания в верховьях р. Хеты. В центральной части Тунгусской синеклизы намечается зона поднятий с глубинами фундамента около 3—4 км.

Ангарская депрессия, расположенная южнее, представляет собой сложную структуру в целом чашеобразного типа с крутыми бортами — восточным, южным, западным и северо-западным.

Иркинеевское линейноз поднятие, разделяющее описываемые депрессии, имеет северо-восточное простирание и, по-видимому, периклинально замыкается на востоке, в бассейне р. Нижней Тунгуски.

Алдано-Анабарская поднятая зона в свою очередь может быть подразделена на четыре крупные структуры второго порядка: Анабаро-Оленекское сводовое поднятие, Алдано-Патомское сводовое поднятие, разделяющий их Вилюйский прогиб и соединяющее их Ботуобинское поднятие.

Анабаро-Оленекское сводовое поднятие с амплитудой примерно 2000 м имеет изометричную форму, сравнительно пологие склоны и подразделяется на несколько выступов (вершин), разделенных седловинами и желобами. Один из выступов — Анабарский — представляет собой обширный выход пород фундамента на поверхность.

Алдано-Патомское сводовое поднятие занимает весь юго-восток Сибирской платформы. В основной части — это выступ пород, слагающих фундамент Сибирской платформы у поверхности Земли. Склоны поднятия выражены либо в виде моноклиналей, либо в виде ступеней.

Вилюйский прогиб имеет северо-восточное простирание и представляет собой сложно построенную структуру, подразделяющуюся на ряд локаль-

ных прогибов, валов и выступов. На западе Вилюйский прогиб сочленяется с Ботуобинским валообразным поднятием, которое служит своеобразной перемычкой между Анабаро-Оленекским и Алдано-Патомским сводовыми поднятиями.

Таковы общие черты строения поверхности фундамента докембрийской Сибирской платформы, вытекающие из рассмотрения прилагаемой карты (см. рис. 44).

Ангарская депрессия и Верхнеленская ступень

Южная часть Сибирской платформы, расположенная между Енисейским кряжем и Восточным Саяном на западе и юго-западе и Байкальским нагорьем на юго-востоке и востоке, является в геологичсском отношении одной из наиболее исследованных областей Сибирской платформы.

Изучением этой территории занимались многие геологи. В последние десятилетия на основании геологических съемок, данных глубокого бурения и геофизических исследований был составлен ряд тектонических схем и карт данной территории (Шатский, 1932; Ситников, Грибова, 1954; Туголесов, 1952; Н. С. Зайцев, 1954; Спижарский, 1958; Карта докембрийской тектоники Сибири, 1964), карт рельефа поверхности фундамента платформы (Карасев, 1960; Савинский, Савинская, 1965; Савинский, Туголесов, 1967) и различных карт, отражающих строение тех или иных горизонтов платформенного чехла.

Появившиеся в последние годы данные региональных сейсморазведочных и электроразведочных работ и материалы по глубокому бурению в восточной и северо-восточной частях рассматриваемой области позволяют более обоснованно подойти к построению карты поверхности фундамента этой части Сибирской платформы.

В современной структуре поверхности фундамента юга Сибирской платформы (см. рис. 44) четко выделяются две основные крупные структуры, названные в данной работе Ангарской депрессией и Верхнеленской ступенью. Обе эти структуры не являются строго самостоятельными и, как уже отмечалось, органически входят в более крупные структуры поверхности фундамента Сибирской платформы: Ангарская депрессия входит в состав Ангаро-Тунгусской погруженной зоны, а Верхнеленская ступень — в Ангаро-Алданскую поднятую зону. Таким образом, по отношению к структуре всей Сибирской платформы они оказываются структурами второго и третьего порядков и в свою очередь делятся на структуры более высоких порядков (впадины, выступы, валы и т. д.).

Верхнеленская ступень протягивается в северо-восточном направлении вдоль всего верхнего течения р. Лены примерно от городов Черемхово и Ангарска на юге до г. Киренска на севере, где непосредственно переходит в Ботуобинское поднятие, расположенное северо-восточнее. С запада граница ступени, судя по отдельным геофизическим данным, проходит где-то по линии г. Зима — верховье р. Илим — с. Каймоново — верховье р. Нижней Тунгуски. С востока ступень ограничена выходами пород фундамента на поверхность.

Таким образом, как следует из самой карты (см. рис. 44), данная структура является поднятием по отношению к более западной Ангарской депрессии и прогибом по отношению к более восточным районам. Наиболее строгим определением этой структуры, точнее отражающим характер ее морфологии и степень связи с окружающими структурами, может служить термин Верхнеленская ступень.

Данные о глубине залегания поверхности фундамента в пределах Верхнеленской ступени ограниченны, но все же дают основания судить о ее платообразном строении. Однако, прежде чем перейти к описанию морфологии структуры, необходимо остановиться на материалах, позволяющих установить положение границы фундамента и платформенного чехла в ее пределах.

В северной части этой структуры рядом скважин на Марковской площади и в районе г. Киренска под породами ушаковской свиты по всем признакам, относящимся к платформенному чехлу (Писарчик, 1963), вскрыты аляскитовые граниты и метаморфические сланцы.

На Марковской площади скв. 2, 9, 11, 12, 13, 16 и 21м, а также на Бочактинской площади скв. 1 под породами ушаковской свиты вскрыты светлые и темные, розовато-серые граниты с массивной и гнейсовидной текстурой. В их составе преобладают полевые шпаты (альбит, ортоклаз, микроклин) и кварц. В скв. 3, 9, 14, 16, 22 встречены темно- и светло-серые полевошпатово-кварцевые сланцы с пелитовой структурой основной массы и идиоморфными выделениями альбита. Иногда это хлоритовые, биотит-хлоритовые и кварцево-хлоритовые сланцевые породы. В скв. 3 среди хлоритовых сланцев указываются прослои амфиболитов. В ряде случаев сланцы залегают выше гранитов (скв. 9).

В отдельных образцах удается установить, что граниты и сланцы подверглись сильному катаклазу. По всем породам часто наблюдается кора выветривания, которой предшествовал катаклаз. Все это, по-видимому, говорит о такой последовательности процессов:

1) отложение песчаников и аргиллитов на гранитном субстрате (реликты обломков и структуры осадочных толщ отмечаются во всех разностях сланцевых пород);

2) сильный катаклаз и метаморфизм невысоких ступеней;

3) образование коры выветривания.

Для выяснения той тектонической обстановки, в которой отлагались указанные породы, обратимся к близлежащим районам, где породы, более древние, чем ушаковские, выходят на поверхность. В Прибайкалье породы ушаковской свиты залегают на породах байкальского комплекса, представленного голоустенской, улунтуйской и кочергатской свитами. «Нижняя свита (голоустенская) состоит из чередования конгломератов, кварцитов и глинисто-песчаных сланцев. Средняя — улунтуйская — сложена по преимуществу известняками, а верхняя — качергатская — песчано-глинистыми породами. Байкальский комплекс залегает трансгрессивно и несогласно на самых разнообразных породах архея и нижнего протерозоя. Мощность байкальского комплекса максимальна на юге западного берега озера (2.5—3 км) и заметно уменьшается (до 1—1.5 км) к северо-западу. В двух нижних свитах обильные остатки водорослей (Osagia, Katangasia, Collenia и других). Небольшая мощность байкальского комплекса на западном берегу Байкала, очень слабый метаморфизм, отсутствие интрузий, опрокидывание складок северо-восточного простирания на северо-запад, появление некрупных надвигов с движением масс к северо-западу — все эти обстоятельства свидетельствуют о близости края верхнепротерозойской платформы, в сторону которой опрокидывались складки» (Павловский, 1956, стр. 8).

Возраст пород байкальского комплекса опеределяется как рифейский (Стратиграфия СССР, 1963).

Таким образом, судя по прибайкальским обнажениям, севернее и северо-западнее должна была находиться рифейская платформа.

Исходя из указанных выше соображений, мы считаем, что породы, вскрытые буровыми скважинами на Марковской площади ниже ушаковской свиты, и породы трехчленного байкальского комплекса нельзя относить к одновозрастным образованиям единой тектонической зоны. Но если они разновозрастны, то мы придем к двум вариантам их происхождения: 1) возможно, эти породы являются аналогами нижнепротерозойских пород, выходящих вдоль обрамления юга Сибирской платформы, и принадлежат к той же тектонической зоне, что и последние, 2) по-видимому, они образованы в достаточпо узких, локальных, может быть приразломных, прогибах нижлепротерозойского или рпфейского возраста; они накапливались либо в переходное время от геосинклинального режима к платформенному, либо уже в начальную стадию платформенного развития данной территории.

Архейский возраст указанных образований отпадает по следующим причинам:

1) Обращаясь к рассмотрению пород архейского возраста на наиболее близко расположенной территории — Шарыжалгайском выступе, мы можем убедиться в том, что последние представлены там амфиболитами, гранат-биотитовыми, биотитовыми, гранат-амфиболитовыми и другими гнейсами, регионально метаморфизованными до высших ступеней амфиболитовой фации. Таким образом, характерные черты архейских пород совершенно отличны от тех, которые указываются в описании пород, лежащих под ушаковской свитой на Марковской площади (см. выше).

2) Данные о простираниях магнитных аномалий к северо-востоку от Шарыжалгайского выступа и совпадение простирания этих аномалий и архейских структур в пределах самого выступа, по всей видимости, говорят о том, что в архейское время территория, расположенная между городами Усть-Кутом и Киренском, должна была находиться в тех же тектонических условиях, что и сам Шарыжалгайский выступ. Субширотные аномалии в пределах выступа, вероятно, объясняются заложением более молодых разломов (Блюменцвайг, Мандельбаум, 1964). Следовательно, породы архейского возраста в обоих этих районах должны быть сходными.

Итак, как отмечалось, породы, лежащие под ушаковской свитой на Марковской площади, либо имеют нижнепротерозойский возраст и принадлежат к той же геосинклинальной области, что и нижнепротерозойские породы Байкало-Патомского нагорья, либо это рифейские или нижнепротерозойские породы локальных прогибов. Сделать в настоящее время окончательный выбор между двумя указанными предположениями не представляется возможным, хотя повышенные глубины залегания магнитовозмущающих масс восточнее р. Лены (до 3,5 км) как будто говорят о том, что под вендско-нижнекембрийскими отложениями лежит какая-то сравнительно маломощная толща, имеющая региональное распространение. Это свидетельствует, скорее, в пользу первого предположения, а именно нижнепротерозойского возраста рассматриваемых пород.

Косвенным признаком, указывающим на правильность такой точки зрения, является и наличие значительного регионального минимума силы тяжести восточнее р. Лены. Сейчас ясно, что объяснить этот минимум силы тяжести за счет увеличения мошности платформенного чехла или за счет каких-либо фациальных изменений в его составе не удается. Остаются два предположения: либо минимум обусловлен резким изменением мощности земной коры, либо он отражает строение верхней части фундамента. Предположение о том, что отличие в строении земной коры обусловлено донижнепротерозойской историей развития данной территории, маловероятно по тем соображсниям, что в районе широтного отрезка течения р. Лены этот минимум сечет простирания магнитных аномалий, которые, как сейчас считается, отражают простирания донижнепротерозойских структур. Объяснение различия в строении земной коры особенностями посленижнепротерозойской истории развития данной области также малоправдоподобно, так как, во-первых, отличия в истории развития этой территории от территорий, прилегающих с запада и севера, были незначительны и, во-вторых, этот минимум не совпадает с простираниями каких-либо посленижнепротерозойских структур.

Обусловлен ли этот минимум силы тяжести наличием мощной толщи самих нижнепротерозойских пород, менее плотных, чем архейские, или переработкой всей толщи земной коры в нижнепротерозойское время, для рассматривамых вопросов не существенно.

Определения абсолютного возраста пород «фундамента» на Марковской площади (К-Аг методом) дают цифры примерно 1050—1200 млн. лет (валовые пробы), т. е. указывают приблизительно на их среднерифейский возраст. Сопоставляя результаты этих определений с приведенными выше данными, можно думать, что вскрытые упомянутыми скважинами породы представляют собой более древние отложения, возможно подвергшиеся процессам ретроградного метаморфизма.

Таким образом, в настоящее время принято считать, что под отложениями ушаковской свиты на широтном отрезке течения р. Лены от г. Усть-Кута до г. Киренска залегают породы раннепротерозойского возраста. Судя по геофизическим данным, они распространены вплоть до области развития нижнепротерозойских пород, выходящих вдоль северозападного склона Байкальского нагорья. Возраст и общий характер пород района Усть-Кут — Киренск, по-видимому, позволяют относить их к единой тектонической зоне. Тип формаций, условия залегания, история развития и местонахождения нижнепротерозойских пород в этом районе позволяют считать, что они образовались в доплатформенную, геосинклинальную или сходную с ней стадию развития. Это позволяет отнести породы, вскрываемые под ушаковской свитой в районе городов Усть-Кут — Киренск, к породам фундамента докембрийской Сибирской платформы.

Границы области фундамента данного возраста сейчас указать трудно. В нашей работе они приняты примерно совпадающими с границами упомянутого выше минимума силы тяжести. Характерно и то, что именно в пределах этого минимума магнитное поле по сравнению с более северными районами менее контрастно (линейность выражена менее четко, аномалии менее интенсивны и общий фон поля понижен). Создается впечатление, что здесь породы, обусловливающие магнитное поле, либо более погружены, либо подверглись частичной переработке.

Южнее, в пределах Верхнеленской ступени, породы, принимаемые за породы фундамента, вскрыты несколькими скважинами в районе верхнего течения р. Ангары (рис. 45). Нукутская и Бельская скважины вошли в гранодиориты, а Осинская, Тыретская и Кутуликская скважины в граниты. Условия залегания этих пород неясны, поэтому судить об их возрасте и тектонической приуроченности, не опираясь на другие данные, не представляется возможным.

Южно-Радуйская и Атовская глубокие скважины под породами ушаковской свиты вскрыли кварцевые порфиры и их туфы, почти неметаморфизованные и неизмененные. Характер метаморфизма, состав и структура не позволяют сопоставлять их с породами, выходящими на поверхность в районе Шарыжалгайского выступа, возраст которых определяется как архейский, хотя в это время оба рассматриваемых участка должны были находиться в приблизительно одинаковых тектонических условиях. Ясно, что эти породы древнее ушаковской свиты, а следовательно, являются доверхнерифейскими. Таким образом, их возраст можно ограничить раннепротерозойским — рифейским временем. Если не обращаться к очень далеким сопоставлениям с районами Северного Прибайкалья. то более точно указать возраст описываемых вулканогенных отложений сейчас не представляется возможным. Тектоническая природа этих толи также неясна. На прилагаемой карте (см. рис. 44) на данном участке поверхность фундамента условно проведена по кровле этих отложений и специальным знаком показано возможное положение описанного локального прогиба.



Рис. 45. Схема полеоструктурного районирования юго-запада Сибирской платформы и ее обрамления в венде и раннем кембрии

- 1 мощности вендских отложений (в м): а — по обнажениям, б — по буровым скважинам, в — по геофизическим данным;
- 2 изопахиты вендских отложений (в м);
- 3 платформа в вендское время;
- 4 вендская миогеосинклиналь;
- 5 Лебяжинско-Беретское внутригеосинклинальное поднятие;
- 6 вендский краевой шов Сибирской платформы: а — под чехлом более молодых отложений, б — на поверхности;
- 7 мощности раннекембрийских отложений

- (в м): а по обнажениям, б по буровым скважинам, в — по геофизическим данным;
- 8 изопахиты нижнекембрийских отложений (в м);
- 9 платформа в раннекембрийское время;
- 10 относительно приподнятая часть раннекембрийской платформы;
- 11 -- раннекембрийская миогеосинклиналь;
- 12 предполагаемая граница раннекембрийской платформы;
- 13 граница миотеосинклинали и эвгеосинклинали в венде и равнем кембрии



Рис. 46. Сводный профиль сейсморазведки МОВ по р. Лене от пос. Тарасово до пос. Макарово

1 — отражающие площадки; 2 — опорные отражающие границы; 3 — скважины; 4 — предполагаемы разломы

На всей территории Верхнеленской ступени, где фундамент не вскрыт . глубокими буровыми скважинами или где данные глубокого бурения не дают возможности строго обосновать границу между фундаментом и плагформенным чехлом, принято, что поверхность фундамента совпадает с положением границы раздела проводящих и непроводящих пород, отмечаемой электроразведочными методами (МТП и МТЗ). Основанием для такого сопоставления служит тот факт, что по профилю Усть-Кут—Киренск, т. е. там, где положение поверхности фундамента определено глубокими буровыми скважинами, указанная граница между низкоомными и высокоомными породами в целом совпадает с поверхностью фундамента. На профиле Баяндай — Еланцы эта граница совпадает с подошвой ушаковской свиты, лежащей на байкальском комплексе.

Платообразный тип строения Верхнеленской ступени выявляется по данным, полученным различными методами. Так, например, электроразведочными работами (методом МТЗ), проведенными вдоль р. Лены от г. Усть-Кута до г. Киренска, установлены глубины залегания фундамента около 2400 м, что в общем совпадает с данными глубокого бурения. Мелкие структуры, установленные бурением, не могли быть подтверждены электроразведкой МТЗ, так как находятся за пределами ее точности. Сейсморазведочными работами МОВ по этому же профилю был прослежен отражающий горизонт в верхах мотской свиты (т. е. в низах платформенного чехла). Как видно из приведенного профиля (рис. 46), глубина залегания этого горизонта колеблется от 1900 до 2300 м ниже уровня моря.

Итак, все данные свидетельствуют о том, что в общем глубина залегания фундамента остается почти постоянной от г. Усть-Кута до г. Кпренска. Структуры более высоких порядков, отмеченные по данным слубокого бурения и сейсморазведки, в настоящее время достаточно достоверно могут быть установлены только в узкой Приленской зоне. Поэтому мы и ограничиваемся лишь выделением более крупных структур, конфигурация которых является в достаточной мере обоснованной.

В южной половине Верхнеленской ступени фундамент вскрыт рядом скважин на Осинской площади и в Тыптинской скважине. Глубины его залегания составляют 2300—2400 м. Кроме того, нижние горизонты платформенного чехла были вскрыты рядом скважин — Жигаловской (кровля мотской свиты — 1908 м), Христофоровской (кровля мотской свиты —



2008 м) и др. Электроразведочные работы методом МТП по профилю Жигалово — Качуг показали, что глубина залегания фундамента равна 2400—2500 м в районе с. Ушаково и воздымается по направлению к г. Качугу до отметки 2000—2100 м. Южнее, в районе водораздела рек Уды, Куты и Илги, глубины до поверхности фундамента, определенные тем же методом, составляют 2200—2400 м.

Сейсморазведочный профиль МОВ от г. Усть-Кута до г. Жигалово устанавливает глубину залегания отражающего горизонта в верхах мотской свиты, равную 1900—2200 *м* ниже уровня моря (см. рис. 46).

Все эти данные говорят о том, что характер глубин залегания поверхности фундамента, наблюдаемый на севере Верхнеленского поднятия, сохраняется также в районе верхнего течения р. Лены и на междуречье Лены и верховьев Ангары.

Область между р. Леной и выходом фундамента на поверхность восточнее р. Лены не освещена глубоким бурением, сейсморазведкой и электроразведкой. В связи с этим для суждения о глубине залегания поверхности фундамента здесь приходится пользоваться расчетами мощностей платформенного чехла по геологическим данным.

В этом случае прежде всего необходимо остановиться на сопоставлении разреза платформенного чехла, вскрытого скважинами вдоль р. Лены и в обнажениях в областях выхода фундамента на поверхность (рис. 46, 47). Не вдаваясь в детальное описание, отметим, что, исходя из сопоставления мощностей и фаций отложений, слагающих платформенный чехол от венда до ордовика (залегающих на поверхности в этом районе), оказывается маловероятным предположение о существовании в данной зоне каких-либо крупных структур в венде и в раннем палеозое. Поэтому расчеты мощностей платформенного чехла приводят к выводу, что глубины залегания фундамента на этой территории также колеблются в пределах 2000—2500 м, довольно резко уменьшаясь вблизи рыходов фундамента на поверхность.

При построении карты поверхности глубин залегания фундамента, как вытекает из сказанного, данные гравиметрической и магнитометрической съемок добавляют мало информации. Гравиметрические данные характеризуют всю зону Верхнеленской ступени относительно пониженными значениями силы тяжести по сравнению с более западным Ангарским прогибом. Все геологические, сейсморазведочные и электроразведочные материалы с совершенной очевидностью показывают, что глубины залегания фундамента в зоне Верхнеленской ступени значительно меньше, чем в Ангарской депрессии. Допустимые фациальные изменения, которые фиксируются гравиметрической разведкой, не могут объяснить та-



2 — график Sbz; 3 — график рт min; 4 — положение поверхности фундамента по данным 3С (bz)

l — график Sex;

кой структуры гравиметрического поля, поскольку одновременно происходит изменение средней плотности пород платформенного чехла. Приходится признать, что общее понижение силы тяжести в этом районе не является следствием увеличения глубин залегания поверхности фундамента или изменения плотности пород платформенного чехла, а объясняется особенностями строения более глубоких горизонтов земной коры, например строением верхних горизонтов фундамента либо погружением границ Конрада или Мохоровичича. Эти соображения уже были использованы выше при выяснении возраста фундамента в данном регионе. Природа же более мелких аномалий силы тяжести в его пределах совершенно не выяснена, так что пользоваться этими данными, интерпретируя изменение силы тяжести как изменение положения поверхности фундамента, представляется в настоящее время совершенно нецелесообразным.

К использованию глубин залегания верхней кромки магнитовоздушных масс определения глубины поверхности пля фундамента также необходимо подходить с известной осторожностью. Все построения такого рода основаны на определенных предпосылках, а именно: 1) породы фундамента всегда достаточно интенсивно намагничены, в то время как породы платформенного чехла практически немагнитны; 2) ввиду наличия значительного регионального перерыва между породами фундамента и породами платформенного чехла, сопровождающегося глубоким размывом, основная масса интрузий, залегающих в фундаменте, оказывается частично размытой; поэтому считается, что подавляющая часть верхних кромок магнитовозмущающих масс приурочена именно к поверхности фундамента.

В действительности же для многих участков можно показать несостоятельность таких предпосылок. Для всех приплатформенных зон геосинклиналей, часто являющихся практически амагматичными, первая из предпосылок является неприемлемой. Как выясняется, породы фундамента не всегда отделены от пород платформенного чехла длительным периодом размыва (Семихатов, Трапезников, 1965). Поэтому основываться на отдельных, далеко отстоящих друг от друга по площади точках расчетов глубин залегания магнитовозмущающих масс вообще нельзя при построении рельефа поверхности фундамента. В тех же случаях, когда однородные глубины получены по массовым расчетам в какой-то области путем сопоставления с геологическими данными и данными других геофизических металлов, необходимо выяснить, к чему приурочены эти глубины — к поверхности фундамента или к какойлибо другой поверхности. Так, например, судя по геологическим и геофизическим данным, вполне вероятно, что в рассматриваемом районе глубины верхней кромки магнитовозмущающих масс фиксируют границу раздела между архейскими и нижнепротерозойскими этажами фундамента.

Южная граница Верхнеленской ступени отбивается рядом глубоких скважин в Иркутском Присаянье. Как видно из карты (см. рис. 44), здесь намечается довольно пологое поднятие со средним градиентом наклона 20 м/км.

Данных о характере сочленения Верхнеленской ступени на западе с Ангарским прогибом крайне мало. Ближайшими глубокими скважинами, расположенными уже в Ангарской депрессии, являются Заярская и Тубинская. Заярская скважина, вскрывшая кровлю мотской свиты на глубине 2413 м, и Тубинская скважина, которая на глубине 1903 м вошла в отложения усольской свиты, показывают, что по сравнению с Усть-Кутской скважиной, где кровля мотской свиты встречена на глубине 1900 м, поверхность фундамента погружается па запад. Электроразведочный профиль МТЗ показывает довольно значительный перегиб фундамента между г. Усть-Кутом и с. Каймоново, где соответственно кровля фундамента отбивается на глубинах 2400 и 3200—3100 м ниже уровня моря (см. рис. 47). Далее до г. Заярска глубина залегания поверхности фундамента варьирует в пределах 3100—3400 м. Это, возможно, свидетельствует о наличин между г. Усть-Кутом и с. Каймоново флексуры по поверхности фундамента.

Для более южных районов сведений о характере ограничения Верхнеленской ступени нет. Только отдельные данные сейсморазведки МОВ западнее р. Ангары и сопоставление этих данных с разрезом Тангуйской скважины как будто свидетельствуют, что глубина до поверхности фундамента здесь превышает 3000 м. Еще южнее, в районе с. Нукуты, г. Зима, с. Куйтун по данным электроразведки намечается флексурообразный перегиб поверхности фундамента к северу и погружение ее в этом же направлении до глубин свыше 3000 м. Отдельные расчеты глубин верхних кромок магнитовозмущающих масс как будто показывают, что восточнее р. Ангары в верхнем течении р. Илим глубины до поверхности фундамента не превышают 3000 м. Все эти данные позволяют наметить зону сочленения Верхнеленской ступени и Ангарского прогиба, выраженную в виде флексурообразного перегиба поверхности фундамента по линии г. Зима — верховья р. Илим — с. Каймоново.

Восточнее ограничение Верхнеленской ступени устанавливается по характеру выхода пород фундамента на дневную поверхность. Это ограничение в разных местах выражено флексурным перегибом различной крутизны, иногда нарушенным разломами, по которым породы фундамента кое-где надвинуты на породы платформенного чехла. Аналогичная картина наблюдается в верховьях р. Ангары, где породы фундамента надвинуты на юрские отложения (так называемый Ангарский надвиг).

В верховьях р. Лены, судя по расчетам мощностей платформенного чехла, по поверхности фундамента может быть намечен Амгинский выступ, по-видимому представляющий собой небольшую пологую поперечную структуру с амплитудой поднятия 500 м.

Как уже отмечалось, с запада к Верхнеленской ступени примыкает Ангарская депрессия — структура, представляющая собой сравнительно пологую чашеобразную впадину, частично открывающуюся на север. Югозападным ограничением Ангарской депрессии служит выход пород фуддамента на дневную поверхность — Присаянское поднятие. На северо-западе депрессия смыкается с южными отрогами Приенисейского поднятия, а с севера переходит в склон Иркинеевского поднятия. Ее восточная граница уже была описана выше.

Глубины залегания пород фундамента в пределах рассматриваемой территории превышают в целом 3000 м и достигают 5500 м. Так как в ее предслах ни одна глубокая буровая скважина не достигла поверхности фундамента, то основными материалами, которые были использованы для построения карты поверхности фундамента, являются данные электроразведки, сейсморазведки, частично магниторазведки и, безусловно, геологической съемки сопряженных территорий.

Северо-северо-восточные простирания магнитных аномалий в пределах Верхнеленской ступени и совпадение простираний этих аномалий с простираниями архейских структур в пределах Шарыжалгайского выступа, по всей вероятности, говорит об обтекании архейскими структурами более древнего массива, территориально совпадающего с Ангарской депрессией (так называемое катархейское ядро, по Р. А. Гафарову). Действительно, изометричность магнитных аномалий в пределах депрессии, вероятно, свидетельствует в пользу этого. Однако существует ряд фактов, указывающих на то, что, хотя в архейское время этот район и проявлял себя как единый «консолидированный» блок, в процессе последующей истории значительная его часть подверглась переработке и раздроблению.

Возраст фундамента в пределах Ангарской депрессии на современном этапе исследований может быть выявлен лишь из регионального обзора всей территории юго-запада Сибирской платформы и ее обрамления.

На Енисейском кряже рифейские толщи представлены карбонатносланцевым комплексом пород, мощность которого превышает 8000 м (Кириченко, 1963). По данным М. А. Семихатова (1962), все эти толщи при подходе к широтному течению р. Ангары, где они скрываются под более молодыми отложениями, не испытывают сколько-нибудь заметных фациальных изменений, которые могли бы свидетельствовать о замыкании бассейна или о его резком завороте. С другой стороны, в Восточном Саяне рифейские отложения выполняют Урикско-Ийский грабен. Эти осадочные толщи, подразделяемые на ермасохинскую и урикскую свиты, имеют мощность около 4000 м (Шамес, 1963). Данные о строении и типе магнитного поля позволяют проследить продолжение Урикско-Ийского грабена в северо-западном направлении также и в пределах Сибирской плиты, там, где отложения ермасохинской и урикской свит скрываются под более молодыми породами.

Геологические исследования последних лет в пределах Енисейского кряжа и Восточного Саяна приводят к выводу о геосинклинальной природе рифейских толщ, отлагавшихся в пределах этих двух областей (Семихатов, 1962). Северо-западные простирания рифейских структур в обоих указанных районах имеют такую же ориентировку, как и простирание областей с различным типом магнитных полей: Енисейско-Туруханской полосы магнитных минимумов, фиксирующей миогеосинклинальную зону, и полосы интенсивных магнитных аномалий, совпадающей с вулканогенно-осадочными складчатыми образованиями рифея восточной части Восточного Саяна (Гафаров, 1965). Это приводит к выводу о непосредственном соединении рифейской геосинклинали Енисейского кряжа и Урикско-Ийского грабена и, следовательно, о вероятном существовании этих толщ в пределах Ангарской депрессии.

К северо-востоку от Урикско-Ийского грабена можно предполагать выклинивание рифейской геосинклинали, поскольку в центральных и юж-

ных частях Ангарской депрессии осадочные толщи этого возраста либо вообще отсутствуют, либо их мощность мала и не превосходит 200— 300 м. Формационный анализ там, где это доступно, указывает на платформенное происхождение этих осадочных толщ.

В целом на Енисейском кряже заметно изменение рифейских отложений к востоку, которое говорит о выклинивании миогеосинклинали в этом направлении (Семихатов, 1962).

Таким образом, северо-восточный борт рифейской геосинклинали намечается приблизительно по линии, проходящей несколько северо-восточнее Чуно-Бирюсинского водораздела и соединяющей Урикско-Ийский грабен с выходами рифейских толщ на западе Иркинеевского линейного поднятия. Граница этой геосинклинальной структуры в настоящее время может быть намечена лишь крайне приблизительно. В магнитном поле эта область отражается более пониженными значениями, хотя в целом характер аномалий и их изометричность (при исключении влияния траппов) сохраняются такими же, как и в более восточных районах.

Некоторые косвенные данные говорят о том, что в раннепротерозойское время эта территория уже подвергалась переработке, сходной с рифейской, причем граница нижнепротерозойской геосинклинали, по всей вероятности, проходила несколько северо-восточнее, чем граница рифейской геосинклинали. Этот взгляд нашел свое отражение на схеме тектоники и типов магнитных полей Сибирской платформы (Гафаров. 1965).

В позднерифейско-вендское время граница платформы и геосинклинали отодвинулась еще дальше к юго-западу, т. е. все большая часть территории юго-запада Сибирской платформы перешла к платформенному типу развития. В это время границей между платформой и геосинклиналью на юге служил Иркут-Зиминский шов, который прослеживается далее по направлению к Тайшету на соединение с юго-восточным продолжением Ишимбинской шовной зоны. В вендское время область, лежащая к северо-востоку от этого структурного шва, характеризовалась платформенным режимом развития. Этот вывод в отношении района, прилегающего к Нижнему Приангарью, был обоснован в работах М. А. Семихатова (1959, 1962) и В. В. Хоментовского (1959), а в отношении остальной части — в статье М. А. Семихатова и Ю. А. Трапезникова (1965).

Ангаро-Канский вендский прогиб заложился и развивался на месте внутренней, наиболее удаленной от платформы зоны рифейской миогеосинклинали (Семихатов, 1962; Мусатов, Волобуев, 1964, и др.). Относительно тектонической природы упомянутого прогиба у исследователей нет единого мнения. В последнее время большинство геологов рассматривает его в качестве краевого прогиба или включает в зону перикратонных опусканий, т. е. относит к платформенным структурам. С представлением о платформенной природе прогиба, однако, не вяжутся величины и градиенты мощностей отложений венда, наличие в их составе таких «запрещенных» для платформ формаций, как граувакковая и аспидная, появление кислых и основных интрузивных, а у внутреннего края и эффузивных образований, складчатость вендских толщ, нарастаюцая по мере удаления от платформы, и т. д. Основными возражениями против отнесения Ангаро-Канского прогиба к категории краевых прогибов являются одновременность его развития со смежной эвгеосинклиналью, отсутствие признаков миграции прогиба на платформу и сочленение с последней по тектоническому шву.

Анализ расположения и особенностей развития вендского Ангаро-Канского прогиба, а также характера его сочленения с платформой и формационного состава выполняющих его толщ говорит о геосинклинальной природе упомянутого прогиба. Сейчас трудно установить точно, какова природа данного прогиба — миогеосинклинальная (Семихатов, Тра-



Рис. 48. Сводный профиль сейсморазведки H₁, H₂, K₁, K₂ — отражающие границы в отложениях нижнего кембрия; *a*, *б* — отра-*1* — предполагаемый разлом,

пезников, 1965) или орогенная (Клитин, Постельников, 1966); для окончательного решения этого вопроса сейчас нет данных. Важно то, что слабая дислоцированность вендских отложений на приплатформенном борту прогиба не может рассматриваться в качестве аргумента против сделанного вывода, так как подобная особенность является характерной чертой всех байкальских геосинклинальных систем (Херасков, 1963). Общая же история развития структуры, ее формационный состав, пространственная и временная связь со смежными структурами говорят о ее геосинклинальной природе. В качестве иллюстрации последовательного расширения платформы за счет смежных геосинклиналей нами приводится схема палеоструктурного районирования юго-запада Сибирской платформы и ее обрамления в венде и раннем кембрии (см. рис. 45).

В связи с этим на прилагаемой карте (см. рис. 44) отражен тот возраст фундамента, который служит основанием разных частей Ангарской депрессии.

Ангарская депрессия по характеру строения поверхности фундамента разделяется на Чуно-Бирюсинскую и Средне-Ангарскую впадины.



Рис. 49. Геолого-геофизический профиль с. Абан — г. Тайшет (по данным 1 — отражающие площадки по данным сейсморазведки МОВ; 2 — отражающие площадки от траппов; Сморазведки мов; 2 — отражающие площадки от траппов;



МОВ Долгий Мост — Чунояр жающие границы, примерно совпадающие с подошвой отножений нижнего кембрия 2 — зона отсутствия отражений

Чуно-Бирюсинская впадина представляет собой изометричную структуру с крутыми юго-западным и западным крыльями, иногда осложненными разломами, и более пологими северным и восточным крыльями. Глубина впадины достигает 5500 м, поверхность фундамента в ее пределах отбивается данными сейсморазведки МОВ (рис. 48), которая прослеживает отражающую границу между вендскими отложениями, сложенными преимущественно терригенными толшами. и кембрийскими отложениями. представленными карбонатными породами. На фоне впадины в ее наиболее погруженной части наблюдается ряд вытянутых в северо-северо-западном направлении линейных структур типа валов (Максин и др., 1964). В более восточных районах, где основанием Чуно-Бирюсинской впадины служат рифейские и нижнепротерозойские отложения, а вендские отложения входят в состав платформенного чехла, для построения поверхности фундамента были использованы данные сейсморазведки МОВ и электроразведки методом МТЗ. По данным сейсморазведки МОВ в этом районе прослеживаются отражающие горизонты в низах платформенного чехла, а по данным электроразведки методом МТЗ — подошва вендских отложений (рис. 49).



4 — то же, в кровле отложений венда; 5 — поверхность кристаллического фундамента



Рис. 50. Профиль по данным сейсморазведки МОВ Воробьево — Туба — Нижнеилимск — Илимск (по данным И. А. Гавриленко)

отражающие горизонты;
 условный отражающий горизонт.

H₁, H₂, H₃ — отражения в ангарской свите. О — отражения, приуроченные к усть-кутской свите

Среднеангарская впадина прежде всего выделяется по данным сейсморазведочного профиля МОВ в нижнем течении р. Илим. На профиле г. Илимск — пос. Туба — дер. Воробьево (рис. 50) видно погружение всех отражающих горизонтов в северо-западном направлении, к дер. Воробьево. Чадобецкое поднятие и выявленные разведочным бурением на северо-восток от него локальные поднятия образуют северо-западное ограничение этой впадины. Из-за отсутствия других материалов, позволяющих судить о глубине залегания поверхности фундамента в пределах описываемой структуры, ее контуры можно наметить только очень приблизительно. Важно отметить, что материалы сейсморазведки МОВ подтверждаются глубинным бурением в районе поселков Туба и Илим, которое указывает на погружение всех осадочных горизонтов в этом же направлении.

Между Чуно-Бирюсинской и Среднеангарской впадинами намечается вытянутый в северо-северо-западном направлении Ковинский вал амплитудой около 500 м. Конфигурация вала по современным данным намечается очень неопределенно. О существовании этого вала говорят выходы нижнекембрийских пород на поверхности в районе устья р. Ковы и поднятие поверхности фундамента в районе с. Вихоревка, намеченное по данным электроразведки (см. рис. 47).

Юго-восточнее описанных впадин расположена зона моноклинального наклона поверхности фундамента — Окинская моноклиналь, которая устанавливается из сопоставления данных сейсморазведки МОВ и электроразведки методами МТЗ, МТП, а также отдельных буровых скважин.

Из более мелких структур необходимо отметить Тулунский выступ, четко выявляющийся как по данным бурения, так и по данным электроразведки методом МТЗ.

Вполне возможно, что Ковинский вал на юге соединяется с Тулунским выступом в единую валообразную структуру, отделяющую Окинскую моноклиналь от Чуно-Бирюсинской впадины. Сейсморазведочными работами южнее Ковинского вала на его продолжении выявлен крупный антиклинальный перегиб в отложениях низов платформенного чехла.

Вилюйский прогиб

Как было отмечено выше, между Анабаро-Оленекским и Алдано-Патомским сводовыми поднятиями расположен глубокий и сложно построенный Вилюйский прогиб. Он имеет северо-восточное простирание и на западе граничит с периклинальным замыканием структур Байкало-Патомского нагорья, а на востоке — с Верхоянской складчатой областью.

Если обратиться к карте магнитных аномалий зоны Алдано-Анабарского поднятия, то прежде всего бросаются в глаза характерные северосеверо-западные простирания осей магнитных аномалий как в пределах Алданского щита и его склонов, так и в районе Анабарского массива. Совпадение осей магнитных аномалий с простиранием архейских структур, наблюдаемых в областях выхода фундамента платформы на поверхность, хорошо объясняется существованием единой архейской протогеосинклинальной системы, охватывающей большую часть Алдано-Анабарской зоны (Гафаров, 1965).

Своеобразие магнитного поля Вилюйского прогиба заключается в том, что в его пределах магнитные аномалии северо-западного простирания затухают и вместо них появляются слабоинтенсивные аномалии северовосточного простирания. Одновременно с этим обращает на себя внимание и расположение прогиба на периклинали байкалид Байкало-Патомской зоны. Эти особенности Вилюйской области и определяют расхождение взглядов на возраст фундамента Вилюйского прогиба. Одни исследователи (Шатский, 1932; Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. Объяснительная записка, 1957) говорят о байкальском складчатом фундаменте прогиба, другие (Бабаян и др., 1960; Спижарский, 1960; Косыгин, 1961; Штех, 1962, 1965) считают фундамент прогиба архейским, и, наконец, третьи (Лутц и др., 1962; Николаевский, 1968; Леонтьев, 1963; Мокшанцев и др., 1964) приписывают ему протерозойский или позднеархейский — раннепротерозойский возраст.

По-видимому, такие факты, как существование внутри Вилюйского прогиба участков с северо-западным архейским простиранием магнитных аномалий (например, на Сунтарском выступе) и общее несходство магнитного поля прогиба с магнитными полями типичных геосинклинальных районов (что выражается в слабой интенсивности северо-восточных аномалий, через которые как бы просвечивают отдельные аномалии северозападного простирания в этом поле), указывают на отсутствие типичных геосинклинальных условий на территории Вилюйского прогиба в послеархейское время. Но с другой стороны, нельзя считать правильным объяснение наблюдаемого магнитного поля лишь погружением архейских пород на большую глубину (Штех, 1965). Не говоря о том, что такая интерпретация основана на ряде допущений о типах пород, геотермических условиях прогиба и т. д., трудно понять, как при простом погружении может изменяться не только интенсивность аномалий, но и их простирание. По-видимому, наиболее правильно считать, что изменение простираний аномалий с северо-западного, совпадающего с простиранием структур в самом прогибе, на северо-восточное вызвано определенной послеархейской переработкой. Она могла выразиться в заложении разломов северо-восточного простирания и в приуроченности к ним определенных магматических проявлений.

К сожалению, единственная скважина — Сунтарская, вскрывшая породы фундамента в пределах прогиба, не дает решения этого вопроса. Она прошла около 100 *м* по кристаллическим сланцам и гранодиоритам, пересеченным жилами аляскитового гранита, гранит-пегматита и плагиогранита. Абсолютный возраст этих пород, определенный К-Аг методом по валовой пробе, равен 1200 млн. лет, а по биотиту — 1800—2000 млн. лет. Эти породы в настоящее время сопоставляются всеми исследователя-



Рис. 51. Геолого-геофизический профиль через Кемпендяйскую впадину по Штеху, 1965)

- 1 отражающие площадки;
- 2 преломляющая поверхность со скоростью продольных волн 6000 м/сек;
- 3 преломляющая поверхность со скоро-
- стью продольных волн более 6500 м/сек;
- 4 глубины до верхних кромок магнитных тел;
- 5 мезозой;
- 6 девон и карбон;
- 7 кембрий и силур;
- 8 протерозой;
- 9 apxe**ž**

ми с архейскими породами Алданского щита, что определяет положение границы фундамента и чехла платформы в районе Сунтарского выступа.

Гораздо сложнее решается этот вопрос для обрамляющих Сунтарский выступ локальных прогибов — Мархинского и Кемпендяйского.

Расчетные глубины залегания верхних кромок магнитных аномалий в пределах Кемпендяйского локального прогиба указывают на огромные глубины залегания магнитных пород на этой территории (до 15 км вблизи Уринского антиклинория с постепенным уменьшением глубины в северо-восточном направлении — примерно до 3 км в районе Баппагайского выступа).

Глубины залегания магнитных масс в Мархинском докальном прогибе приблизительно равны 5-6 км, но сопоставление этой границы с поверхностью фундамента платформы вызывает определенные возражения. Как справедливо было отмечено Г. И. Штехом (1965), сопоставление протерозоя Мархинского прогиба, представленного преимущественно терригенной тепторгинской серией (мощностью более 4000 м) и комплексом терригенно-карбонатных образований (более 800 м), с протерозоем Патомского нагорья, а также оценка общей мощности осадочных толщ в районе Уринского антиклинория примерно в 10 км (Чумаков, 1959) и сопоставление этих данных с глубинами залегания верхних кромок магнитных тел (9-11 км) позволяют сделать некоторые выводы. Приведенные данные позволяют считать, что основная часть отложений Кемпендяйского локального прогиба, расположенная выше границы магнитных тел, имеет, вероятно, протерозойский возраст. Если в районе Уринского антиклинория мощность этих отложений равна приблизительно 10 км, то на востоке Кемпендяйского локального прогиба она составляет уже около 3 км, что устанавливается по сейсмическим данным (рис. 51). Геофизические материалы в районе Баппагайского выступа свидетельствуют о его конседиментационном развитии в протерозойское время (Штех, 1965).

Все это, по-видимому, говорит о постепенном выклинивании протерозойского прогиба по направлению от Уринского антиклинория к Бап-



пагайскому выступу (рис. 52). По всей вероятности, этот прогиб пространственно совпадал с современным Кемпендяйским локальным прогибом, открываясь и расширяясь в сторону Патомского нагорья. На это указывает отсутствие сходных по возрасту отложений на северном склоне Алданского щита и выклинивания протерозойских толщ по мере приближения к Сунтарскому выступу (см. рис. 51).



Рис. 52. Схематическая структурная карта по поверхности фундамента Вилюйской впадины (по Штеху, 1965)

- 1 стратоизогипсы по поверхности фундамента (в км);
- 2 то же, предполагаемые;
- э региональные разломы;

- 4 прочие разломы;
- 5 глубины поверхности фундамента по данным буровых скважин



Рис. 53. Схематическая карта изопахит нижнемеловых отложений (по Штеху, 1965)

- J мощности в опорных точках (в жм): а — мощность нижнемеловых отложений неполная, отсутствуют данные о верхней или нижней частях разреза, б мощность тех же отложений, установленная по геофизическим данным;
- 2 изопахиты нижнемеловых отложений, проведенные через 0,5 км;
- 3 надвиги;
- 4 области размыва в предпозднемеловое время;
- 5—6 контуры распространения нижнемеловых отложений:
- 5 современные,
- 6 предполагаемые

Однако точные границы прогиба пока установить трудно.

Косвенным доказательством конседиментационной природы этого выклинивания является увеличение содержания грубообломочного материала в джемкуканской свите при движении от внутренних частей Патомского нагорья к Уринскому антиклинорию, что свидетельствует о существовании сноса с платформы (от Сунтарского выступа). По-видимому, было бы не совсем верно по ряду причин интерпретировать это обстоятельство как результат поднятия самого Сунтарского выступа (Бобров, 1964); во-первых, этот выступ находится довольно далеко, во-вторых, он недостаточно обширен, и, в-третьих, вся прилегающая территория Сибирской платформы в это время являлась, по всей вероятности, областью размыва (Комар, Семихатов, 1965).

Связь протерозойского Кемпендяйского прогиба с входящим углом байкальской геосинклинали Патомского нагорья, предполагаемое (судя по разрезу Уринского антиклинория) сходство истории развития этого угла с историей развития байкальской миогеосинклинали, расположение в форме грабенообразного желоба между однотипными по своей структуре зонами платформы — все это позволяет считать указанную структуру авлакогеном.

Одновременно заложение и развитие как байкальской миогеосинклинали, так и Кемпендяйского протерозойского авлакогена, ориентированного дискордантно по отношению к архейским структурам Алдано-Анабарской зоны (что устанавливается по срезанию этими структурами архейских простираний магнитных аномалий почти под прямым углом), заставляет объединять их вместе и относить к структурам фундамента докембрийской Сибирской платформы. Поэтому за поверхность фундамента в пределах Кемпендяйского локального прогиба нами принята поверхность протерозойских пород, глубина залегания которых определена по данным отдельных сейсмических и электроразведочных профилей с использованием расчетов мощностей отложений платформенного чехла по геологическим данным.

Для остальной части Вилюйского прогиба принято, что поверхность фундамента совпадает с поверхностью верхних кромок магнитных тел, так как нет оснований предполагать их связь с горизонтами внутри фундамента. Об этом будет сказано ниже, при описании структур платформенного чехла.

Вилюйский прогиб по структуре поверхности фундамента подразделяется на несколько структур более высокого порядка (Штех, 1965; Николаевский, 1968). Это, во-первых, вышеупомянутый Сунтарский выступ, несколько вытянутый в северо-восточном направлении, и расположенное на его продолжении, но под углом субширотное Средневилюйское валообразное поднятие. К юго-востоку от этих структур расположены Кемпендяйский локальный прогиб и находящаяся почти на его продолжении Линденская впадина. Она отделена от Кемпендяйской впадины склоном Баппагайского выступа. На северо-западном борту Вилюйского прогиба расположены Мархинский локальный прогиб и Лунгхинская впадина.



Рис. 54. Схематическая структурная карта Вилюйской впадины по подошве юрских отложений (по В. В. Забалуеву, 1963 г.)

1 — стратоизогипсы по подошве юрских отложений (в м);

2- отметки подошвы юрских отложений (в м), рассчитанные по скважинам и обнажениям

Сунтарский выступ, по данным гравиметрической разведки, оконтуривается четким максимумом силы тяжести. Глубины залегания фундамента в его пределах, судя по данным электроразведки, варьируют от 2000 до 500 *м* ниже уровня моря. В контурах выступа в первом приближении можно выделить три купола, окунтуренные изогипсой — 1000 *м*. Судя по данным сейсморазведки, юго-восточная граница выступа определяется системой крутых разломов, суммарная амплитуда которых значительно превышет 2000 *м*.

Остальные ограничения выступа мало изучены, но представляются более пологими.

Кемпендяйский локальный прогиб, по-видимому, является грабенообразной структурой с приподнятым юго-западным краем (глубина поверхности фундамента по расчету мощностей платформенного чехла достигает 3000 м) и глубоко погруженным северо-восточным (до 8000 м по данным сейсморазведки и по расчету мощностей платформенного чехла). Сочленение Кемпендяйского грабена с Линденской впадиной представляется в виде седловины, расположенной на продолжении Баппагайского выступа; однако глубина залегания фундамента в этой области может быть оценена только очень приближенно.

Линденская впадина, по-видимому, также ограничена зонами разломов. Глубина впадины, по расчетам магнитных аномалий, достигает 12 км, возрастая к Верхоянской складчатой области. Наличие впадины подтверждается картами, построенными по различным горизонтам платформенного чехла (рис. 53, 54).

Средневилюйское валообразное поднятие выявляется как по данным бурения, указывающим на резкое сокращение мощности мезозойских отложений по направлению к его сводовой части, так и по геофизическим данным. Оценка глубины залегания поверхности фундамента в пределах этого валообразного поднятия приблизительна и составляет около 4000— 6000 *м* ниже уровня моря. Резкая смена характера магнитного поля при переходе к впадинам, значительные градиенты поля силы тяжести и наличие ряда разрывных нарушений, выявленных в платформенном чехле, позволяют предполагать горстообразный характер данного поднятия (Штех, 1965).

Лунгхинская впадина, по-видимому, аналогична Линденской и отличается от последней лишь несколько бо́льшими размерами и меньшими глубинами залегания поверхности фундамента.

Мархинская впадина изучена крайне слабо. Судя по расчетам магнитных и гравитационных аномалий, глубина залегания поверхности фундамента в ее пределах не превышает 5—6 км.

Алдано-Патомское сводовое поднятие

Крупное Алдано-Патомское сводовое поднятие занимает всю юго-восточную часть Сибирской платформы, причем в его пределах породы фундамента выходят на поверхность в районе Алданского щита и Байкало-Патомского нагорья. Склоны поднятия выражены как в виде ступеней (например, Верхнеленская), так и в виде моноклиналей (например, Майская и Синская).

В районе Синской моноклинали строение поверхности фундамента освещено различными методами. Здесь она весьма полого погружается на северо-запад и на север и лишь местами осложнена небольшими по амплитуде мысообразными выступами. В зоне сочленения с Вилюйским прогибом крутизна падения поверхности фундамента значительно возрастает. По-видимому, на значительной территории эта граница выражена серией ступенчатых разломов, что отмечается положением ряда полосовых
геофизических аномалий, а в платформенном чехле — зонами дробления пород.

Северным окончанием Синской моноклинали служит Баппагайский выступ, осложненный системой куполов или вершин (куполами Верхнесинским, Наманинским, собственно Баппагайским), которые обособляются на фоне плавно погружающейся в сторону Вилюйского прогиба поверхности фундамента.

В районе г. Якутска Синская моноклиналь осложнена субмериднональным Якутским разломом, с которым связана характерная магнитная аномалия. По поверхности фундамента амплитуда смещения по нему в районе г. Якутска равна 1—2 км (Николаевский, 1968). Однако южнее он, по-видимому, резко затухает.

Якутский выступ представляет собой изометричную структуру с широким и пологим сводом и с относительно крутыми склонами, местами осложненными разломами. В своде его по геофизическим и геологическим данным выделяется три изометричных купола. Глубина залегания поверхности фундамента на Якутском выступе не превышает 600 м.

Майская моноклиналь намечается по геологическим данным. Она изучена крайне недостаточно. Судя по изменению мощностей отложений илатформенного чехла, эта моноклиналь, по-видимому, полого погружается на восток.

Анабаро-Оленекское сводовое поднятие

Анабаро-Оленекское сводовое поднятие охватывает всю северо-восточную часть Сибирской платформы. С севера и востока его ограничениями служат Лено-Анабарский и Приверхоянский краевые прогибы. Юговосточная часть сводового поднятия примыкает к Вилюйскому прогибу, с которым оно, по-видимому, граничит по системе разломов северо-восточного простирания. На западе Анабаро-Оленекское поднятие смыкается с Тунгусской депрессией. Характер их сопряжения почти не изучен, но в общем по поверхности фундамента представляется в виде флексурообразного перегиба различной крутизны. На юго-западе Анабаро-Оленекское поднятие своеобразной перемычкой в виде Ботуобинского валообразного поднятия сочленяется с Алдано-Патомским сводовым поднятием.

Фундамент в пределах разбираемой структуры обнажен на Анабарском щите, лежит почти у поверхности на вершине Оленекского выступа и вскрыт глубокой буровой скважиной в районе верхнего течения р. Мархи. Внутреннее строение фундамента этой области устанавливается из сопоставления тппов магнитных полей и изучения обнажений фун дамента на поверхности. Исходя из схемы тектоники фундамента Си бирской платформы, представленной Р. А. Гафаровым (1965), мы считаем, что вся территория от Анабарского выступа и южнее представляет собой часть обширной архейской протогеосинклинальной системы, имеюшей северо-западное простирание и характеризующейся резко линейными интенсивными магнитными аномалиями. Исключение составляет район Тюнгского массива, который, по всей вероятности, является участком более древней консолидации. К северо-востоку от этой системы, в районе Оленекского выступа также предполагается массив гнейсов, более древних, чем Анабаро-Алданская протогеосинклинальная система. Несколько отлично в этом плане наше понимание возраста фундамента в пределах Уджинской антиклинали, о чем будет сказано ниже при описании Среднеоленекского желоба.

В пределах рассматриваемой структуры по поверхности фундамента, там, где это возможно, т. е. на Анабарском и Оленекском выступах, устанавливается резкое отличие по степени метаморфизма, степени и характеру дислоцированности и наличию интрузий между породами фундамента и отложениями платформенного чехла, формирование которого было отделено от времени формирования структур фундамента длительным периодом размыва. Это позволяет с достаточной уверенностью использовать данные о глубине залегания верхних кромок магнитовозмущающих масс для определения глубин залегания поверхности фундамента. Поле силы тяжести в первом приближении также отражает поведение поверхности фундамента, исключая наиболее западные районы, где влияние свойств отложений платформенного чехла оказывается превалирующим. Корректировка указанных геофизических материалов проводилась путем сопоставления с расчетными данными о мощности отложений платформенного чехла.

Анабаро-Оленекское сводовое поднятие распадается на ряд структур более высокого порядка: Анабарский, Оленекский и Мунский выступы, Среднеоленекский локальный прогиб и Мархинскую моноклиналь (см. рис. 44).

Анабарский выступ представляет собой пологую сводовую структуру с превышением примерно на 2000 *м* относительно средних глубин до поверхности фундамента на окружающей его территории. В значительной части породы фундамента в его пределах выведены на дневную поверхность. Обычно наклон склонов выступа изменяется долями градуса. Наиболее пологим является его южный склон, изредка осложненный флексурообразными перегибами, которые хорошо фиксируются в структуре отложений платформенного чехла. Часто к ним приурочены дайки и силлы, отмеченные субширотными линейными магнитными зонами. Восточный, более крутой склон выступа осложнен целым рядом флексурообразных перегибов и разломов. Северный его склон, судя по данным расчетов глубин залегания верхних кромок магнитовозмущающих масс, достаточно пологий, но в его пределах обособляется своеобразная кольцевая грабенообразная структура, выполненная меловыми вулканогенными отложениями, — Попигайский грабен.

Оленекский и Мунский выступы представляют собой структуры, аналогичные Анабарскому выступу, но несколько меньшие по размеру. Для них также характерны изометричность формы и сводовый характер строения; их склоны тоже часто осложнены флексурообразными перегибами и разломами. Амплитуда этих выступов составляет примерно 1000 м. На Оленекском выступе, в районе р. Солооли фундамент выведен на поверхность, а в пределах Мунского выступа он залегает на отметках около — 1000 м. Выступы отделяются друг от друга пологой седловиной, в пределах которой на поверхности распространены отложения верхнего кембрия. Оленекский выступ подразделяется Кютюнтдинским прогибом на две части — Солоолийский купол и Куойкско-Далдынский купол; в обоих на поверхность выведены рифейские отложения (рис. 55).

Анабарский выступ отделен от Мунского и Оленекского Среднеоленекским желобом, вытянутым в субмеридиональном направлении. Глубинное строение этой структуры изучено недостаточно. Однако исследования рифейских отложений в пределах Уджинской антиклинали (Эрлих, 1962) позволили Ю. А. Косыгину (1962; Косыгин и др., 1962) предположить, что уже в позднем докембрии Анабарский и Оленекский выступы разделялись Уджинским авлакогеном, на фоне которого позднее сформировался Среднеоленекский локальный прогиб. Своеобразие рифейского разреза Уджинской антиклинали, выраженное в резком увеличении его мощности по сравнению с прилегающими территориями и в появлении прослоев эффузивов и туфов, при наличии крупных разломов в указанной зоне (устанавливаемых по геофизическим данным), вероятно, это подтверждает. По аналогии с Вилюйским рифейским авлакогеном мы считаем наиболее правильным отнесение пород, слагающих Рис. 55. Схема соотношения докембрийских толщ Оленекского поднятия (по данным В. А. Комарова, В. Н. Леонова, И. М. Битермана, Л. М. Натапова, А. А. Красильщикова и др.)

- 1 дорифейские метаморфические толщи;
- 2 нижний рифей (сыгынахтахская и кютингдинская свиты);
- 3 средний рифей (арымасская и дебенгдинская свиты);
- 4 средний и верхний рифей (хайпахская свита);
- 5 Вендский (юдомский) комплекс, хорбусуонкская серия (маастахская, хатыспынская и туркутская свиты);
- 6 кембрий;
- 7 верхний палеозой



Уджинский авлакоген, к породам фундамента, что и принято на составленной нами карте (см. рис. 44).

Изучение рифейских толщ на юго-восточном окончании Анабарского выступа и на Куойкско-Далдынском куполе показывает, что Уджинский авлакоген достаточно быстро выклинивался в южном направлении. Вся южная часть Среднеоленекского желоба была заложена на более древнем, архейском фундаменте. Рифейские отложения входят здесь уже в состав платформенного чехла.

Таким образом, Среднеоленекский локальный прогиб представляет собой вытянутую в субмеридиональном направлении структуру с амплитудой около 2000 м. Ее борта осложнены флексурообразными перегибами и разломами. Прогиб замыкается, переходя в седловину, расположенную между Анабарским и Мунским выступами.

Мархинская моноклиналь служит южным склоном Анабаро-Оленекского сводового поднятия. Фундамент в ее пределах вскрыт лишь Мархинской опорной скважиной. В целом этой моноклинали отвечает сравнительно пологое погружение поверхности фундамента в юго-западном направлении. На его фоне выделяются отдельные структуры более высокого порядка, которые не нашли отражения на карте либо из-за небольших величин превышений, либо ввиду малой доказанности их существования.

Ботуобинское валообразное поднятие соединяет Анабаро-Оленекское и Алдано-Патомское сводовые поднятия. Оно вытянуто в северо-восточном направлении и является как бы продолжением Верхнеленской ступени. На сравнительно неглубокое залегание поверхности фундамента в этом районе указывают данные магниторазведки и гравиметрии (Фотиади, 1967). Кроме того, поднятие отмечается выходами на поверхность нижнеи среднепалеозойских пород, последовательно сменяющихся на его склонах более молодыми верхнепалеозойскими и мезозойскими отложениями. Восточная граница поднятия совпадает с северо-западной границей Вилюйского прогиба и выражена крутым флексурообразным перегибом поверхности фундамента, местами осложненным разломами. Западный склон Ботуобинского поднятия, по-видимому, более пологий. На севере и юге оно плавно смыкается с Мархинской моноклиналью и Верхнеленской ступенью. Более определенных сведений о строении этого района в настоящее время нет.

В пределах Ботуобинского валообразного поднятия по геологическим материалам выделяется Пеледуйский выступ.

Строение поверхности фундамента Тунгусской депрессии совершенно не выяснено. Р. А. Гафаров (1965) отметил специфику ее магнитного поля и на основании сопоставления типов магнитных полей Тунгусской депрессии, окружающих территорий Сибирской платформы пришел к выводу о существовании на ее месте древнего катархейского ядра, весьма похожего на нуклеарные ядра, описанные Е. В. Павловским. Таким образом, предполагалась некоторая аналогия в структуре и развитии Тунгусской депрессии и обнаженных на поверхности участков Канадского щита Северо-Американской платформы, которые описаны как тектонотип нуклеарных ядер (Павловский, 1964).

В целом совпадение гравиметрических и магнитных аномалий (подсчитанных после снятия влияния траппов) указывает на то, что в основном гравиметрические аномалии характеризуют внутреннее строение фундамента. Об этом же свидетельствует и срезание субширотных магнитных аномалий Тунгусской депрессии субмеридиональными аномалиями Ангаро-Анабарской зоны.

Основными материалами, использованными для построения схемы глубин залегания поверхности фундамента в пределах Тунгусской депрессии, являются геологические данные, сопоставленные с данными гравиметрической и электрической разведок. Учтены также результаты расчетов глубин залегания магнитовозмущающих масс, где они проводились в достаточно большом объеме (Г. Ф. Кузнецов, 1967; Ремпель, Пятницкий, 1967).

Кроме того, для построения указанной схемы использовался электроразведочный профиль МТП в районе среднего течения р. Нижней Тунгуски (рис. 56). В региональном плане, по-видимому, усредненный график К отражает поведение кровли существенно карбонатных образований среднего и нижнего палеозоя, а график S — поведение кровли кристаллического фундамента.

Резкое уменьшение отрицательных гравиметрических аномалий по мере приближения к Енисею свидетельствует о поднятии поверхности фундамента, что отвечает и геологическим данным. На фоне такого общего подъема выделяется несколько выступов (Чапинский и др.), оконтуренных по гравиметрическим материалам.

Наиболее погруженные зоны Тунгусской депрессии в районе среднего течения р. Нижней Тунгуски и нижнего течения р. Котуй характеризуются резко пониженными значениями силы тяжести.

Иркинеевское поднятие, разделяющее Тунгусскую и Ангарскую деп-



Рис. 56. Рельеф опорного электрического горизонта по данным магнитно-теллурического профилирования, выполненного Туринской электроразведочной партией рессии, выражено резким максимумом силы тяжести; оно отмечается также и по геологическим данным — по выходу рифейских пород на поверхность в районе Иркинеевского выступа и Чадобецкого поднятия. Продолжение этого поднятия далее на северо-восток пока не выяснено, но отдельные разведочные скважины здесь на небольшой глубине вскрывают соленосные толщи предположительно раннекембрийского возраста.

Рифейские отложения в пределах Иркинеевского поднятия, их характер, наличие конседиментационных структур северо-восточного простирания и связь этого поднятия с входящим углом рифейской геосинклинали позволяют предполагать наличие структур типа авлакогена (Дашкевич и др., 1968). Поверхность фундамента может совпадать здесь с поверхностью рифейских отложений.

СТРУКТУРЫ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА И ИХ СООТНОШЕНИЕ СО СТРУКТУРАМИ ПОВЕРХНОСТИ ФУНДАМЕНТА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Самые крупные структуры Сибирской платформы — Алдано-Анабарская поднятая и Ангаро-Тунгусская погруженная зоны, резко отличающиеся по глубинам залегания поверхности фундамента, по-видимому, достаточно четко сопоставляются с двумя основными разновозрастными блоками фундамента — Тунгусским катархейским ядром и Анабаро-Алданской протогеосинклинальной системой, выделенными Р. А. Гафаровым. Установление подобной корреляции несомненно приводит к выводу о том, что эти блоки фундамента, отличавшиеся не только по возрасту окончания «геосинклинального» режима, но и по особенностям своего развития в доплатформенную стадию (Гафаров, 1965), по-разному проявляли себя и на собственно платформенной стадии развития. Другими словами, мы видим определенную преемственность платформенной структуры от характера развития данной территории в докембрийскую стадию.

Очевидно, в связи с этой и рядом других проблем небезынтересно рассмотреть этапы формирования основных структур поверхности фундамента в период накопления отложений платформенного чехла. Самые древние отложения, относящиеся к платформенному чехлу Сибирской рифейский возраст. Более платформы, имеют древние отложения пока не встречены, хотя мы и не можем полностью исключить возможность их существования. В пределах Анабаро-Алданской зоны весь известный к настоящему времени фактический материал свидетельствует об отсутствии дорифейских (древнее 1600 млн. лет) отложений платформенного чехла. Судя по всему, после «замыкания» Анабаро-Алданской протогеосинклинальной системы вся эта зона проявляла себя как область высокого стояния. Однако мы не можем утверждать то же и для Ангаро-Тунгусской зоны.

Обращаясь к данным о глубинах залегания верхних кромок магнитовозмущающих масс в этой области, можно отметить наличие здесь по крайней мере двух поверхностей: одной, залегающей на глубине 4—6 км, и другой, залегающей на глубинах свыше 8 км (Фотиади, Кузнецов, 1964; Кузнецов, 1967; Вотах, 1968). Расчеты мощностей отложений рифея и палеозоя говорят в пользу сопоставления более высокой поверхности с подошвой пород рифея. Интерпретация второй поверхности неясна. Если допустить возможность сопоставления Тунгусского катархейского ядра с нуклеарными ядрами докембрийских кристаллических щитов (по Е. В. Павловскому) и обратиться к сравнительному материалу по Канадскому щиту, то можно ожидать здесь наличия своеобразных протоплатформенных отложений (Павловский, 1964). В данной работе за поверхность фундамента принята поверхность, совпадающая с подошвой рифейских отложений. В рифейское время обе указанные области, вероятно, мало отличались по характеру своего развития, но все же Алдано-Анабарская зона, по-видимому, в целом проявляла себя как более приподнятая область по сравнению с Ангаро-Тунгусской. На существование поднятия в рифее на месте Алданского щита указывают как выклинивание мощностей и фациальные изменения рифейских толщ при движении от Байкало-Патомского нагорья к Алданскому щиту (Журавлева и др., 1959), так и изменение мощностей рифейских отложений на его восточных окраинах (Нужнов, 1967). Как уже отмечалось, увеличение грубообломочного материала в джемкуканской свите (Патомское нагорье) при приближении к рифейской платформе (Бобров, 1964) свидетельствует о сносе его с платформы, т. е. о существовании поднятия северо-западнее Вилюйского рифейского палеопрогиба. Мархинская опорная скважина (к югу от Анабарского массива) указывает на залегание старореченской свиты (венд) непосредственно на породах фундамента. Изучение рифейских отложений на западном и восточном склонах Анабарского массива приводит к выводу об уменьшении их мощности с северо-запада на восток и юго-восток, что выражается как в сокращении мощностей (мукунская свита — от 700 до 80 м), так и в выпадении отдельных толш. в частности низов мукунской свиты (Комар, Семихатов, 1965).

Возрастание мощностей рифея от Оленекского выступа к разрезам Хараулаха и резкое сокращение в разрезе количества терригенных пород в этом же направлении также указывают на существование поднятия в рифее южнее, на месте Мархинской моноклинали.

В восточной части Вилюйского прогиба мы не имеем никаких данных о мощностях и составе рифейских отложений. В районе г. Жиганска одной из скважин вскрыты отложения, сопоставляемые с отложениями туркутской свиты Оленекского выступа (венд). Судя по расчету глубин залегания поверхности фундамента и кровли туркутских отложений в этой зоне, мощность нижележащих толщ не превышает 500 *м*. Следовательно, рифейские отложения имеют здесь крайне малую мощность. Кроме того, в своде Якутского выступа отложения рифея полностью отсутствуют, а увеличение обломочного материала и уменьшение мощности рифейских отложений с востока на запад и северо-запад в горах Сетте-Дабан указывает на существование поднятия в более западных районах.

По всей вероятности, эти косвенные данные указывают на отсутствие мощных толщ рифея на востоке Вилюйского прогиба.

На территории Ангаро-Тунгусской зоны прямых данных о рифейских толщах нет. Косвенные данные указывают на то, что постепенно к востоку от Енисея происходит уменьшение мощностей рифейских отложений и, по-видимому, выклинивание целого ряда свит. В пределах Верхнеленской ступени рифейские отложения если и имеются, то к ним относятся лишь самые верхи кочергатской свиты, причем о существовании здесь поднятия в рифейское время свидетельствует увеличение количества терригенного материала при приближении к рифейской платформе со стороны смежных с нею геосинклиналей.

По-видимому, в рифейское время вся Сибирская платформа в целом представляла собой область сравнительно приподнятую. Область Мархинской моноклинали, Ботуобинского поднятия, центральная часть Алданского поднятия, и, возможно, восточная часть Тунгусской депрессии представляли собой области размыва. Постепенное погружение рельефа наблюдалось по направлению к обрамляющим платформу рифейским геосинклиналям и к внутриплатформенным структурам типа входящих углов (Вилюйский палеопрогиб, Уджинский авлакоген и др.).

По всей вероятности, наиболее древние горизочты рифея пользуются наиболее ограниченным распространением. Так, на Анабарском выступе мощность мукунской свиты резко уменьшается к востоку, тогда как более молодая, билляхская свита распространена шире и ее мощность изменяется значительно меньше. Те же соотношения наблюдаются и на восточном склоне Алдано-Патомского поднятия. Распространение маломощных верхнерифейских отложений в пределах северного склона Алданского щита и на востоке Иркутского амфитеатра (кочергатская свита) также, по-видимому, говорит о расширении трансгрессии в среднеи позднерифейское время. Вероятно, основные структуры поверхности фундамента Сибирской платформы, наблюдаемые в современном плане, в рифее еще не определились.

По-видимому, в этот период Сибирская платформа представляла собой сравнительно монолитное громадное сводовое поднятие, центральные части которого подвергались размыву, а краевые, пригеосинклинальные области представляли собой сравнительно плавно погружавшиеся в сторону геосинклиналей обширные шельфовые мелководные пространства. Это сводовое поднятие было рассечено целым рядом глубоких борозд — структур типа авлакогенов (Вилюйский палеопрогиб, Уджинский авлакоген и т. д.). К концу рифея область размыва постепенно сократилась.

В предвендское время произошло общее поднятие, во всяком случае в восточных частях платформы. Об этом свидетельствует залегание старореченской свиты (венд) в районе Анабарского массива как на породах билляхской серии, так и непосредственно на породах фундамента (Комар, Семихатов, 1965), а также срезание юдомской свитой рифейских толщ на юго-востоке платформы и т. д. В. А. Комар и М. А. Семихатов (1965) предполагают, что в предвендское время произошла крупная перестройка структурного плана Сибирской платформы. По-видимому, такая перестройка действительно имела место, но не она определяла специфику этого периода. Так, на восточных склонах Алдано-Патомского сводового поднятия юдомская свита по мере продвижения на запад последовательно перекрывает все более древние горизонты рифея, а затем в самых западных разрезах ложится непосредственно на архейский фундамент. Видимо, в том же направлении уменьшается и стратиграфический объем этой свиты за счет исчезновения ее нижних горизонтов, что сопровождается и уменьшением ее мощности. Следовательно, общий план распределения отложений в юдомское и рифейское время на этой территории более или менее совпадал.

Рассматривая район Оленекского выступа, можно отметить, что как при отложении солоолийской серии (рифей), так и при отложении хорбусуонкской серии (венд) этот выступ уже существовал и, по-видимому, распространялся далее на восток (Леонов и др., 1965; Комар, 1966). Возможно, его сводовая часть была несколько смещена. В качестве иллюстрации приводится схема соотношения докембрийских толщ Оленекского выступа (см. рис. 55). Это указывает на то, что в целом план развития данной территории сохранялся прежним.

На Анабарском выступе в предвендское (предстарореченское) время оформилось субмеридиональное поднятие (Комар, Семихатов, 1965), тогда как ранее существовавший рифейский план характеризовался структурами северо-западного простирания. Косвенным доводом в пользу перестройки структурного плана в предстарореченское время в этом районе является изменение мощности старореченской свиты, которая на Анабарском выступе составляет 120—150 м, но увеличивается к Мархинской опорной скважине до 300 м. Противоположное изменение в этом же направлении, а именно выклинивание, отмечено для рифейских отложений.

В Иркутском амфитеатре ушаковская свита, которая многими относится к верхнему рифею, и нижнемотская подсвита (венд) в общем плане залегают согласно.

Все эти данные говорят о том, что предвендская перестройка структурного плана платформы выразилась в поднятии и размыве значительных областей, в общем усилении контрастности движений, происходившем на некоторых территориях с частичным изменением прежнегоплана.

В вендское время произошла резкая нивелировка движений и общая трансгрессия постепенно распространилась к центру платформы от прилегающих геосинклинальных областей. В целом мощность вендских отложений в Иркутском амфитеатре, на востоке Енисейского кряжа, на Анабарском и Оленекском выступах, на северном и восточном склонах Алданского щита варьирует от 100 до 300 м. В центральных частях платформы венд представлен монотонной толщей местами загипсованных доломитов и известняков. По направлению к краевым частям платформы отложения венда все более обогащаются терригенным материалом и их мощность возрастает иногда до 400 м и более. Сходное возрастание мощностей наблюдается в зоне Вилюйского палеопрогиба и, по-видимому, в зоне Уджинского авлакогена (Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, 1967). Таким образом, в целом Сибирская платформа в вендское время представляла собой, как и в рифее, единое обширное сводовое поднятие, более резко снивелированное, чем в рифее, и целиком погруженное под уровень моря. Сама платформа, по-видимому, несколько увеличилась по размерам за счет причленения геосинклинальных областей, испытавших складчатость, как это, например, хорошо наблюдается на ее юго-западе (Семихатов, Трапезников, 1965). Увеличение мощностей венда в областях, совпадающих с зонами рифейских авлакогенов (Вилюйский палеопрогиб, Уджинский авлакоген), хотя и наблюдается, но амплитуда прогибания в этих случаях резко сокращена. Это опять же свидетельствует об уменьшении контрастности движений в вендское время.

Характер развития Сибирской платформы в раннекембрийское время, по-видимому, был сходен с ее развитием в венде.

На северном склоне Алданского щита нижнекембрийские отложения подразделяются на алданский и ленский ярусы и составляют толщу карбонатных пород общей мощностью 540-600 м. Некоторое возрастание их мощности наблюдается к востоку, в районе среднего течения р. Амги, и к западу, по направлению к Уринскому выступу. Еще далее к востоку, в районе рек Маи и Юдомы, отмечается довольно резкое сокращение мощности отложений нижнего кембрия — суммарная мошность пестропветной и иниканской свит составляет здесь приблизительно 50-60 м. В пестроцветной свите по мере продвижения с востока на запал происходит замещение пестрых глинистых известняков пестроцветными глинистыми доломитами с примесью ангидрита и изредка каменной соли. По-видимому, выклинивание нижнекембриских отложений происходит и в южном направлении, в глубь Алданского шита. Аналогичные отложения нижнего кембрия в Иркутском амфитеатре (верхняя часть мотской свиты, усольская, бельская, булайская и ангарская свиты) представлены здесь мошной толщей карбонатных. сульфатных и соляных пород. Их суммарная мощность достигает здесь 2000 м, но сокращается по направлению к Присаянскому и Прибайкальскому поднятиям. В северной и северо-восточной частях Байкало-Патомского нагорья нижнекембрийские отложения представлены различными доломитами и известняками ориентировочной мощностых 1200—1800 м.

Характер изменения разрезов отложений нижнего кембрия в северном направлении, при переходе в область Тунгусской депрессии, не выяснен. Отдельные данные как будто свидетельствуют о сходстве нижнекембрийских отложений этой зоны и территории Иркутского амфитеатра.

Северо-восток Сибирской платформы характеризуется карбонатными разрезами нижнего кембрия мощностью 250—400 м. В низах нижнекембрийских толщ восточнее Анабарского выступа отмечаются гравелиты и конгломераты.

На северо-западе платформы, в районе р. Сухарихи доломитизированные и битуминозные известняки нижнего кембрия имеют мощность около 400 м. На западе, в районе с. Плахино на р. Енисее мощность этих отложений сокращается до 20—30 м.

Таким образом, в раннем кембрии вся Сибирская платформа продолжала погружаться, но общий план этих нисходящих движений несколько изменился. Западные районы платформы испытывали более сильное погружение, чем восточные. Ближе к границам платформы располагались относительно приподнятые территории. Местами они примыкали к области, поставлявшей значительное количество обломочного материала (например, на юго-западе).

В средне- и позднекембрийскую эпоху и в ордовикском и силурийском периодах в пределах Сибирской платформы произошли некоторые изменения структурного плана. Вся Алдано-Анабарская зона до позднесилурийского времени являлась, как и в раннем кембрии, областью погружения. Наибольшее прогибание испытывали области, расположенные на границе с Тунгусской депрессией. По-видимому, несколько большей амплитудой прогибания характеризовался район Среднеоленекского прогиба. В районах, прилегающих к Присаянскому и Байкало-Патомскому поднятиям, существовал прогиб, формировавшийся одновременно с возникновением горной страны, которая располагалась южнее. Ангаро-Тунгусская зона характеризовалась общим, сравнительно спокойным опусканием, причем наибольшему погружению подвергались районы Тунгусской депрессии, и особенно ее северные части. Район современного Иркинеевского поднятия, по-видимому, проявлял себя как относительно приподнятая область, где местами отложения ранне- и среднепалеозойского возраста отсутствовали (Оффман, 1959).

В позднесилурийское, девонское и раннекарбоновое время относительное прогибание испытывали Тунгусская депрессия (особенно ее северная часть), Вилюйский прогиб и районы Чуно-Бирюсинской впадины. Остальная территория Сибирской платформы являлась относительным поднятием, и отложения верхнего силура, девона и нижнего карбона на ней либо отсутствовали, либо были маломощными и периодически подвергались размыву.

В позднепалеозойское время произошло заложение Верхояно-Чукотской геосинклинали и переработка платформенной структуры в пределах Таймырской депрессии. Есть основания считать, что в более раннее время (например, в нижнем палеозое Сибирская платформа продолжалась вплоть до п-ова Таймыр)⁴.

Известные сейчас в пределах Таймыра верхнепалеозойские отложения (от башкирского яруса среднего карбона до татарского яруса перми) являются в целом терригенной угленосной формацией паралического типа. Суммарная мощность этих отложений в горах Бырранга составляет примерно 5000—6000 м. К востоку состав и мощность пород верхнего палеозоя заметно изменяются и в пределах п-ова Нордвик они представлены уже мелководными морскими отложениями, мощность которых примерно равна 1500 м. Во впадинах в пределах Таймырской депрессии разрез венчается пермо-триасовыми эффузивными траппами мощностью до 2000 м в центральных и западных частях и не более 300 м в районе мыса Цветкова (Калинко, 1959).

Отложения Таймырского угленосного прогиба насыщены межиластовыми телами траппов, причем местами в пределах сводового поднятия

¹ Первоначально А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский (1933) включали всю территорию депрессии к юго-востоку от хр. Бырранга в состав Сибирской платформы. — *Ред.*

севернее прогиба отмечаются лакколитоподобные интрузии щелочных гранитоидов и граносиенитов (Погребицкий, 1963). Конец позднего палеозоя ознаменовался здесь возникновением крупных дизъюнктивных дислокаций восточного и северо-восточного простираний. Магнитные аномалии Таймырской депрессии обладают восточными и северо-восточными простираниями, причем они резко срезают магнитное поле Тунгусской депрессии и северо-западного окончания Анабаро-Алданской зоны. Важно подчеркнуть совпадение этих простираний аномалий с простиранием структур позднепалеозойского времени в пределах депрессии, явную связь магнитного поля депрессии с магнитным полем северо-восточной части Западно-Сибирской плиты (Гафаров, 1965) и намечающееся уменьшение мощностей верхнепалеозойских отложений к востоку.

Все эти факты приводят к заключению, что Таймырский прогиб, вероятно, являлся продолжением или краевым прогибом верхнепалеозойской геосинклинали, проникавшим на некоторое расстояние в пределы северо-западных районов Сибирской платформы. Этот субгеосинклинальный прогиб был наложенным по отношению к ее доверхнепалеозойской структуре.

В позднепалеозойское время произошло интенсивное прогибание Тунгусской депрессии. Вся Анабаро-Алданская зона в это время была относительным поднятием, значительная часть которого подвергалась размыву. Верхнепалеозойские отложения, по-видимому, частично присутствуют и на востоке Вилюйского прогиба.

Более молодые отложения платформенного чехла в пределах Сибирской платформы известны вдоль ее северо-восточной горной окраины и в пределах Вилюйского прогиба. Значительная часть территории платформы в это время являлась областью поднятия и размыва. Послеверхнепалеозойские отложения сравнительно маломощны (исключая Вилюйский прогиб); прогибания тогда были, по-видимому, незначительны. Более всего прогибались части платформы, примыкающие к расположенным южнее зонам крутых поднятий — Присаянской, Байкало-Патомской и другим, откуда и поставлялся обломочный материал.

основные выводы

Резюмируя изложенное, следует прежде всего подчеркнуть, что гранипы Сибирской платформы постоянно менялись. Очевидно, для архейского и катархейского времени мы еще не можем говорить о существовании единой платформы. Вероятно, как самостоятельная структурная единипа Сибирская платформа начала проявлять себя только с нижнего протерозоя (приблизительно с 1700-1900 млн. лет). Однако мы настолько плохо знаем историю ее раннепротерозойского развития, что не можем говорить о стиле этого развития. Судя по отдельным данным о положении границы нижнепротерозойской геосинклинали вдоль южной границы Сибирской платформы и о сносе обломочного материала из более северных областей, можно предполагать, что в это время на значительной территории Алдано-Анабарской зоны существовало поднятие. Как отмечено выше, на территории Тунгусской депрессии вполне можно прелполагать наличие нижнепротерозойского платформенного чехла. Более определенные выводы сейчас сделать невозможно. Ясно только, что если отдельные части современной Сибирской платформы в раннепротерозойское время были протоплатформенными структурами, то оформление Сибирской платформы приблизительно в ее теперешних границах произошло лишь на рубеже раннего протерозоя и рифея.

Судя по простираниям магнитных аномалий, нижнепротерозойская геосинклиналь была заложена дискордантно по отношению к прежним структурам и формировалась, по крайней мере частично, как на архейском, так и на катархейском основании. К такому выводу приводит, например, анализ структуры южного ограничения Сибирской платформы. Повидимому, с запада Сибирская платформа также была ограничена нижнепротерозойской геосинклиналью, край которой проходил где-то в области меридионального течения Енисея. Совершенно неясно восточное ограничение Сибирской платформы в этот период, но возможно, что она продолжалась в область Охотского и Колымского срединных массивов. Охотский массив представляет собой структуру, сложенную архейскими геосинклинальными породами, перекрытыми осадочным, сравнительно маломощным чехлом рифея. Своеобразие магнитного поля Верхоянской складчатой системы и Юдомо-Майского прогиба также говорит о вероятном продолжении Сибирской платформы за ее современную границу далее на восток.

Рифейская геосинклиналь располагалась приблизительно параллельно нижнепротерозойской, но несколько дальше от центра платформы. В венде и раннем кембрии продолжалось подобное отступление геосинклинального режима и увеличение плошади платформы за счет причленения к ней новых областей. что особенно хорошо заметно для района Иркутского амфитеатра. По-видимому, такой же характер носило смещение границы платформы и в районах меридионального течения Енисел. Положение северной и восточной границ платформы в рифее п в раннем кембнеясно, но по отдельным данным можно предполагать, что они рин продолжались за современные границы. Так, в пределах Таймырского полуострова рифейские отложения, по К. К. Демокидову (1964) и Ю. Е. Погребицкому (1963), представлены карбонатно-терригенной толщей. мошность которой достигает 5000-6000 м. Пока нельзя точно определить их природу, однако, судя по данным о простирании рифейской геосинклинали при подходе с юга к Таймырской депрессии и по сходству этих отложений с отложениями Туруханского выступа, можно допустить, что они являются миогеосинклинальными.

В любом случае ясно, что наблюдаемые восточные и северо-восточные простирания структур и магнитных аномалий в пределах Таймырского полуострова дискордантны по отношению к рифейской структуре. Ю. Е. Погребицкий (1965) считает, что в ранне-среднепалеозойское время территория Таймырской депрессии переживала платформенное развитие, а перестройка связана с позднепалеозойской активизацией этой части платформы. Ю. М. Пущаровский (1961) полагает, что зона Таймырской депрессии в раннем и среднем палеозое была областью флангозого окончания геосинклинали, располагавшейся западнее. Для позднего палеозоя он рассматривает этот район в качестве апофиза Верхоянской геосинклинали, периклинально замыкающейся на западе Таймырского полуострова. Судя по простиранням магнитных аномалий, согласных с простираниями структур, можно допустить, что эта переработка была тесню связана с развитием близлежащих районов Западной Сибири (Гафаров, 1965).

Юдомо-Майский прогиб в рифейское время, судя по характеру формаций, отсутствию складчатости и магматизма, представлял собой платформенный прогиб (Старцев, 1965). На востоке он смыкался с Охотским блоком, где рифейские отложения также представлены платформенными формациями и имеют мощность, соизмеримую с мощностью рифея Учуро-Майского блока.

Таким образом, сейчас уже известно, что древняя Сибирская платформа распространялась на север и на восток значительно дальше ее современных границ. В современном выражении ее восточная граница оформилась в период развития Верхоянской складчатой области.

Верхоянская геосинклиналь, заложившаяся в позднем палеозое (Пуидаровский, 1960), постепенно захватывала все большую территерию бывшей Сибирской платформы. Эта геосинклиналь и связанный с нею краевой прогиб как бы накатывались на территорию платформы. В момент замыкания геосинклинальной системы, складчатости и ее общего воздымания происходило оформление Предверхоянского краевого прогиба, восточная часть которого в дальнейшем также была охвачена складчатостью.

Л. П. Зоненшайн и др. (1966) выделяют так называемые краевые системы как структуры, пограничные между платформами и геосинклиналями, которые появляются на краю платформы, существуют при жизни геосинклинали и имеют определенную стадийность развития в зависимости от стадийности развития геосинклинали. Иными словами, в качестве краевой системы рассматривается часть бывшей платформы, которая активно реагирует на развитие прилегающей геосинклинали. Но здесь как бы негласно допускается, что собственно геосинклиналь заложилась на совершенно ином фундаменте. В настоящее время это не выяснено. того, многими геологами оспаривается такое предположение. Более А. Л. Яншин (1965б, стр. 22) пишет: «Сейчас уже не приходится сомневаться, что геосинклинальные системы возникают путем раздробления и опускания по глубинным разломам линейных зон области предшествующей складчатости или областей еще более древних складчатостей. уже переживших длительное время платформенный режим». Ю. М. Пушаровский (1960) предполагал, что Верхоянская геосинклиналь заложилась на восточном продолжении Сибирской платформы. В наиболее погруженных частях Приверхоянского прогиба фундамент залегает на глубине 5-10 км.

Обращаясь к карте (см. рис. 44), мы можем отметить следующую характерную особенность Сибирской платформы. Наряду с ее разрастанием имеются районы ее обрушения и переработки. Эта переработка, по-видимому, шла в разном плане. В одних случаях, например в районе Таймырской депрессии, происходило проникновение апофизов соседней геосинклинальной системы. В других случаях на ней закладывалась по крайней мере часть геосинклинальной системы, выделяемая нами как миогеосинклинальная зона и краевой прогиб (западный край Верхоянской геосинклинали и Приверхоянский краевой прогиб). Б третьих, на территории бывшей типичной платформы возникали линейные складчатые системы (Юдомо-Майский прогиб, Приленская складчатая зона). Иногда закладывались структуры типа межгорных впадин (Рыбинская впадина) или просто происходило раздробление по разломам (районы Туруханска, Игарки и т. д.). Важной особенностью структур, возникающих при такой переработке, является их дискордантность по отношению к прежним структурам. Иными словами, мы видим существование двух пропессов отмирания геосинклинального режима и его регенерации, но в измененном виде.

Однако в регенерированных геосинклиналях мы не наблюдаем всей полноты геосинклинального процесса, причем, по-видимому, исчезают как отдельные черты, свойственные геосинклинальному режиму, так и целые стадии. Поэтому мы считаем, что при описании дислокаций у юго-восточного и северо-восточного краев Сибирской платформы вполне правомерен такой термин, как платформенная складчатость (с надвигами и пр.)¹.

Обращаясь собственно к развитию структуры поверхности фундамента, мы должны вернуться прежде всего к уже отмеченному разделению Сибирской платформы на две основные крупные зоны — приподнятую Алдано-Анабарскую и погруженную Ангаро-Тунгусскую. Эти две зоны,

¹ Еще ярче такие дислокации проявляются на Китайской платформе. Они в основном соответствуют понятию германотипной складчатости, введенному Г. Штилле в противовес альпинотипной складчатости геосинклинальных областей (Кропоткин, 1961).

как следует из вышесказанного, совпадают с двумя основными разновозрастными блоками фундамента — гипотетическим катархейским ядром и архейской протогеосинклинальной системой (Гафаров, 1965). Из анализа истории развития этих структур (за период платформенного режима) следует, что на всем протяжении существования Сибирской платформы они проявляли себя различно. Нельзя сказать, что одна область характеризовалась постоянным опусканием, а другая — систематическим воздыманием. Но на протяжении достаточно длительных отрезков геологического времени Алдано-Анабарская зона всегда была областью, где количественное отношение площадей поднятия к территории, испытывавшей опускание, было всегда выше, чем такое же отношение в Ангаро-Тунгусской зоне. Постепенное накопление этого эффекта приводило к все большему отличию в строении этих зон, выраженному в уровне залегания поверхности фундамента.

Иными словами, на протяжении существования Сибирской платформы ее крупнейшие древние разновозрастные блоки являлись двумя разнородными структурами.

Существование и положение структур более высокого порядка, по всей вероятности, совершенно не связано с доплатформенной историей развития территории. Их конфигурация менялась со временем, но общее местоположение приблизительно определилось уже в начальный период развития платформы. Заложение структур второго и частично третьего порядка, таких, как Алдано-Патомское сводовое поднятие, Анабаро-Оленекское сводовое поднятие, Тунгусская и Ангарская депрессии, Алданский и Оленекский выступы, было связано с расположением входящих углов геосинклиналей. К структурам типа входящих углов относятся рифейские палеопрогибы: Вилюйский, Иркинеевский, Уджинский.

В послерифейское время территории палеопрогибов также были областями, отличными по типу развития от окружающих территорий платформы. Иркинеевское поднятие, по-видимому, представляет собой инверсионную структуру по отношению к рифейскому прогибу. На месте Уджинского прогиба развивался Среднеоленекский прогиб, а Вилюйский палеопрогиб, очень слабо проявлявший себя в раннем палеозое, по-видимому, предопределил сильное вторжение краевого прогиба Верхоянской геосинклинали в пределы Сибирской платформы.

Итак, с одной стороны, мы видим определенную преемственность между структурами поверхности фундамента Сибирской платформы и его внутренним строением, с другой — воздействие процессов, протекающих в близлежащих геосинклиналях. Воздействие второго процесса во времени проявлялось эпизодически; границы платформы не были постоянными и изменялись в связи с раздроблением ее фундамента или проникновением складкообразовательных процессов на ее территорию. Раздробление, по-видимому, было связано главным образом с растяжением данной коры при образовании Уджинского и Вилюйского грабенообразных прогибов (авлакогенов). Складчатость по периферии платформы развивалась под влиянием тангенциального сжатия, охватывавшего соседние геосинклинальные области (например, мезозойскую геосинклиналь северо-востока Азии).

Часть V

СТРУКТУРНЫЕ ФОРМЫ ПОВЕРХНОСТИ ФУНДАМЕНТА СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Основные черты строения Северо-Американской платформы и примыкающих к ней складчатых поясов хорошо известны советским геологам по переводам книг А. Ирдли (1954), М. Кэя (1955), Ф. Кинга (1961, 1969), Ч. Шухерта (1957) и описаниям, которые приводятся в работах А. Д. Архангельского (1941) и Н. С. Шатского (1945а, 1946б, 1947). Н. С. Шатский (1947) рассмотрел, в частности, вопрос о границах платформы и соседней палеозойской складчатой системы гор Аппалач и Уичито и впервые выделил структуры типа поперечных прогибов, которые отходят от основного геосинклинального прогиба и проникают внутрь платформы (прогибы типа «внутренних углов» — Делаварский бассейн, прогибы Анадарко и Св. Лаврентия). В. Е. Хаин (1964) считает, что грабенообразный прогиб системы Анадарко-Уичито является авлакогеном, в котором, двигаясь по простиранию, можно различить северо-западную, платформенную, и юго-восточную, геосинклинальную, части.

Тектоника Северной Америки довольно детально освещена также (в связи с нефтегазоносностью) в обзорных работах Н. Ю. Успенской (1950) и А. А. Бакирова (1959). Строение Северной Канады и Гренландии описано в статьях, вошедших в сборник «Геология Арктики» (1964).

Все это избавляет нас от необходимости подробнее рассматривать структуры Северо-Американской платформы, охарактеризованной уже достаточно полно, и позволяет сосредоточить внимание на анализе тектонических форм поверхности кристаллического фундамента по материалам новейших исследований.

Мы остановимся также на вопросах переработки первоначальной структуры Северо-Американской платформы. Такая переработка происходила у ее южного и восточного краев, а также в западной части (включая плато Колорадо и часть Скалистых гор). В первом случае действовали процессы, протекавшие в соседней палеозойской геосинклинали, во втором — позднемеловая и раннетретичная ларамийская складчатость и позднейшие неотектонические движения. На севере и северо-востоке переработка прежней структуры выразилась в образовании рифтов и широких грабенов, связанных с отделением Гренландской глыбы.

Поверхность фундамента платформы в пределах территории США изображена в изогипсах на Тектонической карте США (Tectonic Map of United States, 1951; Muehlberger a. o., 1967), а по всей территории, включая Канаду и Гренландию, — на Тектонической карте Северной Америки, составленной под руководством известного американского геолога Ф. Кпнга (King, 1966). На рис. 57 (см. вкладку в конце книги) воспроизведены изогипсы поверхности фундамента, заимствованные с этой карты. Небольшие изменения и дополнения внесены по другим новейшим источникам.

В целом по рельефу поверхности фундамента Северо-Американской

платформы выделяются две наиболее крупные структуры — Канадский щит, т. е. область выхода пород фундамента на дневную поверхность, и Северо-Американская плита, расположенная южнее. Западные и северные области платформы, прилегающие к Канадскому щиту, характеризуются плавным, местами флексурообразным погружением поверхности фундамента к обрамляющим складчатым областям и постепенно переходят в глубокие прогибы, в которых докембрийский фундамент, судя по геофизическим данным, прослеживается на глубинах около 3— 8 км вплоть до складчатого обрамления платформы. Сходная картина наблюдается и в Предаппалачской части Северо-Американской плиты, в так называемом синклинории Аллегени.

С запада Северо-Американская платформа ограничена Кордильерской складчатой областью (мезозоидами), с юга — верхнепалеозойскими складчатыми поясами Маратон и Уошито, с юго-востока — каледонско-герцинским Аппалачским складчатым поясом и с севера — палеозойским Иннуитским складчатым поясом. Канадский щит имел свое продолжение в пределах Гренландии, ограниченной на северо-востоке, у побережья Атлантического океана, Восточно-Гренландским складчатым поясом каледонид.

Район плато Колорадо и примыкающих к нему Центральных Скалистых гор представлял собой в начале палеозоя часть Северо-Американской платформы, поэтому он может рассматриваться вместе с ней. Граница платформы и палеозойской миогеосинклинальной зоны, как ее показывает А. Ирдли (1954), проходит здесь значительно западнее восточного подножия Скалистых гор. Плато Колорадо и Центральные Скалистые горы он включает в состав «хедреократона», т. е. докембрийской платформы.

Особенности строения Центральных Скалистых гор позголили Н. С. Шатскому (1946б) также провести границу платформы с невадийской складчатой зоной западнее массива плато Колорадо. Таким образом, включая район плато Колорадо и Центральных Скалистых гор в состав Северо-Американской платформы, он отделял эту деформированную западную часть платформы от остальной части линией, обозначенной им как восточный фронт дислокаций Скалистых гор. Такое же определение границ платформы было принято П. Н. Кропоткиным (Кропоткин, Шахварстова, 1965) при описании дислокаций Тихоокеанского подвижного пояса.

ОПИСАНИЕ СТРУКТУР ПОВЕРХНОСТИ ФУНДАМЕНТА

Описание структур поверхности фундамента мы начинаем с наиболее изученной южной половины Северо-Американской платформы, охватывающей бо́льшую часть центральной равнинной области материка между Аппалачами на востоке и Скалистыми горами на западе, а затем рассматриваем деформированную западную часть платформы (плато Колорадо, Скалистые горы).

После этого будут кратко охарактеризованы формы поверхности Канадского щита, в значительной мере связанные с новейшими послеледниковыми поднятиями, и сравнительно слабо изученные структуры Секерной Канады, Гудзонова залива, моря Баффина и Гренландии. В противоположность району Центральных Скалистых гор, где хорошо видны складчато-глыбовые деформации платформы, связанные с тангенциальным сжатием, в северных ее районах виден процесс распада платформенного массива на отдельные глыбы, по всей вероятности обязанный растяжению земной коры, происходившему в позднем мелу и в течение кайнозоя.

Южная (погруженная) часть платформы — Северо-Американская плита

Как уже отмечалось, Северо-Американская платформа по поверхности фундамента подразделяется на две крупные структурные области: северную приподнятую зону, соответствующую в целом территории Канадского щита, и южную погруженную зону — Северо-Американскую плиту, которая занимает область внутренних равнин США. Средние отметки поверхности фундамента на большей части территории этих двух областей составляют соответственно 0-500 м выше уровня моря и 500-1500 м ниже уровня моря. Сочленение обеих структурных областей происходит плавно, обычно без каких-либо отчетливых разломов или флексурных зон. Структуры как бы постепенно переходят одна в другую. Если поднятая зона представляет собой в основном выход пород фундамента платформы на дневную поверхность и лишь отдельные, сравнительно незначительные ее участки покрыты платформенным чехлом или погружены под уровень моря, то почти на всей территории Северо-Американской плиты распространены спокойно залегающие осадочные отложения и лишь на небольших по плошади участках породы фундамента выходят на дневную поверхность.

В свою очередь две эти крупнейшие единицы могут быть подразделены на целый ряд более мелких структур по поверхности фундамента.

Структурные формы поверхности фундамента в пределах южной по- 🕚 ловины платформы, т. е. Северо-Американской плиты или погруженной зоны. близки, почти конформны структурам той части платформенного чехла, которая представлена отложениями нижнего (Ст. О) и среднего палеозоя (S, D, C₁); в некоторых случаях тот же структурный план сохраняется и в деформациях верхнепалеозойских (С₂₋₃, Р) отложений платформы. Это позволяет сохранить для структур поверхности фундамента — выступов и впадин те же географические названия, которые применяются для антеклиз и синеклиз в структуре платформенного чехла. Н. С. Шатский считал, что юго-восточная часть Северо-Американского континента подразделяется на «...следующие структурные зоны: 1) сложная полоса палеозойской складчатости (Аппалачия, Льянория, Аппалачи и Уачита¹); 2) полоса краевого прогиба; 3) полоса антеклиз; 4) полоса внутренних синеклиз, которая сменяется далее к северозападу 5) крупным антиклинальным поднятием — сложной антеклизой, названной А. Кизсом «остовом континента»² ...Последние три зоны — чисто платформенные структуры; они, особенно четвертая и пятая отличаются большой неправильностью в строении... По мере приближения к складчатой зоне форма этих структур становится более правильной, вытянутой параллельно аппалачской складчатости. Первая зона является типичной геосинклинальной складчатой полосой, а краевой прогиб, как мы указывали, представляя переходную область между платформой и геосинклиналью, обладает многими специфическими чертами строения и формаций» (Шатский, 1945а, стр. 16).

Н. С. Шатский подчеркнул, что далее к северу, где Аппалачская складчатая система приходит в соприкосновение с приподнятой зоной, т. е. со щитом, краевой прогиб сходит на нет, и сочленение складчатой системы с платформой проходит по тектоническому шву — надвигу Чэмплен и линии Логана (Шатский, 1947).

В Предаппалачском краевом прогибе докембрийский фундамент опущен на глубину до 7—9 км в его самой глубокой части приблизительно на широте 40° (Роджерс, 1968; Cloos, 1965; Isachsen, 1964). В во-

¹ По современной транскрипции — Уошито.

² В русском изданий книги Ф. Кинга (1961) это название переведено как «Континентальный хребет».— *Ред.*

сточной части он, по-видимому, затронут палеозойскими дисклокациями и участвует в формировании той системы надвиговых чешуй, которая характеризует весь западный склон Аппалачей. Некоторые разрывы переходят на севере в упомянутый краевой шов, надвигание по которому произошло в конце ордовика — начале силура. В целом эти деформации можно рассматривать так как результат поддвигания платформы под край складчатого сооружения Аппалач, происходившего одновременно со складчатостью.

На юго-западе Предаппалачский краевой прогиб прослеживается (по Н. С. Шатскому и по Ван-дер-Грахту) через угольный бассейн р. Арканзас, расположенный севернее складок хр. Уошито, к окраинам поднятия Льяно и складчатой области Маратон в Юго-Западном Техасе; складки Уошито считаются юго-западным продолжением складчатой системы Аппалач.

Полоса антеклиз, о которой говорит Н. С. Шатский, примыкает с запада и севера к полосе краевого прогиба и состоит из антеклиз Цинциннати, Нэшвилл и Озарк. Некоторые геологи пытались продолжать эту систему поднятий далее к северу, включая в нее купол Адирондак. Докембрий гор Адирондак, окруженный со всех сторон площадью распространения нижнепалеозойских отложений (Ст., О), выступает на территории размером 180×200 км. «Антеклизы Озарк, Нешвиль, Цинциннати представляют собой единый огромный перегиб, отделяющий краевые впадины от внутренних частей платформы» (Шатский, 1945а, стр. 14). Аналогичное положение, с нашей точки зрения, занимает на юго-западном окончании палеозойского Предаппалачского краевого прогиба поднятие Льяно (Кончо) в центральной части Техаса.

Ближе к центру платформы, за полосой поднятий (антеклиз), расположена упомянутая полоса внутренних синеклиз. Это синеклизы, или бассейны, Мичиган, Иллинойс и Форест-Сити-Салина (синеклиза, подразделенная на две части — впадины Форест-Сити и Салина — узким подземным выступом докембрия, так называемым хребтом, или сводом, Немаха). Продолжение полосы синеклиз составляют впадина Додж и так называемый Пермский, или Западно-Техасский, бассейн, расположенный к западу от свода Бенд и поднятия Льяно. Синеклизы отделены друг от друга поднятиями значительно меньшей амплитуды, чем перечисленные выше антеклизы.

К северо-западу от полосы внутренних синеклиз расположена пятая из перечисленных выше зон — пологое антиклинальное поднятие поверхности фундамента, известное под названием поднятия Сиу или Сиуксия. Оно представляет собой как бы отросток или юго-западный выступ Канадского щита, отмеченный выходами докембрия в юго-западной части штата Миннесота и в соседней части Южной Дакоты.

К северо-западу от Сиуксии или «остова континента» мы вступаем в полосу прогибов, примыкающих к системе Скалистых гор. Это — впадина Виллистон и прогиб Западной Канады, сливающийся с Предкордильерским краевым прогибом.

Особое положение в структуре Северо-Американской платформы занимают поперечные по отношению к Аппалачской зоне окраинные прогибы, тектоническое положение которых было подробно рассмотрено Н. С. Шатским (1946б). К ним относятся: 1) прогибы Делавар и Мидленд Бэсин в западной и восточной частях упомянутого Пермского бассейна; 2) глубокий прогиб (авлакоген) Анадарко, связанный с горстообразными поднятиями Уичито и Арбокл и прогибом Ардмор, относящимся уже к геосинклинальной системе герцинского пояса Аппалач; 3) менее выраженный прогиб в среднем течении р. Миссисипи, отделяющий поднятие Озарк от выступа Нэшвилл. Поверхность фундамента в перечисленных прогибах опущена на значительную глубину. В горстообразных поднятиях Уичито и Арбокл докембрийский фундамент обнажен и приподнят соответственно до отметок 520 и 434 м над уровнем моря. В осевой части грабенообразного прогиба Анадарко он опущен до 8—9 км, а в кулисообразно продолжающей этот прогиб впадине Ардмор — до 10—12 км ниже уровня моря. Поднятие Амарильо на западном продолжении горста Уичито и расположенное немного южнее поднятие Ред-Ривер принадлежат к этой же системе субширотных или запад-северо-западных платформенных дислокаций. По направлению к востоку дизъюнктивные дислокации (взбросы, сбросы) усложняются и переходят в систему надвиговых чещуй и складок палеозойского геосинклинального пояса в горах Уошито.

В прогибе долины р. Св. Лаврентия и п-ова Гаспе, заполненном отложениями нижнего палеозоя, силура, а на северо-востоке также и девона, фундамент опущен по сбросам на глубину, которая возрастает от 0,2 км в юго-западной части (между поднятием Адирондак и южным краем Лабрадорского поднятия Канадского щита) до 1 км на северо-востоке (Kumapareli, Saull, 1966; Isachsen, 1964). Прогибание, начавшееся здесь в раннем палеозое, продолжалось и в новейшее время. Оно привело к образованию хорошо выраженных в рельефе морского дна рифтовых зон залива Св. Лаврентия и проливов Белл-Айл и Кабота, отделяющих массив о-ва Ньюфаундленд от материка. Молодая рифтовая зона прослеживается в рельефе по оси древнего прогиба далеко на юго-запад до оз. Верхнего с ответвлением на юг к оз. Чэмплен.

Однако в основном (если подходить с позиций количественной оценки суммарной величины поднятия или опускания поверхности фундамента) перечисленные выше структуры — краевой прогиб, внешняя полоса антеклиз, внутренняя полоса синеклиз, авлакоген Анадарко — образовались в течение палеозоя, и притом главным образом в позднем палеозое, в связи с напряжениями, каким-то образом связанными с формированием складчатого пояса Аппалачи — Уошито — Маратон.

Н. С. Шатский указывал, что для исследования деформаций докембрийского фундамента необходимо «...выбрать какую-либо нулевую поверхность, относительно которой следует определять поднятия и опускания... Такой поверхностью в геологическом решении этого вопроса может быть только поверхность предкембрийского пенеплена как некоторый репер для привязки всех возможных колебаний отдельных структур платформы. Выбор этого репера неизбежно приводит к выводу о ведущей роли погружения (прогибания, опусканий) в расчленении кратонов в послерифейские эры» (Шатский, 1947, стр. 44).

Последовательное формирование антеклиз и синеклиз с соответствующим относительным перемещением предкембрийского пенеплена (т. е. поверхности фундамента) на 1000—2000 *м* хорошо документируется по изменению мощности палеозоя. «Во всех отложениях, начиная с кембрия до пенсильванской системы¹, мощность пластов в присводовых частях полосы антеклиз не только во много раз меньше соответствующих слоев в краевом прогибе герцинской системы, но также значительно меньше мощности эквивалентных образований внутренней полосы синеклиз» (Шатский, 1945а, стр. 16). В кембрии это различие выражено еще слабо; «...в этот период, по-видимому, не было еще тех резко расчлененных индивидуальных синеклиз, которые хорошо выделяются на современной карте» (там же). «Имеющиеся данные указывают на весьма раннее (ордовик — силур) заложение синеклиз и на наиболее интенсивное прогибание их в верхнем палеозое» (там же).

¹ Пенсильванская система американских геологов охватывает средний и верхний карбон, миссисинская — нижний карбон, по принятой в СССР стратиграфической пикале. — *Ред.*

Однако некоторые структурные элементы, например подземный хребет (узкий горстовый выступ фундамента) Немаха в штатах Канзас и Оклахома, являются более древними, сформировавшимися в течение раннего и среднего палеозоя и уже почти не проявлявшимися в тех деформациях, которые охватывали фундамент и чехол платформы в позднем палеозое — в пенсильванское и пермское время.

Сравнительно молодой (позднекаменноугольный и пермский) процесс прогибания был выражен особенно резко в Предаппалачском краевом прогибе, в прогибе Анадарко и во впадине Пермского бассейна (Западный Техас — Нью-Мексико), где накопилось соответственно 6000 и 4000 м отложений пенсильванского и пермского возраста (Ф. Кинг, 1961; Ver Viebe, 1950). Переходя к более подробной характеристике перечисленных структурных форм поверхности фундамента и истории их формирования, мы будем придерживаться того же географического порядка, что и в предыдущем изложении.

Цинциннатское поднятие представляет собой структуру, вытянутую в северо-северо-восточном направлении, которая на юге соединяется с выступом Нэшвилл, а на севере переходит в выступ Финдлей. Еще далее к северу поверхность фундамента постепенно повышается с переходом в Канадскую поднятую зону (щит).

Нэшвиллский выступ представляет собой изометричную структуру. несколько вытянутую в северо-северо-восточном направлении и расширяющуюся к югу. Его размеры составляют примерно 250×400 км. Юго-восточный склон выступа более крутой — со средним градиентом 5-15 м/км, а северо-западный его склон более пологий — с градиентом около 3— 10 м/км. Юго-западный склон выступа наиболее пологий. На северосеверо-востоке склон выступа Нэшвилл представляет собой цель кулисообразно расположенных разломов и крутых флексур, по которым фундамент несколько приподнят относительно центральных частей Цинциннатского поднятия. В ядре Нэшвиллской антеклизы, повторяющей очертания выступа, обнажены ордовикские породы, которые на крыльях последовательно сменяются силурийскими, девонскими, миссисипскими и пенсильванскими толщами. В ордовике и силуре поднятие в пределах Нэшвиллского выступа было совершенно незначительным и не совпадало с его современной конфигурацией. Собственно современная структура впервые начала проявляться с конца девонского периода, когда наметилось небольшое воздымание перед отложениями сланцев Читануга (верхний девон). Еще более значительное воздымание произошло в начале ценсильванского времени. Окончательное формирование выступа приходится на послепенсильванское время, но точная датировка этих движений невозможна из-за отсутствия отложений более молодого возраста.

На западе поднятие Цинциннати переходит в седловину Канкаки, отделяющую впадину Мичиган от впадины Иллинойс. Многие авторы объединяют эту седловину с центральной частью свода Цинциннати. На востоке Цинциннатский свод постепенно переходит в моноклиналь Аллегени, составляющую западное крыло Предаппалачского краевого прогиба; граница между этими структурами проводится по возрастанию градиентов наклона поверхности фундамента. Северную ветвь поднятия Цинциннати представляет небольшое своеобразное поднятие Финдлей. Центральная часть поднятия Цинциннати и поднятие Финдлей проявляли себя в период раннего палеозоя так же, как и выступ Нэшвилл, т. е. они являлись очень пологой сводообразной перемычкой между двумя структурами прогибания: краем Аппалачского прогиба на востоке и Мичиганским прогибом на западе, представлявшими собой части единого бассейна.

С середины девонского периода появляются следы размыва в пределах центральной части поднятия Цинциннати. Поднятие Финдлей в раннем палеозое было покрыто очень маломощной толщей верхнекембрийских и нижнеордовикских отложений, мощность которых в прилегающих впадинах резко увеличивалась. Контуры поднятия примерно совпадали с современными. В более позднее время поднятие Финдлей оставалось относительно стабильным между интенсивно опускавшимися соседними территориями.

Таким образом, поднятия Цинциннати и Финдлей вместе с выступом (куполом) Нэшвилл представляют собой длительно развивавшуюся единую положительную структуру, испытывавшую относительное поднятие между двумя крупными отрицательными структурами. В послепенсильванское время она участвует в общем поднятии, охватившем всю область Великих озер, включая синеклизы Мичиган и Иллинойс.

Как мы видели, после некоторого погружения в районе р. Миссисипи полоса антеклиз, характеризующихся относительно высоким расположением фундамента (отметки его поверхности до 500 м над уровнем моэя), продолжается в поднятии Озарк (штат Миссури). Это поднятие в настоящее время представляет собой пологий свод, ограниченный с юга складчатой системой Уошито, а на западе, севере и востоке плавно переходящий в склоны впадин Форест-Сити и Иллинойс и в седловину, расположенную между ними. В пределах полнятия на дневную поверхность выведены отложения кембрия и ордовика (главным образом известняки), а в наиболее поднятой, восточной части на небольшой плошали обнажены породы фундамента. Южный склон поднятия крутой (наклон около 30 м/км); поверхность фундамента опускается здесь на глубину до 5 км под угленосный прогиб Арканзас, представляющий собой краевой прогиб герцинской складчатой системы Уичито. В кембрийское и раннеордовикское время территория современного поднятия Озарк представляла собой сравнительно пологую моноклиналь, погружавшуюся в южном направлении в сторону геосинклинали, существовавшей на месте складчатой системы Уошито. На востоке эта моноклиналь соединялась с впадиной Иллинойс, на западе — с впадиной Форест-Сити. Оформление поднятия Озарк в его современном плане началось с конца раннего ордовика. Значительное несогласие отмечается в основании песчаников Сент-Петер (ранний ордовик). На протяжении остальной части палеозоя указанная территория неоднократно испытывала поднятия, наиболее интенсивными из которых кроме современного следует считать преддевонское, а также предмиссисипское.

Далее к юго-западу, по другую сторону уже описанной системы грабенов (Анадарко) и горстов (Уичито, Ред-Ривер) располагается свод Бенд, который можно считать продолжением цепи внешних поднятий, примыкающих к краевым прогибам герцинской складчатой зоны.

Свод Бенд находится в центральной части Техаса и представляет собой в плане овальное поднятие фундамента, ограниченное изогипсой 1500 м ниже уровня моря. В южной, напболее приподнятой части из-под каменноугольных отложений, повторяющих очертания этого свода, выступают на дневную поверхность кембрийские отложения, а на небольшой площади по р. Льяно — породы докембрийского фундамента. В выступе (куполе) Льяно, или Кончо, отметки поверхности докембрия достигают 500 м над уровнем моря. Западные и северные склоны свода Бенд по поверхности фундамента не очень крутые (15—20 м/км). С востока и юго-востока он ограничен сбросовой зоной Балконес-Мексиа, которая одновременно является южной границей докембрийской платформы. Южнее располагается палеозойская геосинклиналь Льянория. Складчатые комплексы, сформировавшиеся в ней, выведены на поверхность в горах Маратон (Западный Техас).

Следуя намеченному Н. С. Шатским районированию, перейдем теперь к внутренней полосе синеклиз, которым соответствуют прогибы или впадины по поверхности фундамента. Чтобы сохранить тот же порядок описания, нам придется вернуться к северным границам плиты, в район Великих озер и залива Св. Лаврентия.

Если считать, что поднятие Адирондак, на котором поверхность докембрия приподнята до отметки 1628 *м* над уровнем моря, соответствует по своей тектонической позиции поясу внешних поднятий (антеклиз) Северо-Американской платформы, то начало примыкающей к этому поясу внутренней полосы синеклиз и прогибов можно видеть в грабенах залива Св. Лаврентия и долины р. Св. Лаврентия, о которых уже говорилось выше.

Следующим звеном в полосе прогибов является впадина (бассейн) Мичиган. По поверхности фундамента она представляет собой почти круглую, овальную чашу, слегка вытянутую в северо-северо-восточном направлении. Синеклиза заполнена согласно между собой залегающими отложеннями палеозоя — от кембрия до карбона. Общий наклон их к центру синеклизы осложнен платформенными антиклинальными и синклинальными складками северо-западной ориентировки. Вероятно, их наличие обусловлено смещениями по разломам фундамента, параллельными общему контуру Канадского щита и перпендикулярными к направлению вытянутости впадины.

Допалеозойский фундамент вскрыт на глубине 600-900 м ниже уровня моря у окраин впадины Мичиган (Cohee, 1965). В ее центре глубина залегания поверхности фундамента составляет 3500-4000 м ниже уровня моря. В раннем палеозое, до отложения формаций Блэк-Ривер и Трентон (средний ордовик), Мичитанская впадина, представлявшая собой структуру прогибания, входила в состав более крупной депрессии, соединяясь на юге с современной впадиной Иллинойс. Северная, западная и восточная границы впалины примерно совпадали с современными, а наиболее глубокая часть впадины располагалась значительно южнее современного ее положения и совпадала приблизительно с южной частью седловины Канкаки. С середины ордовика в пределах впадины произошла перестройка структурного плана: прогиб сместился несколько к востоку и появились очень слабые намеки на разделение Мичиганской и Иллинойской впадин. Наиболее четкое оформление Мичиганской впадины, отвечающее ее современной структуре, произошло в середине силура. Прогибание продолжалось в девоне, раннем и среднем карбоне. В конце каменноугольного или в начале пермского периода территория Мичиганской впадины испытывала общее воздымание.

Впадина Иллинойс по структуре и истории развития в целом сходна с Мичиганской. По поверхности фундамента она оконтуривается как вытянутая в северо-западном направлении овальная депрессия с глубиной 1,5—3,5 км ниже уровня моря. В ее центре поверхность фундамента лежит на глубине более 3 км. Заполняющие впадину палеозойские отложения (Ст, О, S, D, С₁, С₂₋₃) испытывают общий наклон к центру и осложнены почти по оси впадины крупной пологой асимметричной антиклиналью Ла Салль. Так же как и складки в Мичиганском бассейне, эта антиклиналь может быть связана с разломами северо-северо-западного направления в фундаменте платформы.

Как уже отмечалось, до конца силура обе впадины входили в единую область прогибания, имевшую северо-северо-восточную ориентировку. Западная и юго-западная границы раннего палеозойского прогиба не совпадали с современной структурой Иллинойской впадины. Область прогибания охватывала значительную часть поднятия Озарк и открывалась в южном направлении. В позднем силуре и девоне оформилась в виде Канкакской седловины северная граница впадины. Ее западная граница в современных очертаниях начала оформляться в каменноугольное время. Миссисипский бассейн открывался в южном направлении; формирование его современной южной границы падает на послепенсильванское время,



Рпс. 58. Поперечный разрез подземного хр. Немаха (по Уоллесу Ли, из Ирдли, 1954)

когда произошли поднятия на юге, в зоне, соединяющей выступы Озарк и Нэшвилл. Субширотная зона дислокации, ограничивающая с юга впадину Иллинойс, имеет сложное строение. Местами она представляет собой серию отдельных антиклиналей, обычно наклоненных к северу, в сторону Иллинойской впадины. Эти антиклинали разбиты сбросами и взбросами, затрагивающими поверхность фундамента. Сброс запад-северо-западного простирания проходит у границы поднятия Озарк. Вся зона в целом получила название разломов Шонитаун-Раф-Криф.

У впадения р. Огайо в р. Миссисипи (т. е. у границы штатов Миссури и Кентукки) в пределах этой субширотной зоны разломов появляется зона разломов северо-восточного простирания, смещения по которым в отдельных случаях достигают 300—400 м. Часто вдоль этих разломов обнаруживаются перидотитовые дайки, что доказывает их связь с глубинной магматической деятельностью. Меловые отложения, как выяснено, не участвуют в разломной структуре.

Следующая из внутренних синеклиз — впадина Форест-Сити очень слабо выражена в современной структуре поверхности фундамента. Она находится здесь на глубине 600-800 м, т. е. немного ниже, чем на поднятиях Сиу, Висконсин и Озарк, расположенных севернее и южнее. Амплитуда прогибания ее относительно этих структур достигает 1000 м в наиболее западных районах, примыкающих к подземному хр. Немаха. До среднего ордовика указанная территория, по-видимому, представляла собой относительно слабо прогибавшуюся область, единую с областью, расположенной западнее. Перед накоплением песчаников Сент-Петер в конце раннего ордовика на месте современного хр. Немаха впервые намечается поднятие. Песчаники Сент-Петер срезают отложения верхнего кембрия и ордовика и в пределах склонов хр. Немаха залегают непосредственно на докембрийском основании (рис. 58). Со среднеордовикского времени до начала девона на месте хр. Немаха располагалась наиболее прогнутая часть единого прогиба, существовавшего на месте будущих впадин Форест-Сити и Салина (Седжвик). Этот единый прогиб в девоне поднявшимся хр. Немаха был подразделен на две крупные структуры. Параллельно хр. Немаха, немного западнее протягивалось еще одно горстантиклинальное поднятие докембрийского фундамента, также ориентированное в северо-северо-восточном направлении.

Впадина Форест-Сили



Таким образом, неглубокий Центральный прогиб США, охватывающий синеклизы Салина и Форест-Сити, начал развиваться с начала палеозоя, с момента накопления нижних горизонтов платформенного чехла. Его глубоко погруженные части испытывали наиболее интенсивное прогибание в течение почти всего палеозоя. Отдельные мелкие структуры в своем современном облике оформились в основном в девоне, когда произошла значительная перестройка структурного плана всей территории.

В подземном хр. Немаха фундамент поднят на 300—1000 м по сравнению с его отметками в наиболее глубоких частях впадин Салина (1 км ниже уровня моря) и Форест-Сити (0,8 км ниже уровня моря). В отложенпях пепсильванской системы (С₂₋₃), трансгрессивно перекрывающих породы нижнего и среднего палеозоя, антиклинальное поднятие над хр. Немаха выражено очень слабо. Впадина Салина в Южной Небраске и Центральном Канзасе и впадина Додж в юго-западной части Канзаса и в смежных районах Западной Оклахомы и Техаса, хорошо выраженные в структуре каменноугольных отложений, расположены на пологом склоне поверхности фундамента, погружающейся на юг, в сторону глубокой впадины Анадарко, с наклоном 5—8 м/км. С переходом на северный склон авлакогена Анадарко, осложненный рядом сбросов, поверхность фундамента погружается гораздо быстрее — до 30 м/км.

На узком горстообразном субширотном поднятии гор Амарильо и Уичито, отделяющем впадины Додж и Анадарко от Пермского бассейна Западного Техаса, отметки поверхности фундамента варьируют от 300 м ниже уровня моря до 200 м выше уровня моря.

Западно-Техасский, или Пермский, бассейн — крайний из цепп рассматриваемых прогибов — имеет по поверхности фундамента почти четырехугольную форму. На востоке его ограничивает свод Бенд, на севере поднятия Амарильо и Ред-Ривер, на западе — приподнятая зона фундамента в хр. Сакраменто (которая входит в деформированную ларамийским орогенезом западную часть Северо-Американской платформы) и на юге — подземные горстовые выступы субширотного запад-северо-западного простирания, параллельные дислокациям ларамийской эпохи складчатости.

В структуре платформенного чехла, представленного главным образом пермскими отложениями большой мощности, хорошо выявляются особен-

ности строения Пермского бассейна. В основных чертах они повторяются и в структурных формах поверхности фундамента, погруженной здесь на глубину от 1,5 до 6 км ниже уровня моря. Пермский бассейн разделен плоским горстообразным выступом на две грабенообразные впадины северо-северо-западного простирания — Делаварскую на юго-западе и Мидленд Бэсин на востоке. В пределах выступа глубина до поверхности докембрийского фундамента составляет только 1 км от уровня моря. Плосковерхая, с флексурообразными крыльями, пологая антиклиналь в пермских отложениях, залегающих над этим выступом, известна в нефтяной геологии США под названием «платформы центральной части Пермского бассейна». Формирование всех этих структур происходило в позднем палеозое и отчасти в мезозое и палеогене под действием орогенических процессов в соседних областях. Грабенообразные прогибы Делавар и Мидленд Бэйси расположены у коленообразного изгиба герцинской складчатой системы Уошито-Маратон перпендикулярно к ее простиранию и, повидимому, имеют генезис, аналогичный авлакогену Анадарко (Шатский, 1946б).

К северу от полосы внутренних синеклиз выделяется область, которую Н. С. Шатский охарактеризовал как сложную антеклизу. Эта антеклиза Сиу, или Висконсин, иначе называемая остовом (хребтом) континента, протягивается от гор Юго-Восточного Колорадо (хр. Сангре-де-Кристо, принадлежащий к деформированной западной зоне Северо-Американской платформы) через Небраску в окраинные выступы докембрия Канадского щита в штатах Миннесота и Висконсин. Фундамент залегает здесь на глубине нескольких сот метров от поверхности земли или даже выступает на дневную поверхность (на северо-востоке). Абсолютные отметки подошвы платформенного чехла составляют от 400 м ниже уровня моря до 300 м выше уровня моря.

Поднятие Сиу существовало уже в начале накопления отложений кембрия. Несмотря на то что в раннем и позднем палеозое оно время от времени покрывалось морем, все же можно считать, что, за исключением отдельных эпох, эта область продолжала оставаться зоной замедленного опускания или относительного поднятия и более или менее совпадала в своих контурах с современной структурой. В то же время это поднятие являлось очень пологой структурой, незначительно возвышавшейся над окружающими территориями впадин и лишь в очень короткие отрезки геологического времени и в незначительных количествах поставлявшей обломочный материал.

К северо-западу от пологой антеклизы Сиу поверхность фундамента снова погружается (в западной части Северной Дакоты и в Восточной Монтане) на глубину 2—4 км, образуя впадину Уиллистон. Эта впадина в свою очередь далее к северу переходит в Предкордильерский краевой прогиб Западной Канады, частично развившийся на месте миогеосинклинали или зоны перикратонного опускания, известной под названием пояса Миллард (Кэй, 1955). В наиболее прогнутой части этой впадины фундамент лежит на отметках до 4 км ниже уровня моря. Мощность платформенного чехла, который состоит из отложений палеозоя, мезозоя и кайнозоя, достигает 5 км (рис. 59).

В позднекембрийское и раннеордовикское время впадина Уиллистон представляла собой стабильный шельф, расположенный между Канадским щитом и Кордильерской геосинклиналью. Собственно современная структура Уиллистонской впадины начала оформляться в среднем ордовике, и именно с этого времени можно четко говорить о ее западной границе. В конце триаса область Уиллистонской впадины опять превратилась в часть крупного прогиба, открывающегося в западном направлении. Черты замкнутой впадины в это время были утрачены (Carlson, Anderson, 1965).



Рис. 59. Схематический разрез через центральную и восточную части бассейна Уиллистон, иллюстрирующий изменение мощности и распределение поверхностей размыва и несогласного залегания в стратиграфическом разрезе (Carlson, Anderson, 1965)

К западу от антеклизы Сиу и впадины Уиллистон расположена окраинная зона платформы, примыкающая к системе Скалистых гор. Структуры этой окраинной зоны развивались под влиянием дислокаций Скалистых гор. Но так как земная кора деформирована здесь слабее, мы относим эту зону к области, лежащей к востоку от фронта дислокаций Скалистых гор, проводя границу ларамийских дислокаций так же, как на схеме Н. С. Шатского (1946б), т. е. приблизительно по горизонтали 2000 м.

В строении окраинной зоны различаются две глубоко прогнутые впадины фундамента — Денвер и Паудер-Ривер и расположенная к востоку от впадины Паудер-Ривер горст-антиклиналь хр. Блэк-Хилс. Вершина этого короткого хребта, сложенного породами докембрия и ориентированного параллельно общему северо-западному простиранию ларамийской складчатости, поднимается до 2155 м над уровнем моря, т. е. на 1000 м над уровнем окружающих равнин.

Докембрийское ядро куполообразного поднятия Блэк-Хилс окаймлено палеозойскими и мезозойскими отложениями, запрокинутыми и срезанными взбросами. Восточное крыло крутое, с углами падения слоев 45—60°, западное — пологое, с наклоном слоев около 20°.

Далее к северу и северо-западу появляются округлые куполовидные поднятия пород докембрия (так называемые Малые Скалистые горы в Центральной Монтане) и пологие волнообразные изгибы слоев, не связанные с морфологически выраженными поднятиями (Ирдли, 1954). Все эти антиклинальные поднятия представляют собой типичные структуры платформенной (германотипной, по терминологии Г. Штилле) складчатости, возникшей в связи с формированием соседних Скалистых гор. Можно видеть, как интенсивность этих дислокаций постепенно уменьшается по мере перехода из сильно дислоцированной части платформы, охватывающей Центральные Скалистые горы и плато Колорадо, во внутреннюю, недеформированную ее часть

Впадинам Денвер и Паудер-Ривер по поверхности фундамента отвечают глубокие прогибы, в пределах которых она опущена на 1,5—3,5 км ниже уровня моря и на 6 км ниже того уровня, на который подняты



Рис. 60. Геологический разрез восточного склона Скалистых гор Канады и их предгорий приблизительно по 52° с. ш. (по Шоу, 1967). Вертикальный и горизонтальный масштабы одинаковы

1 — докембрийский фунда	амент; 2— кем	абрий; <i>3</i> — девон;	4 — миссисипий	(нижний карбон);
5 — триас, юра и нижний	й мел; 6 — вер	хний мел; 7 — па	леоцен; 8 — разло	мы; 9 — скважины

породы докембрия в Передовом хребте и в хребтах Ларами и Бертут (Абсарока). Вместе с передовым прогибом, проходящим у фронта Кордильер Западной Канады, они намечают узкую зону прогибания, ограниченную с запада крутыми или пологими надвигами. Отложения, заполняющие впадины Денвер и Паудер-Ривер, в значительной части представлечы молассовыми толщами мелового возраста.

Западный прогиб Канады протягивается между краем кристаллического щита и Кордильерами (Скалистыми горами) от Северного Ледовитого океана до описанных выше впадин Уиллистон и Паудер-Ривер и имеет ширину от 500 до 700 км. По поверхности фундамента он представляет собой полого погружающуюся на запад моноклиналь, местами осложненную флексурами. Наклон поверхности фундамента возрастает по мере приближения к Скалистым горам. Суммарная мощность залегающих на ней отложений палеозойского и мезозойского (а в той части, которая может рассматриваться как Предкордильерский прогиб, также и раннетретичного) возраста в районе, прилегающем к Скалистым горам, достигает 6,5 км. Приводимый геологический разрез дает представление о структуре восточной части Скалистых гор на границе с Западным прогибом Канапы (рис. 60).

В западной части прогиба, приблизительно у современной границы Скалистых гор и области равнин, в нижней части разреза платформенного чехла появляются верхнепротерозойские отложения. В районе надвига Льюис (у границы Канады и США) мощность протерозоя серии Белт достигает 2 км. В своей окраинной части Западный прогиб Канады представлял собой в протерозое и палеозое многеосинклинальную зону, характеризовавшуюся накоплением мощных карбонатных и терригенных толщ.

Граница складчатой системы Скалистых гор и платформы отмечена поясом пологих надвигов и складчатостью, охватившей западную часть краевого прогиба. Упомянутый надвиг Льюис в восточных грядах Скалистых гор Канады (в 20 км к северу от границы США) представляет собой крупную чешую, сложенную породами верхнего протерозоя и перемещенную на восток по пологой, волнистой поверхности разрыва. Он был



пробурен скважиной, заложенной в 32 км от современной фронтальной части надвига. Эта скважина, пройдя 1372 м по горизонтально залегающим породам протерозоя, вошла в отложения нижнего карбона и еще ниже — в отложения мезозоя. Фактическая амплитуда горизонтального перемещения надвига, если учесть его прикорневую и размытую части, составляла не менее 40 км (см. фиг. 62 в кн. Кропоткин, Шахварстова, 1965).

Такие надвиги, так же как и асимметричные разорванные складки в налеозойских и мезозойских отложениях окраинной части прогиба, указывают на горизонтально ориентированное сжатие, связанное с поддвиганием платформы под растущее складчатое сооружение Скалистых гор. Так как гравиметрия не указывает здесь на значительные нарушения фундамента, можно предполагать, что в процессе складчатости чехол был сорван по поверхности фундамента, смят и передвинут в сторону платформы, с образованием серии разорванных складок. Характер складчатости в районе плато Лайард (около 60° с. ш.) иллюстрируют профили, приведенные в статье Л. Мартина (Кордильеры Америки, 1967, стр. 171).

Севернее, в районе гор Маккензи, фронт мезозойской складчатости значительно смещен к востоку. Ввиду слабой изученности бассейна р. Маккензи здесь трудно провести отчетливую границу платформы. Возможно, часть складок в палеозойских отложениях этого района следует отнести к платформенному типу складчатости и рассматривать левобережье р. Маккензи как деформированную окраину Северо-Американской платформы.

Западная деформированная часть платформы (плато Колорадо, Центральные Скалистые горы)

Деформированная западная часть Северо-Американской платформы охватывает район плато Колорадо и Центральных Скалистых гор. Как Н. С. Шатский (1946б), так и М. Кэй (1955) включают эту область в состав докембрийской платформы, или «хедреократона», по терминологии Кэя. Западное ограничение деформированной области проводится по границе с Невадийской складчатой зоной. Эта граница приблизительно совпадает с так называемой линией Уосатч, отделявшей палеозойский и мезозойский миогеосинклинальные прогибы (пояс Миллард) от платформы. При движении с востока на запад мощность кембрийских и более поздних палеозойских отложений возрастает в несколько раз. Несомненно, в палеозое здесь проходила флексура, восточнее которой фундамент находился сравнительно близко к поверхности дна раннепалеозойских эпиконтинентальных морей.

Восточное ограничение деформированной области Н. С. Шатский проводил у подножия восточного склона хребтов Скалистых гор, составляющих почти непрерывный ряд, т. е. приблизительно по горизонтали 2000 м. С севера на юг это хребты Бертут (Абсарока), Бигхорн, Ларами, Фронт-Рэндж (Передовой хребет, расположенный к западу от г. Денвера) и Сангре-де-Кристо. Их вершины поднимаются, соответственно, до отметок 3918, 4012, 2773, 4351 и 4288 м над уровнем моря, возвышаясь на 1500— 3000 м над уровнем высоких равнин, примыкающих к Скалистым горам. В аномалиях Буге это ограничение совпадает приблизительно с изолинпей — 150 мгл; во внутренней части деформированной области значения отрицательных аномалий силы тяжести доходят до —200, —300 мгл, что указывает на резкое увеличение толщины земной коры.

К внутренней части рассматриваемой области принадлежат короткие хребты северо-западного (Оул-Крик, Уошэки, Уинд-Ривер), субмериднонального (Паркрейндж, Саватч) и широтного (Уинта) простираний, разделенные относительными понижениями, а также плато Колорадо, окаймленное с севера хребтами Уинта и Саватч, с востока — горами Сангреде-Кристо. Плато Колорадо лежит на высоте 1500—2500 м, а обрамляюцие его хребты поднимаются до 4114—4399 м над уровнем моря.

Докембрийский фундамент выступает на поверхность во всех перечисленных хребтах, а также в юго-западной части плато Колорадо — в глубочайшем каньоне р. Колорадо и в других местах.

Рельеф поверхности фундамента платформы расчленен здесь на выступы и впадины еще резче, чем рельеф современной поверхности этой горной области. Если на вершинах хребтов отметки поверхности фундамента достигают 3—4 км над уровнем моря и в юго-западной части плато Колорадо — 600 м над уровнем моря, то во впадинах, заполненных палеозойскими и мезозойскими отложениями, они снижаются до 2—5 км ниже уровня моря. Особенно большой мощности достигают меловые отложения. Так, например, в бассейне Уинд-Ривер из общей мощности отложений платформенного чехла, равной 6,2 км, на долю меловых отложений приходится 4 км, на породы зоцена 0,8 км, тогда как на отложения кембрия, ордовика, нижнего и верхнего карбона, перми, триаса и юры — только 1,4 км.

К числу таких межгорных бассейнов, в которых фундамент погружен на значительную глубину, относятся бассейны Бигхорн, Уинд-Ривер и Грин-Ривер в штате Вайоминг, бассейн Уинта в штатах Юта и Колорадо, бассейн Сан-Хуан в соседней части штата Нью-Мексико.

В северной половине плато Колорадо меловые отложения не распространены и мощность сохранившегося здесь платформенного чехла, включающего отложения от кембрия до юры, обычно не превышает 1500 м.

Складчато-глыбовая структура этой части Северо-Американской платформы, очень похожая на структуру другой сильно деформированной платформы — Китайской, сформировалась в обстановке тангенциального сжатия. С запада к ней примыкает пояс крупных надвигов, проходящий через Юго-Восточную Неваду (надвиг Мадди-Маунтин с перемещением на 24 км и др.), восточную часть Айдахо (надвиг Баннок и др.), Западный Вайоминг и горы Уосатч в штате Юта к югу от Большого Соленого озера. Это молодые надвиги, по которым отложения нижнего палеозоя и карбона надвинуты на породы нижнего и верхнего мела, отложения юры — на породы палеогена и т. д. Суммарное сокращение ширины пояса надвигов, подсчитанное по группе таких чешуй, надвинутых друг на друга, составляет около 130 км (Кропоткин, Шахварстова, 1965). Несомненно, это сильнейшее сжатие, происходившее во время ларамнйской складчатости, должно было затронуть и соседние районы платформы. Однако стиль тектоники оказался здесь несколько иным. Здесь возникли сравнительно короткие, усложненные взбросами и надвигами антиклинальные изгибы фундамента, ориентировка которых варьирует в широких пределах — от широтной (хр. Уинта) до меридиональной (хребты Передовой и Ларами). На плато Колорадо образовался ряд сбросов и флексур северо-северо-восгочного и меридионального простираний, по которым блоки фундамента были приподняты в виде уступов различной высоты.

Как показали данные бурения, сейсморазведки и геологической съемки, современные горные хребты, сложенные породами докембрийского фундамента, начали расти в виде крупных пологих складок в конце мелового периода. К этому времени в западной части платформы почти повсеместно поверх платформенного чехла, сформировавшегося в течение палеозоя, триаса и юры (общей мощностью около 1—3 км), накопились морские и континентальные толщи терригенных меловых отложений, достигавшие мощности от 1,5 до 4,5 км. Таким образом, к тому времени, когда начались наиболее интенсивные движения ларамийской фазы, докембрийский фундамент был погребен на глубине от 4 до 7 км (от уровня моря и от поверхности дна мелководных меловых бассейнов).

Возникшие в это время пологие складки постепенно становились выше и круче; на их крыльях образовались надвиги с опрокидыванием слоев, залегавших на докембрии (рис. 61). По Р. Бергу (Вегg, 1962), развитие складок и надвигов в деформированной части платформы происходило в течение долгого времени одновременно с накоплением эоценовых моласс в межгорных озерных котловинах. Такие котловины образовались во всех прогибах между антиклинальными поднятиями. Основываясь на разности уровней поверхности докембрия в антиклиналях и синклиналях, он полагает, что в палеоцене — эоцене здесь существовал резкий тектонический рельеф с амплитудами от 4,5 до 7,5 км. Все поднятия должны были интенсивно размываться. Этим и объясняется огромный объем терригенных отложений, накопившихся в палеогене во всех межгорных бассейнах и в широком передовом прогибе, который протягивался в соседней, менее деформированной части платформы у восточного края Скалистых гор.

Почти повсеместно крупные антиклинальные поднятия с выходами докембрия в ядрах перечисленных выше хребтов ограничены у подножия хребтов с одной или с обеих сторон надвигами и взбросами. Так, например, на западной стороне хр. Фронт-Рэндж (центральная часть штата Колорадо) докембрийские породы почти на всем его протяжении надвинуты по пологим разрывам на меловые породы; амплитуда перемещения достигает 6—8 км (Ф. Кинг, 1961). На восточной стороне того же хребта надвиг Голден тянется на 200 км в зоне, примыкающей к бассейну Денвер; он проходит, таким образом, как раз по границе деформированной и недеформированной (точнее, менее деформированной) частей платформы, принятой в нашем описании. Бурение показало, что этот крутой (35— 50°) надвиг развился из наклонной складки, ядро которой сложено докембрийскими массивными породами (Кордильеры Америки, 1967).

Поднятие Уинта ограничено широтными надвигами как с севера, так и с юга. Скважина на его южной стороне встретила под платформенным чехлом, который включает отложения от кембрия до юры, докембрийские кварциты, прошла по докембрийским породам 610 *м* и врезалась в серию каменноугольных, пермских и триасовых пород, имеющих перевернутое залегание (150 *м*). Еще ниже была пересечена вторая поверхность разрыва и затем 245 *м* нормально залегающих триасовых и пермских отложений.



Рис. 61. Надвиги по краям антиклинальных поднятий восточных хребтов Скалистых гор, возникших на Северо-Американской платформе под действием ларамийской складчатости (Berg, 1962)

- а южный склон поднятия Уинта (Западное Колорадо);
- б южный склон поднятия Уошэки (Западный Вайоминг);
- южный склон поднятия Грэнит Маунтинс (Центральный Вайоминг)
- и докембрийский фундамент;
- 2 палеозой;
- мезозой;
- 4 --- кайнозой;
- 5 надвиги, взбросы.
- Вертикальный и горизонтальный масштабы одинаковы

Такие же комплексы перевернутых палеозойских и триасовых пород были обнаружены и в других скважинах, прорезавших надвиги докембрийских пород на южной стороне поднятия гор Грэнит и поднятия гор Уошэки. Профили показывают, что при смятии фундамента массы докембрийских пород не только надвигались на отложения синклинальных прогибов, расположенных между поднятиями, но и создавали в этих отложениях изгибы слоев с образованием опрокинутых складок. Деформация массивных докембрийских пород, вероятно, облегчалась тем обстоятельством, что все это происходило на глубине 3—7 км, где температура могла достигать 150—400°.

Бурение и сейсморазведка показали, как подчеркивает Р. Берг (Berg, 1962), что почти все упомянутые надвиги являются пологими. Их поверхность обычно наклонена под углом около 20° от синклинали в сторону антиклинального поднятия (местами даже под углом 5—10°). Амплитуда горизонтального перемещения у южного края хр. Уинд-Ривер достигает 15 км, у края хребтов Уошэки и Оул-Крик — 6,6 км (по данным бурения) или даже 15 км, в других районах — 4—5 км.

Хотя А. Ирдли и другие американские геологи предполагают гравитационный механизм этих нарушений, обусловленный расползанием выдвинутых вверх участков под действием силы тяжести (Кордильеры Америки, 1967), имеющиеся факты все же позволяют считать их несомненно связанными с горизонтальным сжатием. Механизм гравитационного скольжения, как хорошо известно из изучения оползней, требует, чтобы поверхность сместителя имела общий наклон от поднятия к впадине, т. е. по направлению скольжения надвига, а не наоборот. Здесь же мы везде имеем обратную картину — надвиг перемещается наклонно снизу вверх, против силы тяжести.

По времени образования и по положению рассматриваемая система надвигов тесно связана со смежным поясом надвигов в системе ларамид. Все это не оставляет сомнения в генетической общности механизма образования таких платформенных складок и складчатости в геосинклинальном поясе. То и другое было вызвано горизонтальными напряжениями, ориентированными вкрест общего простирания Скалистых гор (Кропоткин, 19646; Кропоткин, Шахварстова, 1965).

С тем же тангенциальным сжатием было связано увеличение толщины земной коры. Ее мощность (включая уплотненную, вероятно превращенную в эклогитовые породы, нижнюю часть «базальтового» слоя, характеризующуюся скоростью продольных волн от 7,2 до 7,8 км/сек), по некоторым сейсмологическим данным, достигает 75 км (Papke, 1967).

В отдельных случаях, как это предполагается, например, в отношении массива горы Херт-Маунтин, сложенного палеозоем (0— C₁) и залегающего поверх третичных отложений бассейна Бигхорн, в надвинутых частях антиклиналей могли возникать гравитационные оползни. Такие отторженцы могли скользить на большое расстояние в сторону ближайшей впадины. Для массива горы Херт-Маунтин величина перемещения оценивается в 54 км (Pierce, 1957).

В заключение следует подчеркнуть, что в течение долгого времени с кембрия до юры — описываемая часть платформы ничем принципиально не отличалась от остальной, недеформированной ее части. Так же как и там, здесь постепенно накипливался платформенный чехол, суммарная мощность которого к началу мелового периода не превышала 1 — 3 км. Выдержанный по всей площади стратиграфический разрез запечатлел происходившие здесь эпейрогенические колебания, приводившие то к распространению эпиконтинентальных морей, в которых отлагались карбонатные и терригенные осадки, однообразные на большой площади, то к регрессиям моря и размыву возникавших при этом плоских низменностей. Такие перерывы в седиментации отмечаются в конце протерозоя или в самом начале кембрия, в силуре и в середине карбона; в пермя, триасе и юре накапливаются континентальные отложения. И лишь после периода спокойного платформенного развития, растянувшегося почти на полмиллиарда лет, наступил период раздробления, резких контрастных движений и складчатости.

Таким образом, здесь мы имеем яркий случай складкообразования, переработавшего структуру фундамента платформы, но происходившего без предваряющего этапа геосинклинального прогибания. В этом отношепии опять проявляется сходство с Китайской платформой, где период спокойного платформенного развития охватывал еще больший интервал времени (до 800 млн. лет, если учесть поздний протерозой с его карбонатными отложениями синийской системы) и также закончился к концу юры.

Северная (приподнятая) часть платформы — Канадский щит и примыкающие к нему синеклизы, Гренландия

Приподнятая часть Северо-Американской платформы охватывает территорию Канадского (Лаврентьевского) кристаллического щита, синеклизы Гудзонова залива, расположенной в его центральной части, северных неглубоко погруженных окраин щита и территорию Гренландии, также представляющую собой докембрийский щит.

У границ щита почти повсюду — у южной и северной периферии и у краев синеклизы Гудзонова залива — поверхность докембрийского фундамента полого погружается под трансгрессивно налегающие на нее отложения нижнего палеозоя (главным образом ордовика; на юге - кембрия, в некоторых северных районах — силура). Экстраполируя эту поверхность нижнепалеозойского пенсилена на территорию кристаллического щита, нетрудно убедиться, что современная его поверхность на большей части площади очень мало (не более чем на несколько сотен метров) отличается от уровня древней, в основном доордовикской поверхности выравнивания. Это подтверждает мнение Н. С. Шатского (1947) о том, что с начала кембрия большие территории щитов подвергались лишь незначительному размыву. Тот глубокий (на 10-20 км) эрозионный срез архейских и нижнепротерозойских геосинклинальных складчатых сооружений, который мы наблюдаем на таких площадях, вероятно, является результатом гораздо более древней эрозионной деятельности, происходившей в докембрии (сразу после формирования древних складчатых горных сооружений и позже).

Более значительное расхождение между уровнем нижнепалеозойского современным пенеплена И уровнем поверхности может быть ня площадь выходов тех территориях, где докембрия расширяется И указанная выше экстраполяция становится незаконной, например на площади Лабрадорского поднятия или в северо-западной части Канадского щита, между Большим Невольничьим озером и Гудзоновым заливом. Основываясь на распределении терригенных фаций в палеозойских отложениях платформы и на принципе унаследованности колебательных движений на древних платформах, можно думать, что область Лабрадорского поднятия была относительно приподнятой и в начале палеозоя. а северо-западная часть щита мало отличалась по своему уровню от остальных его частей. Область Гудзонова залива, приблизительно совпадающая с палеозойской синеклизой, испытывала относительное опускание и в новейшее время.

Гляциоизостатическое поднятие, по-видимому, привело к восстановлению общих структурных форм, существовавших в доледниковые эпохи и в значительной мере унаследованных от гораздо более древних времен. На структурной карте по поверхности фундамента (см. рис. 57) показаны обобщенные контуры современной поверхности Канадского щита, в общих чертах отображающие суммарный (тектонический и гляциоизостатический) эффект его деформации за время, протекшее с начала палеозоя до наших дней.

Основываясь на формах поверхности фундамента, изображенных на рис. 57, в пределах щита с востока на запад можно выделить: 1) Лабрадорское поднятие; 2) Центральную седловину, продолжающуюся на юге в поднятие Висконсин; 3) северо-западное, весьма слабо выраженное поднятие между западным прогибом Канады и синеклизой Гудзонова залива. На севере выделяются: 1) седловина о-ва Сауттемптон и п-ова Унгава между синеклизами Гудзонова залива и бассейна Фокса; 2) выступ Минто; 3) узкий, меридионально вытянутый выступ докембрия (вал) п-ова Бутия, продолжающийся до островов Сомерсет и Принца-Уэльского, 4) поднятие о-ва Баффинова Земля (Геология Арктики, 1964; Douglas а. о., 1963).

К отрицательным структурам типа синеклиз принадлежат впадины: 1) Гудзонова залива, 2) бассейна Фокса, 3) пролива Мак-Клинток, 4) залива Бутия, 5) северо-западной части Арктического архипелага Канады (бассейн о-ва Банкса и др.), где, по-видимому, наблюдается постепенное погружение фундамента в сторону Франклинской миогеосинклинали.

Особого рода структуры типа рифтовых впадин хорошо документируются по геофизическим данным и наблюдениям над неотектоникой в пределах залива Св. Лаврентия у южного края Лабрадорского поднятия (Kumapareli, Saull, 1966), в широкой впадине Девисова пролива и моря Баффина (Пучков, 1964), в Гудзоновом проливе (с его продолжением в южную часть бассейна Фокса) и в зоне так называемого линеамента Парри, под которой подразумеваются проливы Ланкастер, Барроу, Вайкаунт-Мелвилл, Мак-Клур, следующие вдоль единой широтной системы разломов (Barrette, 1966). Прямолинейный рифт проливов Смит, Кеннеди. Робсон. также ответвляющийся от впадины моря Баффина и отделяющий Гренландию от о-ва Элсмира, связан с крупным левосторонним сдвиговым нарушением, которое принято сейчас называть сдвигом Вегенера (Харланд, 1967). Все эти рифты возникли и углубились в течение позднего мела и кайнозоя в связи с процессами растяжения и раздробления Северо-Американской платформы.

Переходя к более подробной характеристике структурных форм поверхности фундамента, мы остановимся сначала на южной половине щита и рассмотрим прогиб Гудзонова залива, а затем перейдем к структурам севера и северо-востока.

Лабрадорское поднятие по современной поверхности рельефа щита представлет собой широкий свод — более 1000 км в поперечнике. Его очертания хорошо видны по контурам изогипсы 500 м. По мере восстановления изостатического равновесия, судя по скорости послеледникового поднятия, его очертания станут более округлыми (в плане). В центре поднятия в некоторых местах высота поверхности доходит до 1000 м, на западе — до 1128 м, на северном конце — до 1676 м. Южный склон, обращенный к заливу Св. Лаврентия, крутой — с уклоном до 10—12 м/км.

На центральной седловине современные высоты над уровнем моря обычно не превышают 200—400 м. Исключение составляет только район к северо-западу от оз. Верхнего с отметками от 500 до 679 м. Продолжающееся послеледниковое поднятие постепенно увеличивает высоту поверхности во внутренней зоне щита, тогда как внешняя зона, примыкающая к южным его границам, приобретает характер пологой флексуры. В этом отношении имеется некоторое сходство с краевой флексурой, ограничивающей Балтийский щит.

Благодаря особенностям неотектоники в зонах окраинных флексур обоих щитов образовались многочисленные озера или мелководные зали-

вы (озера Большое Медвежье, Большое Невольничье, Атабаска, Виннипег, Верхнее, Гурон и залив Св. Лаврентия — по краю Канадского щита; Финский залив, Лэдожское и Онежское озера и Белое море — по краю Балтийского щита). Так как глубина оз. Верхнего достигает 393 м, т. е. дно его лежит на 210 м ниже уровня моря, очертания поверхности фундамента в этом районе хорошо отображают сложную деформацию края щита в пределах флексурной зоны¹. Дно Большого Медвежьего озера опущено до отметки 38 м ниже уровня моря.

Впалина Гулзонова залива хорошо очерчивается по поверхности фунпамента нулевой изогицсой, которая на восточном и западном берегах залива совпадает с береговой линией, а на юге и на севере (о-в Саутгемптон) проходит на суше под палеозойскими отложениями небольшой мошности. В южной части впадины фундамент опущен на 500 м ниже уровня моря, в центральной части залива, судя по геофизическим папным.— на 2000—3500 м (Hood, 1966). Под прогнутой частью впадины, гле фундамент лежит глубже 500 м. глубина до поверхности Мохоровичича (приблизительно соответствующая толщине коры), по данным ГСЗ. несколько сокращена и составляет от 27 до 37 км. Под заливом Честерфилл у северо-западного края впалины она составляет 26 км. а у выходов щита на западном (горы Черчилл) и восточном (гора Повунгтинук) берегах залива возрастает до 40-41 км (Hunter, Mereu, 1967). По имеюцимся данным, толщина земной коры под Лабрадорским полнятием еще больше (42 км). Таким образом, формирование впадины в центре щита было связано с уменьшением толщины земной коры.

Синеклиза, примерно совпадающая в своих границах с контурами впадины, заполнена отложениями ордовика и силура (известняками, доломитами), девона и нижнего мела (на юге). В подводной части синеклизы предполагается распространение отложений мезозоя и кайнозоя. По своим размерам (1800 км в длину с севера на юг, до 750 км в ширину), синеклиза Гудзонова залива гораздо больше, чем описанные выше впадины США (синеклизы Мичиган, Иллинойс и др.), и сопоставима по площади и тектонике с такими структурами, как Московская синеклиза Европейской платформы или Тунгусская синеклиза Сибирской платформы.

Синеклиза Фокс, в которой палеозойские отложения известны по югозападному побережью о-ва Баффинова Земля, на о-ве Принс-Чарльз и на восточном берегу п-ова Мелвилл, вырисовывается по поверхности фундамента как впадина запад-северо-западного простирания, вытянутая на 680 км. Возможно, что в раннем палеозое эта синеклиза составляла одно целое с синеклизой Гудзонова залива.

На севере поверхность фундамента погружается в сторону Франклинской геосинклинали, образуя Северо-Канадский прогиб. Он представляет собой систему субмеридиональных впадин и выступов: с запада на восток это выступ Минто, впадина Мак-Клинток, выступ Бутия, впадина Бутия и выступ докембрия на п-ове Мелвилл и в западной части о-ва Баффинова Земля. Геологические данные и геофизические магнитометрические наблюдения (Геология Арктики, 1964) позволяют определить глубину залегания фундамента в этой области. Точная датировка начала возникновения выступов и впадин неизвестна. По-видимому, они существовали с начала кембрийского времени, но наибольшая активность контрастных движений в этой системе дислокаций совпадает примерно с концом силура — девоном.

Горст-антиклинальная форма выступов, их ориентировка и время образования позволяют проводить аналогию с выступом докембрия в подзем-

¹ Существуют предположения, что впадина оз. Верхнего составляет продолжение рифтов долины р. Св. Лаврентия и оз. Ниписсинг (Kumapareli, Saull, 1966).

ном гранитном хр. Немаха, разделяющем впадины Салина и Форест-Сити в штатах Канзас и Оклахома. Возможно, в обоих случаях мы имеем дело с воздействием напряжений, связанных с каледонской складчатостью на внутренние области докембрийской платформы. На севере Северо-Американская платформа граничит с Франклинской геосинклиналью, которая характеризуется складчатостью широтного простирания. Граница Франклинской геосинклинали с платформой изучена еще крайне недостаточно, но на современном этапе она проводится по смене карбонатных пород (и сланцев), слагающих нижнепалеозойские толщи, обломочными породами, Последние относятся к геосинклинали, к ее внешней части. Однако такая трактовка границы чисто условна: так, например, сходная постановка вопроса заставила бы включить всю моноклиналь Аллегени в пределы миогеосинклинали Аппалач.

В пользу подобного проведения границы геосинклинали и платформы многие авторы, кроме того, ссылаются на наличие углового несогласия между отложениями девона и более древними породами в пределах о-ва Корнуоллис. Считая эту складчатость отражением каледонского орогенеза в геосинклинали Франклина, авгоры относят все нижележащие (в основном обломочные) отложения к геосинклинальным. Между тем, как отмечает Мак Нейр (Геология Арктики, 1964), меридионально ориентированные складки на о-ве Корнуоллис, на продолжении структур выступа и впадины Бутия, образовались в результате вертикальных движений и, возможно, представляют собой дислокации платформенного типа. Совпадение простирания этих складок с простиранием прилегающих платформенных структур (субмеридиональным, перпендикулярным к широтному простиранию складок Франклинской геосинклинали) вполне допускает подобную трактовку. Поэтому мы считаем, что на современном этапе более правильно проводить границу платформы севернее о-ва Корнуоллис по появлению складчатости субширотного простирания, которая возникла во Франклинской геосинклинали в интервале времени между поздним цевоном и средним пенсильванием.

Поднятие, занимающее большую часть о-ва Баффинова Земля, представляет собой вытянутый в северо-западном направлении выступ докембрия, поверхность которого в осевой части поднята до 1000—2591 м над уровнем моря. Это самая высокая часть Канадского щита. Далее к северу продолжение этого поднятия, отделенное от Баффиновой Земли грабенами проливов Ланкастер и Джонс, прослеживается в восточной части о-ва Девон и на юге Земли Элсмира. Отметки поверхности фулдамента в обоих районах достигают 500 м и более.

Формирование поднятия Баффиновой Земли, вероятно, было связано с контрастными движениями, сопровождавшими образование широкого рифта моря Баффина (поздний мел — кайнозой). В этом отношении пмеется аналогия с теми окраинно-материковыми поднятиями, которые тянутся у краев рифта Красного моря и Аденского залива и во многих других местах у берегов Атлантического и Индийского океанов на докембрийских щитах Африки, Индии и Южной Америки.

Рельеф поверхности Гренландии, которая до середины мелового периода представляла собой единое целое с Канадским щитом, очень своеобразен. Изогипсы поверхности фундамента (см. рис. 57) во внутренней части Гренландии, покрытой ледником, показаны по данным сейсмозондирования, а у краев острова — на основании обобщения геоморфологических особенностей современной поверхности, сложенной докембрийскими породами.

Гренландский щит высоко приподнят у краев острова, а в центре прогнут ниже уровня моря. Такая форма поверхности частично является результатом продавливания щита под тяжестью ледника (толщина которого достигает 2000—3200 м), частично — следствием уже упомянутых контрастных вертикальных движений, которые часто приводят к задиранию края платформ у границы рифтового моря или впадины молодого океана.

В Гренландии видимая поверхность докембрия приподнята на западном берегу между 71 и 73° с. ш. и южнее 67° с. ш. до 1000 м, а местами даже до 1500 м над уровнем моря. У южной оконечности острова наблюдаются такие же высоты, а на его восточном берегу, в горах Кронпринс-Фредерик (66,5—68° с. ш.), возвышенности, сложенные породами докембрия, поднимаются до 2000 м над уровнем моря. Севернее, на восточном побережье Гренландии фундамент резко погружается под мощные комплексы третичных базальтовых лав и под породы палеозоя каледонской складчатой зоны.

В то же время во внутренней части Гренландского щита поверхность фундамента лежит подо льдом немного ниже уровня моря. Зная илотность льда и земной коры, нетрудно подсчитать, что при таянии ледника и восстановлении изостатического равновесия эта поверхность должна была бы подняться на 800—1000 *м* и лежала бы на высоте 600—800 *м* над уровнем моря. Таким образом, при отсутствии ледниковой нагрузки Гренландский щит, подобно щитам Африки, Индии и Мадагаскара, был бы значительно приподнят над уровнем моря и сопровождался бы на юго-востоке и в некоторых других местах полосой окраинных возвышенностей.

Большой интерес представляет изучение системы рифтовых впадин, отделяющих Гренландию от материка и расчленяющих на отдельные глыбы Арктический архипелаг. Показанные на рис. 57 изогипсы поверхности фундамента на бортах рифтовых впадин построены ориентировочно, на основании интерпретации данных магнитной съемки по проливу Ланкастер и другим районам (Геология Арктики, 1964; Barrette, 1966), гравиметрических данных по побережью Гренландии, а также на основании анализа геоморфологических и геологических особенностей этих структур.

Обобщение мировых геофизических данных с полной определенностью показывает, что у берегов так называемого атлантического типа — на границах докембрийских или палеозойских платформ с морскими впадинами, имеющими океанический тип строения земной коры и глубину более 2000 м, происходит резкое погружение и выклинивание «гранитного» слоя земной коры, т. е. складчатого фундамента. В пределах глубоких океанических впадин он отсутствует. Как правило, такое изменение структуры сопровождается развитием сбросов и флексур и происходит в зоне материкового склона — в узкой полосе, которая характеризуется глубинами от 500 до 2000 м и имеет наклон дна гораздо более крутой, чем на соседних участках шельфа и океанической впадины.

Сейсмозондирование у берегов США, Бразилии, Аргентины, Западной Европы, Кении, так же как и у берегов Японского, Средиземного и Черного морей, показало, что под крутой частью материкового склона, где глубина моря составляет 1000—1500 м, поверхность фундамента обычно погружена на глубину 6—8 км, иногда даже на 15 км ниже уровня моря. В тех случаях, когда в зоне шельфа имело место особенно мощное осадконакопление, как, например, в дельте р. Нигер, данные геофизики показывают, что современный контур материкового склона проходит дальше от края докембрийского цоколя континента в сторону океана. Поэтому в таких местах прогнутый край континента с глубиной фундамента около 8 км располагается под шельфом, т. е. под глубинами менее 200 м.

Эта строгая связь геоморфологии и глубинной структуры окраины материков в сочетании с упомянутыми данными гравиметрии и результатами сейсмозондирования (Орленок, Гайнанов, 1967) позволяет утверждать, что в глубоких частях моря Баффина (с глубинами от 2000 до
2136 м) и моря Лабрадор (с глубинами от 2000 до 3809 м между п-овом .Лабрадор и Южной Гренландией) отсутствует «гранитный» слой коры. Кора здесь имеет океанический тип строения, т. е. состоит только из «базальтового» и осадочного слоев. Мелководный Девисов пролив (с глубинами от 400 до 1000 м между 63 и 67° с. п.), судя по морфологической выдержанности материкового склона, который прослеживается вдоль всего западного побережья Гренландии, имеет такое же строение, но заполнен более мощным комплексом осадочных отложений и эффузивов, принадлежащих, вероятно, к верхнему мелу и кайнозою¹. Таким образом, впадина между Гренландией и материком не может быть включена в контуры докембрийской платформы, так как необходимый элемент платформы — кристаллический фундамент («гранитный» слой). по-видимому, отсутствует во всей ее глубокой осевой части (Пучков, 1964).

Основываясь на приуроченности окраинных зон прогибания фундамента к полосе материкового склона, можно довольно уверенно наметить контуры изогипс поверхности фундамента и границу платформы у берегов Канады и Гренландии, как это сделано на рис. 57. Судя по глубине, на которую опущен фундамент в проливе Ланкастер (7—10 км), прогибание у краев грабена моря Баффина может быть даже более крутым и глубоким, чем показано предполагаемыми контурами изогипс на нашей схеме.

Сдвиг, по которому произошло смещение Гренландии к северо-востоку, фиксируется в узкой прямолинейной борозде проливов Смит, Кеннеди и Робсон, имеющей глубину до 371 м (Kerr, 1967).

В западном направлении от впадины моря Баффина и Девисова пролива отходит несколько рифтовых депрессий, занятых проливами и заливами. Это с севера на юг:

1) впадина пролива Джонса (глубиной более 200 м на всем протяжении) между Землей Элсмира и о-вом Девон;

2) впадина проливов Ланкастер (глубиной до 1232 м), Барроу, Вайкаунт-Мелвилл и Мак-Клур (глубиной до 465 м), которая протягивается в широтном направлении на 1550 км, отделяя архипелаг Парри от более южных островов. Эти проливы иногда объединяют под общим названием пролива Парри, а впадина носит название линеамента Парри;

3) впадина залива Камберленд, которая продолжается в депрессию оз. Неттиллинг в средней части о-ва Баффинова Земля;

4) впадина залива Фробишер с продолжением к оз. Амаджуак в южной части того же острова;

5) впадина Гудзонова пролива, который имеет глубину 603 м в восточной и 415 м в западной части. Эта впадина протягивается на 900 км и продолжается в депрессиях у побережья п-ова Унгава и в южной части пролива Фокса (тлубина более 500 м).

Широтную депрессию представляет собой также залив Амундсена в западной части Арктического архипелага. Имеются и меридиональные депрессии, расчленяющие архипелаг: пролив Маклейн (глубина 234 м), прямолинейные проливы Байам и Пил, залив Бутия (глубина 520 м) и др.

Хотя некоторую роль в углублении широтных и меридиональных депрессий Северной Канады могли играть процессы ледникового выпахивания, но в своей основе они, по-видимому, имеют тектоническое происхождение и связаны с сетью разломов сбросового типа, т. е. носят характер грабенов или рифтов (Геология Арктики, 1964).

Среди этих грабенов геофизическими методами наиболее изучен пролив Ланкастер (рис. 62). В нем (вместе с проливом Барроу) с удивительным постоянством на протяжении 600 км сохраняются прямолиней-

¹ Мощные толщи базальтов распространены в районе о-ва Диско. Аналогичные эффузивы известны на восточном берегу Баффиновой Земли.

Сами эти массивы также начинают расщепляться на части, как это видно по проникновению впадины пролива Маклейн внутрь архипелага Парри и внедрению впадин заливов Камберленд и Фробишер в массив Баффиновой Земли с подразделением ее на три почти изолированных приподнятых массива меньшего размера. По всей вероятности, дальнейшие исследования выявят в зонах грабенов понижения поверхности фундамента, подобные тому, которое уже установлено в проливе Ланкастер.

некоторые выводы

Таким образом, анализ структур поверхности фундамента Северо-Американской платформы выявляет большое разнообразие их генезиса. В южной части платформы, на территории США, мы имели дело с такими формами фундамента — поднятиями (антеклизами) внешней полосы и впалинами (синеклизами) внутренней полосы, которые, по-вилимому, возникли в результате волнообразного коробления (Warping) земной коры под действием горизонтальных сжимающих напряжений, перпендикулярных к соседней палеозойской геосинклинальной системе. Время образования этих структур совпадает с временем формирования каледонской (Северные Аппалачи) и герпинской (Южные Аппалачи, Уичито, Маратон) складчатости, т. е. охватывает почти весь палеозой (Роджерс, **1968**: . Cloos. 1965). Однако наиболее интенсивное коробление платформы и прогибание синеклиз и краевых прогибов происходило почти одновременно с замыканием геосинклинали в позднем карбоне и пермском периоде-(Шатский, 1945а). Механизм такого коробления рассматривается более подробно в заключительной части настоящей монографии (см. часть VI).

В это же время происходило оседание краевых прогибов под грузом накапливавшихся на них осадочных толщ и складчатых комплексов, надвинутых со стороны соседней геосинклинальной системы во время смятия. Погруженный край докембрийской платформы, как видно при экстраполяции изолиний поверхности фундамента от разбуренных участков, местами проходит на значительном расстоянии от фронта геосинклинальной складчатости под надвигами и складками краевой зоны (см. рис. 57). Аналогичпая картина наблюдается на восточном краю Европейской платформы, погруженном под складчатые комплексы западного склона Урала, и на востоке Сибирской платформы, где фундамент погружен под западный склон Верхоянского хребта.

Образование поперечных грабенообразных прогибов — авлакогена Анадарко, прогиба Делавэр — Н. С. Шатский (1946б) связывал с распором под действием горизонтальных сил, ориентированных приблизительно перпендикулярно к соседней геосинклинальной системе. Яспо, что такой распор может иметь место только там. где геосинклинальная полоса складчатости образует повольно крутой изгиб, обрашенный выпуклостью в сторону платформы (рис. 63). Ло Н. С. Шатскому, механизм возникновения прогибов на внутренних углах платформы (где в нее резко вдается складчатая зона) «... связан с теми растягивающими усилиями. которые возникают на платформе в вершине ее внутреннего угла под сильным воздействием колебательных и, может быть, складкообразовательных движений, направленных нормально к сторонам этого внутреннего угла, от геосинклинальной складчатой зоны к ее платформе» (Шатский, 19466, стр. 72). Эти движения «...вызывают во внутренних углах раскалывающие и растягивающие усилия...» и связаны с глубинными. подкоровыми процессами (там же, стр. 84).

Рассматривая на Северо-Американской платформе ряд синеклиз и антеклиз, параллельных краевому прогибу и складчатой системе, и попеРис. 63. Схема образования поперечного грабенообразного прогиба на платформе вкрест простирания соседней складчатой зоны. Растяжение и сбросы возникают благодаря распору у коленообразного изгиба складчатой зоны

- 1 -- осы складок;
- 2 фронт складчатости и направление давления и перемещения надвигов;
- *в* сбросы;
- 4 прогиб на платформе;
- 5 платформа



речные прогибы, примыкающие почти перпендикулярно к складчатой зоне, Н. С. Шатский подчеркивал генетическую связь всех этих деформаций платформы с движениями в геосинклинальной складчатой зоне. «В продольных тектонических структурах интенсивность прогибания или поднятия затухает последовательно от структур, расположенных непосредственно около складчатой зоны, к структурам, более удаленным от нее. В поперечных синеклиза степень прогибания также уменьшается от складчатой зоны к внутренним частям платформы. Это, несомненно, указывает на зависимость интенсивности деформаций от расстояния до складчатой зоны» (Шатский, 1945а, стр. 20).

Перейдя к западной части Северо-Американской платформы, мы могли констатировать такие же процессы коробления, но уже позднемелового и третичного времени вблизи зоны невадийской и дарамийской складчатости (впадины Уиллистон, Денвер, Паудер-Ривер, Предкордильерский краевой прогиб Канады). Далее к западу, за фронтом дислокаций Скапрослеживается сильно деформированная и приподнятая листых гор, часть платформы в районе плато Колорадо и примыкающих к нему хребтов. На крайней западной границе платформы проходит окраинный пояс невадийской геосинклинали, состоящий из серии надвиговых чешуй, перемещенных на значительное расстояние. Воздействие интенсивного сжатия на соседнюю часть платформы с образованием складчато-глыбовых структур, взбросов и надвигов в самом фундаменте и платформенном чехле было вполне очевидно. Здесь прекрасно видно постепенное ослабление интенсивности деформаций, о котором говорил Н. С. Шатский, и переход от линейно вытянутых структур к брахиформным. Это заметно, например, если идти с запада, от упомянутого пояса надвигов (Айдахо, Юта) через хребты и впадины Центральных Скалистых гор (Вайоминг) к бассейну Паудер-Ривер и брахиантиклинальному поднятию Блэк-Хилс, расположенному уже в менее деформированной части платформы.

Наконец, на севере и северо-востоке платформы и в Гренландии имеются прямые доказательства больших растяжений, по-видимому связанных с общим дрейфом Северо-Американского материка в сторону Тихого океана. Как отмечалось Г. Штилле, Дж. Гиллули и другими исследователями, имеется ряд доказательств перемещения Северной Америки вместе с подстилающими ее частями мантии в юго-западном направлении с надвиганием на дно Тихого океана по сейсмичной зоне глубинного разлома (Штилле, 1957; Кропоткин, Шахварстова, 1965). Эта зона глубинного надвига прослеживается у края Гватемальского желоба и далее к северу вдоль берегов Калифорнии у подножия материкового склона. Материковая глыба здесь перекрыла систему крупнейших древних (палеозойских?) сдвигов Мендосино, Мэррей, доказанных по смещению полос магнитных аномалий в северо-восточной части Тихого океана (Gilluly, 1963).

Тем самым масштаб перемещения платформы определяется 700—1000 км или еще больше.

Естественно, что при общем движении платформы на юго-запад перед ее фронтальной частью должны были образоваться складки и надвиги, тогда как в тылу могли возникнуть структуры растяжения. Отделение Гренландии от Америки, образование широкой впадины в зоне разрыва коры между ними и раздробление Арктического архипелага, которое происходит, так сказать, на наших глазах, — это необходимое дополнение к тем позднемезозойским и кайнозойским деформациям, которые мы вндим по другую сторону континента, в горном поясе его западного края.

Такая картина движений и деформаций вполне аналогична наблюдающейся, например, в районе Сирийско-Аравийской глыбы. Дрейф этой глыбы к северу и северо-востоку привел к смятию зон Тавра, Загроса и Малого Кавказа. Одновременно в тылу перемещавшейся глыбы произошел разрыв докембрийской платформы и образовался грабен Красного моря и Аденского залива, во многом сходный с впадиной моря Баффина (Пучков, 1964).

С воздействием пелеозойского или более позднего сжатия, ориентированного в направлении юго-запад — северо-восток или запад-юго-запад восток-северо-восток, вероятно, было связано возникновение пологой складчатости в палеозойском осадочном комплексе некоторых синеклиз (синеклиза Мпчиган, антиклиналь Ла Салль в синеклизе Иллинойс).

Таким образом, хотя детали процесса деформации фундамента и чехла еще не ясны, разнообразие структур, наблюдаемых на Северо-Американской платформе, можно свести к общей схеме, в которой находят себе место как структуры сжатия, так и структуры растяжения, если обратить внимание на горизонтальные перемещения глыб коры, складчатость и колебательные движения в соседяих геосинклиналях.

В заключение следует сказать несколько слов о соотношении между тектоническими формами поверхности фундамента, чехла и внутренней структурой фундамента Северо-Американской платформы, описанной во второй части. Такое сопоставление показывает, что, хотя здесь не отмечается настолько отчетливого соответствия крупных послекембрийских и древних (докембрийских или дорифейских) структурных единиц, какое можно было заметить на Сибирской платформе, некоторая преемственность все же имеет место. Так, в пределах Северо-Американской плиты все основные структуры по поверхности фундамента, как и разновозрастные блоки фундамента в целом, имеют северо-восточное или субмеридиональное простирание (см. рис. 28 и 57). Зона провинции Черчилл отделена от более восточных областей, характеризующихся более молодым возрастом фундамента, по линии, примерно совпадающей с осью подземного хр. Немаха. Это, возможно, свидетельствует об обновлении более древнего докембрийского разлома в среднем палеозое. Граница между полосой прогибов (Мичиган, Иллинойс) и поднятиями Цинциннати и Нэшвилл располагается вблизи границы Гренвиллской зопы и более древних областей фундамента. Контуры прогиба Гулзонова залива как будто имеют связь с ограничениями провинции Черчилл Канадского щита, отделяющими ее от провинции оз. Верхнего.

Можно заметить, кроме того, что зона Гренвилл, являющаяся наиболее молодой по возрасту консолидации фундамента среди докембрийских областей, в общем характеризуется повышенной подвижностью. Это проявлялось как в палеозое (поднятия Адирондак, Цинциннати, Нэшвилл, моноклиналь Аллегени, Предаппалачский прогиб), так и в новейшее время (поднятие на п-ове Лабрадор, в горах Адирондак, опускание в низовьях р. Миссисици).

Часть VI

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ДЕФОРМАЦИИ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ (в связи с вопросами нефтегазоносности платформенного чехла)

Глава I

ГЕТЕРОГЕННОСТЬ ФУНДАМЕНТА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ И ЕГО ПОЗДНЕЙШАЯ ПЕРЕРАБОТКА

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ДОКЕМБРИИСКИХ ПЛАТФОРМ (КРАТОНОВ)

Определение платформ, принятое при составлении тектонических карт СССР (под редакцией Н. С. Шатского), Евразии (под редакцией А. Л. Яншина) и международных карт Европы и земного шара (под редакцией А. А. Богданова, Н. С. Шатского, Г. Штилле и др.), было разработано А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским в 1937—1941 гг. (Архангельский, Шатский и др., 1937). Противопоставляя геосинклинальные области (подвижные пояса) платформам, А. Д. Архангельский дал следующую формулировку: «В платформенных областях колебательные эпейрогенические движения как всей их массы, так и отдельных участков имеют относительно малую скорость и малую амплитуду, вследствие чего этим областям свойствен в основном спокойный рельеф. Складчатость на платформах вовсе не образуется или проявляется в относительно слабой форме... Вулканизм на платформах обычно развит очень слабо, проявляясь в большом масштабе лишь в особые моменты их развития. Мягкий рельеф и отвечающая ему слабая эрозия обусловливают малую мощность отлагающихся на платформах обломочных осадочных пород» (Архангельский, 1941, стр. 44, 45; разрядка наша. — П. К.).

Таким образом, здесь указаны четыре характерных признака платформ. Слабо выраженный рельеф, связанный с широкими, пологими деформациями, приводит в условиях трансгрессий эпиконтинентальных морей к накоплению серий отложений, характеризующихся однообразием фаций и большой выдержанностью стратиграфического разреза на обширных территориях. Отсутствие или слабое развитие складчатости и магматизма (за исключением траппового магматизма некоторых синеклиз) служит характерным признаком, который устанавливается легче всего. Но эти признаки не позволяют отличить платформы от миогеосинклиналей (какими были, например, пояса Миллард в западной части США или западный склон Урала в рифее и палеозое) до тех пор, пока миогеосинклиналь не подверглась складчатости. Формации миогеосинклиналей очень близки к платформенным, а площадное распространение однотипных фаций оказывается в них тоже достаточно широким.

Поэтому нередко важное значение приобретает четвертый критерий, первоначально (у Дж. Дэна и Э. Ora) считавшийся главным для выделения геосинклиналей. Данный критерий — это суммарная мощность отложений платформенного чехла, которая на платформах обычно не превышает 6—8 км. Подавляющая часть площади типичных платформ характеризуется мощностью чехла от нуля (кристаллические щиты) до 3—4 км. В то же время в многеосинклиналях, так же как и в эвгеосинклиналях, общая мощность осадочных (а в эвгеосинклиналях — также и вулканогенных) отложений всегда составляет значительно большую величину — от 7 до 20 км. Для всех геосинклиналей характерен длительный период интенсивного прогибания, который сопровождается накоплением этих осадочных толщ.

По Н. М. Страхову, «бросающуюся в глаза особенность платформ сравнительно с геосинклиналями составляют резко уменьшенные мощности их осадков: платформенные отложения в общем в 3—10 раз уступают геосинклинальным» (Страхов, 1948, стр. 247). Весьма характерную особенность геосинклинальных отложений «составляет их обычно громадная мощность, измеряемая тысячами метров для систем и многими сотнями — для ярусов. Эта своеобразная черта их бросилась в глаза исследователям еще с середины прошлого века... Но только Э. Ог (Traité de Géologie, часть II) придал мощности геосинклинальных свит универсальное значение и превратил эту особенность геосинклинальных осадков в диагностический признак геосинклинальных зон вообще» (там же, стр. 244).

Изучение глубинной структуры платформ показывает, что прогибы с большой мощностью отложений (Днепровско-Донецкая и Прикаспийская впадины, окраины Северо-Американской и Африканской платформ у границы с океаном) сильно отличаются по своему глубинному строению от остальных частей платформы. Мощность консолидированной коры (т. е. «гранитного» и «базальтового» слоев) в таких прогибах сокращена в 1,5—2 раза. По своему строению глубокие платформенные прогибы приближаются к таким структурным областям, как внутренняя часть Черного моря или Мексиканский залив, содержащим до 10—16 км ненарушенных осадочных отложений на консолидированной коре сокращенной толщины. Как известно, эти впадины представляют собой современиые геосинклинали, еще не затронутые складкообразованием¹.

Не случайно такие глубокие прогибы на платформах, как Днепровско-Донецкая впадина или прогиб Анадарко, продолжающийся на юговостоке в складчатую систему Уичито, были предметом оживленной дискуссии между сторонниками отнесения пх к платформам и к геосинклиналям (Шатский, 1946б, 1947). На последних тектонических схемах А. А. Богданова и В. Е. Хапна северо-западные части обонх прогибов отнесены к платформам, а юго-восточные, затронутые складчатостью, – к герцинским складчатым геосинклинальным поясам.

Прикаспийская впадина, судя по ее глубинному строению, также не является типично платформенной структурой и по ряду признаков могла бы быть отнесена к миогеосинклиналям, испытавшим прогибание в течение верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя, но пока еще не затронутым складчатостью.

Таким образом, упомянутый А. Д. Архангельским критерий суммарной мощности отложений верхнего структурного яруса, лежащих на нижнем ярусе, т. е. на складчатом или кристаллическом фундаменте («гранитном» слое геофизиков), несомненно должен учитываться при определении границ платформ наряду с другими тремя признаками.

Характерное для платформ двухъярусное строение позволяет подразделять их прежде всего на щиты — области, где фундамент выступает на поверхность или залегает на небольшой глубине (менее 0,5 км), и плиты, обычно характеризующиеся суммарной мощностью отложений платформенного чехла от 0,5 до 3 км, реже до 4—8 км (Текто-

¹ В отношении Черноморской впадины это было определено уже А. Д. Архангельским, по Мексиканскому заливу — М. Кэем (1955).

ническая карта СССР и сопредельных стран. Объяснительная записка. 1957).

Принимая сформулированное А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским определение платформ, мы сосредоточили внимание в своем исследовании только на внутреннем строении и формах поверхности нижнего яруса, т. е. кристаллического фундамента платформ, и притом только на тех платформах, которые принято называть докембрийскими или древними платформами, или кратонами (Архангельский, 1941: Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. Объяснительная записка, 1957; Штилле, 1964; Тектоника Европы, 1964; Яншин, 19656; Муратов, 1966; Шейнманн, 1959; Kober, 1942).

Ограничивая исследования этими рамками, необходимо прежде всего условиться относительно понимания термина складчатый фундамент и определения границ платформ. В тех случаях, когда в состав докембрийской платформы включаются зоны байкальской или ассинтской сладчатости, происходившей в конце протерозоя и завершившейся в самом начале кембрия или немного раньше (Тиман и Печорская низменность в северной части Европейской платформы, юг Сибирской платформы), возникает дилемма, более подробно рассмотренная Ю. А. Трапезниковым в части V. Суть ее состоит в том, слепует ли пислопированные и метаморфизованные породы верхнего рифея (включая вендский ярус) относить к фундаменту платформы, в то время как в соседних частях той же платформы ненарушенные отложения этого возраста несомненно принадлежат к платформенному чехлу.

На наших картах области байкальской складчатости, не испытавшие в позднейшее время (в частности, в кайнозое) значительных глыбовых дислокаций (надвигов, сбросов), включены в состав докембрийских платформ. Изогипсы поверхности фундамента проведены в районах развития байкалид поверх байкальского складчатого комплекса, а на тех участках древних платформ, где имеются недислоцированные рифейские отложения, - под этими отложениями. Таким образом, сохранен принцип двухъярусного деления и обеспечена возможность использования геофизических данных, отбивающих физическую границу уплотненных метаморфизованных пород и пород ненарушенных (платформенного чехла), хотя стратиграфический объем нижнего яруса (фундамента) понимается различно в разных частях платформы.

Историко-геологический анализ показывает, что современные границы докембрийских платформ сильно отличаются от тех контуров, которые имели области докембрийской консолидации (включая байкалиды) в начале кембрия и в позднейшие периоды палеозойской эры и начала мезозоя. Те части первоначальных докембрийских платформ, на которых до наших дней сохранился платформенный режим с его слабо дифференцированным рельефом и более или менее изометричными (а не линейно вытянутыми, как в геосинклиналях) обширными площадями распространения однотипных отложений, представленных в характерных «платформенных» фациях и формациях, можно назвать «сквозными платформами». Их и принято изображать на тектонических картах в качестве докембрийских платформ (Тектоническая карта СССР и сопредельных стран, 1957; Тектоническая карта Евразии, 1966).

Однако несомненно, что первоначальные очертания докембрийских платформ были совершенно иными. С течением времени они подверглись изменению под влиянием разнообразных процессов, связанных в одних случаях с расколом и растяжением материковых глыб, в других — со сжатием.

В настоящее время насчитывается около 20 крупных и мелких докембрийских платформенных массивов материкового типа, отделенных друг от друга послекембрийскими складчатыми поясами или впадинами

323

с океаническим и субокеаническим строением земной коры, в которых отсутствует «гранитный» слой, т. е. складчатый фундамент (см. карты в работах Ю. М. Шейнманна, 1959 и П. Н. Кропоткина, 1964а, 1967).

К крупным платформам относятся: 1) Европейская (Восточно-Европейская, или Русская), 2) Сибирская, 3) Северо-Американская, 4) Китайская (включая Таримский массив), 5) Южно-Американская, 6) Африканско-Аравийская, 7) Индийская, 8) Австралийская, 9) Антарктическая.

К более мелким структурным единицам того же типа принадлежат: 1) Гренландская платформа, 2) платформа Эрия на северо-западе Шотландии, вероятно продолжающаяся в область Фарерских островов и банки Роколл, 3) платформа п-ова Флориды и Багамской банки (частью имеющая, может быть, раннепалеозойский возраст, см. рис. 57), 4) Патагонская платформа, 5) платформа о-ва Мадагаскар, 6) Гиперборейская платформа, которая, по Н. С. Шатскому, занимает район островов Де-Лонга и Восточно-Сибирского моря. Такие обломки докембрийских платформ, как Мадагаскар, банка Сейшельских островов и некоторые части Багамской банки, принято называть микроматериками (Деменицкая, 1967).

Докембрийский фундамент, залегающий на небольшой глубине и покрытый чехлом недислоцированных или неравномерно дислоцированных (в одних местах сильно, в других слабо) палеозойских и мезозойских отложений, составляет также основу ряда срединных массивов. Таковы массивы: 1) плато Колорадо; 2) Колымский (в центральной части; см. Докембрийская тектоника Сибири, 1964); 3) Охотский (к северу от г. Охотска; см. Чиков, 1967); 4) Иранский; 5) Индокитайский; 6) Тибетский (?).

РАСПАД (РАЗДРОБЛЕНИЕ) ПЛАТФОРМ В ОБСТАНОВКЕ РАСТЯЖЕНИЯ

Крупные платформы представляют собой, по выражению А. Борна и А. Д. Архангельского, тектонические «ядра» материков (Архангельский, 1941; Джекобс и др., 1964). На примере Северной Америки, Европы, Сибири и Австралии виден процесс обрастания (с одной или нескольких сторон) этих ядер материков позднейшими нижнепалеозойскими, верхнепалеозойскими и мезозойскими складчатыми поясами. Евразия может рассматриваться как объединение четырех материков (Европейского, Сибирского, Китайского и Индийского), спаянных вместе герцинской и альпийской складчатостями.

Однако, рассматривая перечисленный ряд крупных и мелких платформ и массивов, легко убедиться в том, что таким же или еще более важным геологическим процессом являлось раздробление древних платформ, вероятно связанное с их растяжением, с дрейфом расколотых материковых глыб и с образованием между ними рифтовых морей или даже обширных океанических впадин (Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов; см. Харланд, 1967; Проблемы перемещения материков, 1963; Дрейф континентов, 1966; Пучков, 1964; Кропоткин, 1968; Кгаиз, 1951, 1959; Symposium..., 1965). Начальные стадии этого процесса видны на примере обособления Аравийской и Мадагаскарской глыб, отколотых от основного массива Африканско-Аравийской платформы, и отделения Гренландской глыбы от Северо-Американской платформы, с которой она раньше несомненно составляла единое целое.

Палеогеографические данные (сходство тектоники, стратиграфии докембрия и палеозойско-мезозойского платформенного чехла, общность наземной фауны и флоры и отсутствие каких-либо указаний па существование Атлантического океана в современных его очертаниях вплоть до вачала мела) приводят к выводу, что в палеозое докембрийские платформы всех южных материков и Индии составляли единую крупнейшую илатформу древнего материка Гондваны (Страхов, 1948; Муратов, 1957). В большей своей части он просуществовал до начала мелового периода. Достаточно обоснован вывод о том, что все эти платформы были объединены и границы суши, состоявшей из областей, консолидированных докембрийской или палеозойской складчатостью, продолжались далеко за пределы каждой из современных материковых глыб южного полушария на площадь, занятую сейчас глубоким океаном. В данном вопросе существует полное согласие между сторонниками мобилизма и теми, кто придерживается тезиса о неподвижности континентальных глыб, т. е. фиксизма.

Это положение аргументировано, например, в работах В. В. Белоусова (1955, 1967), Ю. М. Шейнманна (1959), М. В. Муратова (1957), Н. М. Страхова (1948), так же как п в исследованиях сторонников мобилизма — Э. Аргана, С. Бубнова, Э. Крауса (Kraus, 1959), Л. Кинга (1967), Д. Т. Уилсона (Symposium..., 1965), К. Беурлена (Beurlen, 1962), Р. Маака (1963) и др. «Современные материки представляют собой обломки значительно больших древних материков, и угловатые их границы больше соответствуют этой точке зрения» (Белоусов, 1955. стр. 14). «Почти на всем протяжении Атлантической и Индоокеанской окраин Экваториальной и Южной Африки простирания докембрийских толщ разного возраста подходят непосредственно к берегу или к узким молодым прибрежным равнинам под столь крутыми углами, что срезание этих структур прилегающими глубоководными океаническими впадинами не подлежит сомнению. А если к этому прибавить срезание глубинами Инлийского океана герпинской складчатой зоны Южной Африки и усечевие с востока структуры Мадагаскара, весь Африканский материк предстанет перед нами в виде гигантского структурного обрубка. Такими же обрубками являются Индостан и Западная Австралия. В этих случаях нет никаких оснований говорить о разрастании материка от центра к периферии. Совершенно очевидно, что структуры, наблюдаемые в пределах указанных материков, распространялись ранее в разных направлениях. далеко за современные пределы суши» (Белоусов. 1967. стр. 4).

Доказательства прежнего продолжения материковых платформ за контур современной береговой линии дополняются данными о направлении приноса обломочного материала, поступавшего на площадь этих материков с той стороны, где сейчас находится океаническая впадина. Так, например, на побережье Бразилии и Уругвая верхнепалеозойские ледники оставили борозды, по которым видно, что движение льда происходило с востока, со стороны нынешней Атлантики. Ледники принесли огромное количество валунов горных пород, неотличимых от докембрийских пород Южной Африки. В некоторых случаях это такие породы, которые имеются в Африке, но отсутствуют в разрезах Бразильского щита (Кропоткин, 1960; Маак, 1963).

Прежняя территориальная близость Южно-Американской, Африканско-Аравийской, Индийской, Австралийской и Антарктической платформ аргументируется также на основании палеоклиматических и палеомагнитных данных и сходства стратиграфического разреза, флоры и фауны палеозоя, триаса и юры всех этих платформ. Говоря об этом сходстве разрезов, Ю. М. Шейнманн вслед за А. Дю-Тойтом подчеркнул, что «свиты капской системы в Южной Африке протягиваются на другой берег Атлантики (на Фолклендские острова и в Аргентину) почти без изменений... Того же типа соотношения в отложениях верхнего палеозоя и нижнего мезозоя этих областей (Карру — в Африке, лафонийская система Фолкленда, Санта-Катарина — в Бразилии) не менее поразительны. И для этих случаев можно проследить свиты через Атлантический океан, наметить по обе его стороны существование аналогичных фациальных зон и т. д. Не столь близки, но во всяком случае заслуживают



Рис. 64. Совпадение контуров материкового склона Атлантического океана по изобате 910 м = 500 морских саженей (Continental drift, 1965)

внимания связи Африки с Индией и в меньшей степени с Австралией» (Шейнманн, 1959, стр. 2).

В последнее время выяснилось большое сходство в строении докембрия Южно-Американской и Африканско-Аравийской платформ, а также Юго-Восточной Африки, Мадагаскара п Индии. Выявлено много общего в строении Индии и западной половины Австралии (Ahmad, 1960), а также Австралии и Антарктиды (Ушаков, Хаин, 1965).

Основываясь на сходстве геологического строения и совпадении контуров материковых глыб, расположенных на противоположных сторонах Атлантического и Индийского океанов, некоторые авторы (Дж. Буллард, Р. Дитц, Л. Кинг и др.) предлагают хорошо обоснованные реконструкции, в которых докембрийская платформа Гондваны образует единое целое. Обрубленные докембрийские складчатые пояса при этом приобретают необходимое единство (рис. 64). Наблюдаемое в иных местах, например в районе дельты р. Нигер, несоответствие контуров изобат материкового склона можно объяснить как результат накопления осадков и вулканических продуктов, происходившего в течение верхнего мела и кайнозоя после раздвигания материковых глыб (Stoneley, 1966).

Специалисты, изучавшие абсолютную геохронологию и разрезы Африки, Бразнлии и Уругвая (Melcher a. o., 1967; Hurley a. o., 1967), отмечают, что если континенты совмещены в реконструкции, предшествовавшей дрейфу, то бросаются в глаза следующие корреляции. Орогеническая область Карири (с возрастом, близким к 550 млн. лет) Северо-Восточной Бразилии точно соответствует по возрасту и по простиранию структур региону, затронутому панафриканским орогеническим циклом в Нигерии и на соседних территориях. Ее западная граница около г. Сан-Луис совпадает с соответствующей западной границей Панафриканского орогенического региона.

К западу от этой границы на обоих континентах породы имеют одинаковый возраст — примерно 2000 млн. лет. Далее к западу, на Гвианском щите Венесуэлы, некоторые определения, близкие к 3000 млн. лет в комплексе Иматака, оказываются аналогичными подобным же определениям в серии пород, найденных в Западной Либерии.

Наложенным на упомянутые области, характеризующиеся возрастом пород около 2000 млн. лет, оказывается в Западной Африке и Северной Бразилии пояс панафриканского возраста, который уходит от берегов Либерии и входит в Бразилию около устья р. Амазонки.

- 1 перекрытие изобат или промежуток между ними (с глубинами 0,91—2 км);
- 2 перекрытие изобат, связанное с накоплением верхнемеловых и кайнозойских осадочных отложений (в дельте р. Нигер, в Девисовом проливе) и вулканических пород, происшедшим после предполагаемого раздвигания материков;
- э границы тектонических зон (по А. А. Богданову, Ю. М. Пущаровскому,
 Э. Краусу, Дж. Миллеру, У. Кардани и др.);
- 4 синеклизы, выполненные отложениями верхнего карбона, перми и триаса, а также траппами верхнего триаса — нижней юры, аналогичными на материках Южной Америки и Африки;
- 5 палеомагнитные широты пермского периода, определенные на основании оста-

точной намагниченности пород Северной Америки, Гренландии, Европы, Африки и Южной Америки

- П докембрийские платформы (цифрами обозначены комплексы с преобладанием интрузивных пород следующего возраста:
- 1 от 2,8 до 2,3 млрд. лет,
- 2 от 2,0 до 1,5 млрд. лет,
- 3 от 1,2 до 0,9 млрд. лет,
- 4 от 0,65 до 0,5 млрд. лет);
- К каледониды;
- Г герциниды;
- М верхнепалеозойские мезозойские складчатые системы (капиды Южной Африки и др.);
- А области ларамийской и альпийской складчатости



Рис. 65. Схема строения земной коры на профилях через грабен Красного моря (а) и Днепровско-Донецкую впадину (б)

- 1 осадочные породы платформенного чехла;
- 2 докембрийский кристаллический фундамент — «гранитный» слой;
- 3 промежуточный «базальтовый» слой;
- 4 мантия,

- 5 кривая аномалий Буге и предполагаемое расположение поверхности Мохоровичича;
- 6 сбросы;
- 7 направление растягивающих усилий при образовании грабенов

К югу от орогенической области Карири древний массив р. Сан-Франсиску доходит до берега около г. Салвадор (13° ю. ш., 38° з. д.) и имеет возраст не менее 1800 млн. лет. Ему соответствуют в Габоне, на противположной стороне океана, породы подобного же возраста. Наконец, пояс Дамара в Юго-Западной Африке (с возрастом, близким к 500 млн. лет), который обрывается у берегов Африки, находит себе аналогию в породах такого же возраста, принадлежащих к орогеническому поясу Параиба в Восточной Бразилии.

Совпадение простираний в докембрийских толщах обеих платформ читатель может видеть на схемах, опубликованных Р. Пфлюгом и др. (Пучков, 1965; Кропоткин, 1962, 19646, 1968).

Таким образом, описанная в нашем обзоре Африканско-Аравийская платформа представляет собой отторгнутую часть гораздо более крупной докембрийской материковой плиты, продолжавшейся на западе во Флориду и Южную Америку, а на востоке и на юге — в пределы Иядийской платформы и Антарктиды. Система сейсмически активных сбросов в рифтовой зоне Восточной Африки показывает, что процесс раздробления Гондваны продолжается и в настоящее время.

Последовательные этапы изменения структуры земной коры при таком раздроблении платформ видны из сравнения профилей глубинного сейсмозондирования, проведенных поперек грабена Днепровско-Донецкой впадины, в Красном море, Аденском заливе и от берегов Кении до Сейшельских островов (рис. 65, 66). Сбросы по краям прогиба и уменьшение толщины «гранитного» и «базальтового» слоев в средней части Днепровско-Донецкой впадины (Борисов, 1967), по-видимому, соответствуют ранней стадии раздробления коры в зоне растяжения. В Красном море и Аденском заливе в осевой части грабена уже наблюдается полный разрыв коры с подъемом поверхности подкорового слоя и внедрением магматических тел основного или ультраосновного состава (Symposium... 1965).

Разрез от берегов Кении до Сейшельских островов, сложенных на поверхности гранито-гнейсами и кристаллическими сланцами докембрия (с возрастом 600 млн. лет), иллюстрирует дальнейшую стадию разобщения платформенных блоков. На западе этот профиль легко дополнить. обратив внимание на то, что докембрийский кристаллический фундамент выступает на поверхность в 100 км от берега Кении, а вдоль берега около г. Ламу проходит узкая полоса гондванских (Р-Т) и кайнозойских отложений. Видно, что на коротком расстоянии поверхность «гранитного» слоя, т. е. кристаллического фундамента, быстро погружается в сторону Аравийской впадины Индийского океана. Одновременно мошность осадочных отложений, накопившихся на окраине континента, возрастает до 15 км. Аравийская впадина имеет океанический тип строения земной коры, но на Сейшельских островах толщина коры возрастает по 33 км и снова обнаруживается хорошо развитый «гранитный» слой. Банка Сейшельских островов, так же как и другие «микроматерики», ограничена хорошо выраженным, довольно крутым материковым склоном. На таких структурах, как правило, наблюдается характерный для материков «гранитный» слой (Деменицкая, 1967).

Процесс раздробления микроконтинентов, уменьшения толщины коры и выклинивания «гранитного» слоя в обстановке растяжения изображен на рис. 67. Аналогичный характер имеет выклинивание материковой структуры у край крупных континентальных глыб по берегам так называемого атлантического типа. При этом в структуре зоны материкового склона нередко набчюдаются параллельные береговой линии крупные



гис. 66. Профиль, показывающий по данным сейсмозондирования и поверхностной геологии строение земной коры от района Порт-Ламу в Восточной Африке (1,6° ю. ш.) до Сейшельских островов (Francis a. o., 1866)

Условные обозначения — см. на рис. 65. Точками выделены неуплотненные осадочные породы, главным образом четвертичного возраста, под которыми залегают отложения кайнозоя (Кz), мела (Сг), юры (J), а также отложения, вероятно относящиеся к гондванской серии Карру (Cs, P, T). Цифры показывают скорость распространения продольных волн (в км/сек), а стрелки — возможное направление растяжения при образовании океанической впадины. Над профилем даны кривые напряженности магнитного поля и силы тяжести (аномалии в свободном воздухе)



Рис. 67. Схема сокращения толщины небольшой материковой глыбы («микроконтинента») при растяжении (в границах О и G). Гранитный слой раскалывается с образованием сбросов; нижние нагретые слои коры подвергаются пластической деформации

- 1 осадочные слои;
 2 фундамент «гранитный» слой;
- 3 метаморфические породы основного со-
- става «базальтовый» слой;

- 4 мантия;
- 5 базальтовые лавы новообразованного дна океана;
- 6 молодые осадочные породы



Рис. 68. Профили (по данным бурения и сейсмозондирования преломленными волнами) восточного побережья США и соседних частей Атлантического океана (40 и 30° с. ш.; Drake, 1966)

Условные обозначения — см. на рис. 65 Цифрами 1—5 на нижнем профиле обозначены:

- черные сланцы;
- 2 кварцито-песчаники и сланцы;

- 3 кварцитовые песчаники;
- 4 диабазы и обломочные породы (триас?);
- 5 -- вулканические породы.

Цифры, выделенные курсивом, показывают скорость распространения продольных волн (в км/сек) сбросы, глубокие троги на поверхности фундамента, заполненные осадочной толщей мощностью до 8 км (например, у восточного побережья США; см. Ажгирей, 1967; Continental margins..., 1966), и гребнеобразные выступы фундамента, покрытые менее мощным осадочным чехлом. Такие гребни и неровности можно интерпретировать как результат изображенного на рис. 67 запрокидывания сбросовых клиньев у края Материковой глыбы, оползающих под действием гравитации и под влиянием растяжения нижних слоев коры. Так как в «базальтовом» слое коры температура достигает 200—500°, деформации растяжения в нем могут иметь в значительной мере пластический характер¹.

Профили у восточных берегов Африки (см. рис. 66), Северной и Южной Америки (рис. 68) иллюстрируют изменение структуры земной коры у берегов атлантического типа. Такое резкое изменение связано, по мнению Б. Гутенберга (1963), Б. Хейзена, Д. Т. Уилсона, Э. Булларда и многих других геофизиков, с разрывом и раздвиганием материковых глыб. Микроматерики типа Сейшельских островов рассматриваются как осколки более крупных платформ, отодвинутые в процессе дрейфа (например, при перемещении Индийской платформы, отколотой от Африки).

СКЛАДЧАТЫЕ ДЕФОРМАЦИИ ОКРАИН ПЛАТФОРМ

Противоположный характер имеют процессы, также приводящие к изменению границ докембрийских платформ, но связанные не с растяжением, а со сжатием, складчатостью и надвигами. В одних случаях, как на Китайской платформе и в юго-восточной части Сибирской или в западной части Северо-Американской платформы, такая переработка выражена не очень сильно и приводит к образованию характерной «платформенной» (германотипной, глыбовой, прерывистой) складчатости. В отличие от геосинклинальной (альпинотипной, полной) складчатости такая складчатость обычно характеризуется массивными формами, отсутствием мелких складок высшего порядка и сравнительно небольшими $(0-20^\circ)$ углами наклона крыльев складок. Крутые углы падения наблюдаются вблизи разломов; широко развиты как взбросы, так и сравнительно пологие надвиги с перемещением до $3-10 \ \kappa m$ (например, в Южном Китае и в западной части Северо-Американской платформы, где они проверены бурением; см. рис. 60, 61, 69).

В других случаях, как, например, на Иранском срединном массиве и в примыкающих к нему частях альпийской складчатой зоны Ирана и Турции, наблюдается более значительная переработка основания. Участки с почти ненарушенным платформенным чехлом, который начинается отложениями верхов рифея — низов кембрия и заканчивается верхнепалеозойскими и мезозойскими отложениями, перемежаются в пространстве с участками и зонами более ингенсивных складчатых дислокаций, сопровождаемых надвигами, сдвиговыми смещениями и пр. Местами наблюдаются зоны с типичной альпинотипной складчатостью. В то же время удивительная выдержанность стратиграфического разреза на общирной площади от хребтов Загрос и Тавр до южных районов Закавказья и формационные особенности чехла, сложенного в значительной части карбонатными платформенными формациями палеозоя, с несомненностью доказывают платформенный характер режима, существовавшего здесь в течение палеозоя (Штеклин, 1966).

Как и Китайская платформа, которая на протяжении миллнарда лет — со среднего рифея до начала мелового периода — подвергалась

⁴ С повышением температуры коэффициент вязкости уменьшается, а пластичность . (обратная величина) соответственно возрастает.



Рис. 69. Профили в восточной части Китайской плафтормы, относящейся к КНДР (Кропоткин, Ро Су Вон, 1966). Деформации фундамента и складчатость чехла произошли в мезозое (T—Cr_i); сбросы у р. Чхончхонган являются более поздними (поздний мел — палеоген).

- 1 кристаллический фундамент граниты, гнейсы, кристаллические сланцы (архей — нижний протерозой);
- 2 верхнепротерозойские отложения;
- 3 нижнепалеозойские отложения (Ст. О2);
- 4 верхнепалеозойские (С₂ Р₂) и нижнетриасовые (Т₁) отложения;
- 5 интрузии гранитоидов хесанского комплекса (Р₂ — Т₁);
- 6 интрузии гранитоидов танчонского комплекса (Т — J);
- 7 мезозойские (Т₃ Сг) и третичные отложения;
- 8 надвиги, взбросы, сбросы.

Вертикальный и горизонтальный масштабы одинаковы

лишь слабым эпейрогеническим колебаниям, Иранский массив, по-видимому, долго не обнаруживал никаких «аномалий» в своем развитии. На складчатом основании, консолидированном верхнепротерозойской (байкальской) и более ранней складчатостью, в течение полумиллиарда лет спокойно формировались пологие платформенные структуры, связанные с эпейрогеническими колебаниями.

Однако в середине мезозоя как Китайская платформа, так и Иранский массив оказались вовлеченными в зону интенсивного сжатия, сопровождавшегося образованием складок, надвигов, шарьяжей и увеличением толщины земной коры. Китайская платформа была зажата в треугольнике между тремя активными орогеническими поясами — Гималайским (Тетис), Тихоокеанским и Тянь-Шаньско-Монголо-Охотским. Иранский массив, как уже было показано в работах Э. Аргана (1935) и Р. Штауба (1938), был втянут в еще более интенсивные дислокации, которые сопровождались крупными шарьяжами.

Шарьяжные чешуи были сформированы главным образом в результате сжатия эвгеосинклинальных трогов, существовавших по краям Иранского и Анатолийского массивов. Позже эти троги были раздавлены с образованием огромных поясов тектонической брекчии, состоящей из зеленокаменных и кремнистых пород, основных эффузивов и ультраосновных интрузивных пород офиолитовой формации (Пейве, 1969).

Еще более интенсивному смятию подверглась северная окраина Индийской платформы. Все геологи, изучавшие Гималан (Д. Оден, Д. Вадия, А. Гейм, А. Гансер и др.), подчеркивают широкое распространение шарьяжно-надвиговых структур в их строении и объясняют это перемещением Индийской платформы, ее поддвиганием под формировавшееся складчатое сооружение при движении на север (Кришнан, 1954). Надвиги перемещались в общем по слабо наклоненным поверхностям снизу вверх, т. е. против силы тяжести, и имели амплитуду горизонтального перемещения в 50-100 км и более (Гансер, 1967; Кропоткин, 1965). Благодаря интенсивному сжатию вкрест простирания складчатых структур толщина коры в области Гималаев оказалась увеличенной в 2 раза по сравнению с обычной толщиной материковой коры, т. е. до 70-80 км (Гурарий, Соловьева, 1963; Сажина, Грушинский, 1966). Ориентировка напряжений в очагах землетрясений Гималаев, Гиндукуша п Памира показывает, что сжатие господствует здесь в коре и мантии до глубины 250 км (Балакина и др., 1967). Такое утолщение коры и сокращение площади складчатой зоны, по-видимому, происходило как за счет глубинной пластической деформации, так и за счет нагромождения надвиговых чешуй друг на друга и на поддвигавшуюся под них платформу.

При этом оказывается, что в большей части Гималаи представляют собой не геосинклинальное складчатое сооружение, а сколотую в виде пологих «ломтей» окраинную часть Индийской платформы (рис. 70). В строении Гималаев различают (с юга на север) три параллельные зоны — Нижние Гималаи, Высокие Гималаи и Гималаи Тетис, охватывающие северный склон хребта и верховья р. Инд. Две первые зоны по характеру стратиграфического разреза принадлежат к Индийской докембрийской платформе и составляли ее северную часть вплоть до начала неогена. Только третья, северная зона состоит из смятых в складки отложений, сформировавшихся в геосинклинальном прогибе океана Тетис с кембрия до начала кайнозол.

«Кристаллические породы Нижних Гималаев, — подчеркивает А. Гансер, — и их осадочный чехол, принадлежащий к позднему докембрию, с фрагментарными остатками гондванских отложений (тиллитов), напоминают породы Индийской платформы. Геосинклинальные отложения здесь отсутствуют.



Рис. 70. Профили через Гималаи — от Гималаев Пенджаба (77—79° в. д. — верхний профиль) до Восточных Гималаев (около 89° в. д. в нижней части чертежа). Вертикальный и горизонтальный масштабы одинаковы. Стрелками указано поддвигание Индийской платформы и Тибетского массива под складчато-глыбовое сооружение Гималаев и взаимное перемещение надвиговых чешуй (Gansser, 1966)

- 1 докембрийский фундамент;
- 2 -- граниты Трансгималаев;
- 3 офиолитовые породы, связанные с глубинным разломом линии р. Инд;
- 4 зоны гранитизации (турмалиновые граниты);
- 5 гнейсы, мигматиты;
- 6 метаморфические сланцы (возможно, по платформенным отложениям рифея и нижнего палеозоя);
- 7 отложения рифея и нижнего палеозоя платформенного типа (зона Цижних Гималаев);
- 8 отложения рифея и нижнего палеозоя геосинклинали Тетис;
- 9 отложения верхнего палеозоя и мезозоя геосинклинали Тетис;
- 10 третичные отложения

Базальные кристаллические надвиговые чешуи Высоких Гималаев также аналогичны породам, характерным для этой платформы. И только далее к северу располагаются отложения геосинклинали Тетис.

Этот факт показывает, что бо́льшая часть Гималайского хребта состоит из материала кристаллического щита (платформы), который был надвинут на платформу или, вернее, перемещен при поддвигании главной массы Индийской платформы, дрейфовавшей к северу. Бо́льшая часть крупнейшего горного хребта земного шара образовалась не по «классической геосинклинальной теории». Только вдоль линии верховьев р. Инд были более глубоководные морские осадки, отложившиеся в геосинклинальном бассейне, который к настоящему времени полностью исчез в результате орогенических процессов» (Gansser, 1966, стр. 842—843). Таким образом, прежние границы Индийской докембрийской (и дорифейской) платформы проходили значительно севернее той линии, которая сейчас принимается за ее ограничение у подножия Гималаев.

Кроме подобных случаев, когда край платформы раздроблен и превращен в складчато-глыбовое горное сооружение, имеется ряд примеров перекрытия окраин платформы надвинутыми на нее геосинклинальными складчатыми комплексами. Погребенное под ними продолжение докембрийского фунламента иногла удается проследить по характеру магнитных аномалий, сохраняющих то же простирание, что и в ближайших частях платформы. Так, например, восточный край фундамента Европейской платформы прослеживается на 50-100 км под мпогеосинклинальным складчатым палеозоем западного склона Урала вплоть лохр. Уралтау, т. е. до границы мио- и эвгеосинклинальных палеозойских зон Урала. Такое же погружение под налвиги и складчатые комплексы палеозоя доказано бурением на западном склоне Южных Аппалач --см. рис. 57 (Роджерс, 1968). Фундамент Сибирской платформы прослеживается под палеозоем и мезозоем Верхоянского хребта не менее чем на 80 км к востоку от тех границ платформы, которые обычно фигурируют на тектонических картах (Симоненко, Толстихина, 1965). Глубина, на которую в этих случаях погружен фундамент, составляет около 6-10 км. Значительные перекрытия фундамента позднейшими надвигами предполагаются в каледонидах. Скандинавии и на востоке Индийской платформы (хр. Аракан Иома).

Следовательно, анализ имеющихся данных о современных и первоначальных границах докембрийских платформ (кратонов) показывает, что нынешние их контуры сильно отличаются от прежних из-за раздробления в обстановке растяжения, а также в результате позднейшей складчатости, переработавшей структуру многих окраин платформ.

Известная схема обрастания древнейших консолидированных ядер кратонов — складчатыми сооружениями более молодого возраста, описанная в работах А. Д. Архангельского (1941), Д. Т. Уилсона (Джекобс и др., 1964), оказывается неверной.

Из девяти имеющихся крупных платформ только Европейская с ее складчатым обрамлением, состоящим из байкалид, каледонид, герцинид и альпид, формировалась по классическому рецепту и сохранила свои первоначальные контуры почти в полной неприкосновенности. Северо-Американская платформа приближается к такому же типу развития. Но, как мы видели (часть V), на западе она подверглась раздроблению, при котором сначала, вероятно в обстановке растяжения, от нее был отколот крупный кусок — массив плато Колорадо, а затем, уже в обстановке сжатия, этот массив и край платформы претерпели скалывание с образованием ряда надвиговых чешуй (Шатский, 1947). На севере платформа также была расколота, и ее Гренландская часть отодвинулась с образованием впадины моря Баффина и Девисова пролива (Пучков, 1964; The History of Earth's crust, 1968). Сибирская платформа в докембрии, по-видимому, продолжалась далеко на восток и включала в себя районы Охотского массива и, возможно, Колымского, Омолонского и др. В системе мезозоид между более интенсивно смятыми зонами Верхоянского хребта и хребтов Черского и Тас-Хаяхтах протягивается выделенная еще в 1936 г. зона ослабленных дислокаций (Кропоткин, Шаталов, 1936). Эта зона лежит на продолжении Охотского массива и охватывает бо́льшую часть бассейна р. Яны. Как показали исследования К. Я. Спрингиса и других геологов, особенности тектоники Яно-Охотской зоны связаны с близостью складчатого фундамента (Докембрийская тектоника Сибири, 1964).

В первой половине палеозоя, по-видимому, произошли растяжения, в результате которых обломки первоначально более крупного кратона были отодвинуты к востоку, а между ними образовались геосинклинальные прогибы. Крупный прогиб сформировался в зоне разрывов, возникшей между нынешним восточным краем Сибирской платформы и Яно-Охотским блоком, отколотым от нее и перемещенным к востоку. В этом прогибе накопились мощные серии верхнепалеозойских и мезозойских отложений Верхоянского хребта, Сетте-Дабана и Джугджура. Аналогичным образом между Яно-Охотским блоком и Колымским массивом образовался другой крупный геосинклинальный прогиб. Несколько прогибов возникло между Колымским массивом и массивами Тайгоносским, Омолонским и Чукотским, смещенными еще дальше от центра платформы.

Позже, в основном в меловом периоде, наступила эпоха сжатия, при которой в первом прогибе сформировались складчатые сооружения Верхоянского хребта и Сетте-Дабана, во втором — складчатость Иньяли-Дебинской зоны и хр. Тас-Хаяхтах. Складчатые зоны различной ориентировки сцементировали Колымский массив с мелкими массивами, располагавшимися к северу и востоку, и с массивом Гиперборейской платформы (островов Де-Лонга). Байкалиды южной окраины Сибирской платформы были вовлечены в мезозойскую и кайнозойскую складчатость Монголо-Охотского пояса с образованием таких структур, как Ангарский надвиг.

Таким образом, Сибирская платформа в ее современных границах сформировалась гораздо более сложным путем, чем предполагается по гипотезе последовательного зонального обрастания. Первоначальные размеры кратона, включая его переработанные окраины (Саяны, Енисейский кряж, возможно, Таймыр и массивы Северо-Восточной Сибири, вплоть до Чукотки), были почти в 2 раза больше, чем нынешняя площадь платформы.

Как мы видели, еще меньше общего с теорией зональных пристроек имеет реальная история всех гондванских платформ — Южно-Американской, Африканско-Аравийской, Индийской, Австралийской и Антарктической. В большинстве случаев позднейшие припаянные к ним складчатые пояса наблюдаются только с одной стороны, а сами кратоны представляют собой, по удачному выражению В. В. Белоусова, структурные обрубки.

Отсюда ясно, что теория последовательного зонального обрастания платформ, предполагающая сохранность контуров первоначального массива, консолидированного докембрийской складчатостью (Архангельский, 1941; Хаин, 1962), не отражает общих закономерностей. Ее популярность была связана, вероятно, с тем, что первые геотектонические теории разрабатывались на материале, касающемся наиболее изученных материков — Европы и Северной Америки. А именно здесь находятся те две платформы, обрамление которых действительно формировалось путем зональных пристроек.

Недостаточной оказывается и тесно связанная с этой теорией гипотеза постепенного разрастания взаимонеподвижных материков, которой в 50-х годах отдали дань Дж. Т. Уилсон, В. А. Магницкий, Е. Н. Люстих и П. Н. Кропоткин. Согласпо этой гипотезе предполагалось, что контуры континентальных платформ полностью определяются тем, что материковая кора растет по мере поступления гранитных, андезитовых и базальтовых магматических дериватов из мантии Земли; такой подъем магмы происходит особенно интенсивно в процессе складчатости и горообразования. В настоящее время ясно, что на этот генеральный процесс роста земной коры накладывается другой, не менее важный для тектоники процесс — латеральное перемещение блоков коры с нагромождением и утолщением корового материала в одних областях (в складчатых поясах) и разрывом и утонением коры при образовании океанических впадин — в других (Кропоткин, 1964б; Т. Wilson, 1963; Symposium..., 1965).

ГЕТЕРОГЕННОСТЬ И ВОЗРАСТ ФУНДАМЕНТА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Очерченное выше более полное понимание геотектонического процесса проливает свет и на внутреннюю структуру докембрийских платформ, описанную в I части монографии на примере Европейской. Сибирской и Северо-Американской платформ. Как было показано уже 10 лет назад Ю. М. Шейнманном в его интересном обзоре строения докембрийских платформ, все они являются гетерогенными образованиями, своего рода гигантскими тектоническими брекчиями, состоящими из обломков еще более древних складчатых поясов, обрубленных при образовании геосинклиналей и сцементированных, спаянных позднейшими складчатыми поясами докембрийского возраста. «В пределах древних платформ хорошо вылеляются области складчатости. ничем существенным не отличающиеся от существующих в наши дни складчатых поясов... Древние пояса сдабо или совсем не сказываются в позднейших движениях и структурах. Только изредка наиболее молодые из них сохраняют некоторую долю остаточной тектонической активности и молодые тектонические движения еще в какой-то мере приспосабливаются к их древним структурам.

Внутри цоколя платформ перекрещиваются и срезают одна другую древние структуры так же, как срезают их современные складчатые пояса. Таковы отношения между дхарварской и восточногхатской структурами, вероятно, также — сатпурской и гхатской (в Индии. — П. К.); пояс Мозамбика таким же образом срезает древние складки Танганьики и т. д. ... Сохранившиеся внутри современных платформ обломки более древних платформ есть только остатки более крупных образований и не могут рассматриваться как какис-то первичные ядра, вокруг которых нарастали платформы» (Шейнманн, 1959, стр. 42, 50).

Многократное обновление тектонического плана Ю. М. Шейнманн видел в процессах раздробления, при которых между сохранившимися без изменения участками мощной коры возникают зоны глубокого погружения. «Мощная сиалическая кора их исчезает, утоняется, и на их месте развиваются геосинклинальные области, в дальнейшем превращающиеся в складчатые пояса» (там же, стр. 52, 53). Такой же процесс обновления, но в близкие нам эпохи, Ю. М. Шейнманн видит в образовании мезозойско-кайнозойских океанических впадин между разобщенными частями Гондваны, считая эти впадины предшественниками будущих геосинклиналей.

Близкие представления о структуре цоколя докембрийских платформ развивал М. В. Муратов. Он выделяет сформировавшиеся благодаря гранитизации осадочных пород и другим процессам древнейшие платформенные образования — протоплатформы; они возникли 2,0—2,5 млрд. лет назад. В составе этих протоплатформ в свою очередь выделяются нуклеарные ядра. «Протоплатформы, вероятно, охватывали значительные пло-

щади древних платформ, но сохранились только в виде отдельных массивов, разделенных полосами более молодых складчатых систем» (Муратов, 1965а, стр. 22). В качестве примеров протоплатформенных массивов приводятся древнейшие массивы Канады, Южной Африки, Украинско-Воронежский массив на юге Европейской платформы и массивы Северной и Центральной Африки, Австралии и Бразилии. Ссылаясь на выводы Е. В. Павловского и М. С. Маркова, М. В. Муратов (1965, стр. 22) принимает, что протоплатформы, возникшие на ранних этапах развития земной коры, обладали рядом особенностей, отличивших их от древних платформ. Покрывающий их осадочный чехол иногда подвергался региональному метаморфизму (фация зеленых сланцев), был местами смят в складки и деформирован огромными гнейсо-гранитными куполами. а также прорван интрузиями гранитоидов. В дальнейшем в протерозое протоплатформы распадались на фрагменты, разделенные наложенными геосинклинальными трогами, и затем как отдельные массивы вошли в состав гетерогенного фундамента древних платформ».

М. В. Муратов (опираясь на работы Р. А. Гафарова и других исследователей) считает, что на платформах северного полушария «система геосинклинальных прогибов карелид и свекофеннид наложилась на протоплатформенное основание и разделила его на блоки. После карельской и свекофеннийской складчатости и формирования соответствующих интрузий возникшие складчатые системы карелид и свекофеннид соединили более древние глыбы и образовали сложный по своему строению остов древней платформы» (там же, стр. 22).

Такую же роль, какую сыграла карельская и свекофеннийская складчатость в окончательном оформлении докембрийских платформ северного полушария, на юге, в пределах Гондваны (в особенности в Африке и Южной Америке), сыграла позднепротерозойская (рифейская) складчатость байкальского цикла с возрастом 500—600 млн. лет (Штрейс, 1964; Шейнманн, 1959).

Повторные раздробления древнейших платформенных образований с возникновением геосинклинальных трогов или грабенов и последующим смятием накопившихся в них отложений подчеркивает и В. Е. Хаин. Так, например, говоря об архейской истории Африки, он отмечает: «Как это наиболее типично выражено в Туарегском массиве Центральной Сахары, сугарийские образования залегают в огромных грабенах между глыбами фарузийских пород, отличаясь меньшим метаморфизмом. Создается впечатление, что к началу позднего архея (около 2,2 млрд. лет назад. П. К.) в Северо-Западной Африке возникла довольно большая платформа, но почти тут же она подверглась раздроблению на отдельные глыбы, разделенные более узкими рвами. Современные эшархейские ядра древних платформ представляют собой лишь уцелевшие после предпротерозойского раздробления обломки этих гигантских платформ. Это доказывается упоминавшимся уже выше фактом несогласного срезания внутренних структур эпиархейских ядер контурамы окружающих их более поздних, протерозойских, геосинклинальных поясов» (Хаин, 1962б, стр. 16, 17).

Как мы видели (часть II), в магнитном поле платформ отражаются основные особенности тектоники фундамента, и это в сочетании с данными бурения позволяет производить тектоническое районирование не только по обнаженной площади кристаллических щитов, но и по территории плит, покрытых платформенным чехлом. Такой анализ подтверждает представление о гетерогенности докембрийских платформ, о многократных процессах раздробления более древнего фундамента и о последующей цементации его глыб после завершения складчатости в позднейших докембрийских геосинклинальных трогах, пролегавших между этими глыбами. Первый тип крупных структурных элементов фундамента докембрийских платформ составляют массивы древнейших «нуклеарных» образований архея, которые характеризуются сложным мозаичным магнитным полем, состоящим из неправильных по своим очертаниям или изометричных положительных и отрицательных аномалий ΔT , обычно не очень высокой интенсивности. Таковы массивы гнейсов архея Балтийского щита (Беломорский, Центрально-Финляндский, Южно-Шведский), массив древнейших гнейсов Среднего Приднепровья (2,6—3,6 млрд. лет), бо́льшая часть массива оз. Верхнего на Канадском щите, сложенного зеленокаменными породами серии Киватии и гранитами, массив Йеллоунайф в северо-западной части того же щита и Алдано-Тимптонский массив архея на Сибирской платформе. Эти особенности магпитного поля связаны со спецификой тектоники архейских массивов — отсутствием выдержанной ориентировки простирания складчатых структур, их брахиформностью, развитием гранито-гнейсовых куполов.

На основании магнитных данных Р. А. Гафаров выявил аналогичные древние массивы, погребенные под осадочным чехлом (продолжение Беломорского массива на р. Северной Двине, Новгородский массив, Мазовецкий и Локновский массивы в Прибалтике и Польше, Окско-Волжский, Альметьевский и Красноуфимский массивы в Поволжье). Петрографические особенности пород, встреченных в скважинах, в общем согласуются с таким районированием. Менее уверенно намечаются крупные массивы такого же типа под Прикаспийской впадиной и Тунгусской синеклизой.

Архейские массивы часто имеют угловатые очертания. Они отделены друг от друга зонами более интенсивных полосовых аномалий, соответствующих складчатым системам, возникшим в нижне- и среднепротерозойских геосинклинальных трогах. Эти геосинклинали заполнялись главным образом эффузивно-туфовыми комплексами основного и среднего состава, преобразованными затем в зеленокаменные породы. Нередко с ними связаны железорудные формации Джеспилитов.

Полосы вулканогенно-осадочных складчатых образований нижнего и среднего протерозоя выделяются в Кольско-Кейвском и Печенгско-Варзугском зеленокаменных синклинориях, в полосе карелид восточной части Балтийского щита, свекофеннид Финляндии и средней Швеции, в Онего-Вагской, Валдайской, Псковской, Московской, Камско-Вятской, Мезенско-Вычегодской и Рязано-Саратовской зонах погребенных карелид, в Висленско-Днестровской зоне юго-западной части Европейской платформы, в Криворожско-Кременчугском синклинории, в нескольких узких синклинориях зоны Курских аномалий и, возможно, в Южно-Эмбенской зоне у южного края платформы.

На Канадском щите посреди мозаичного магнитного поля, характеризующего древний архейский массив оз. Верхнего, отчетливо выделяются линейные магнитные максимумы, связанные с узкими шовными прогибами, заполненными вулканогенными и железорудными толщами серии Тимискаминг (Марков, 1964). Пенокенская складчатая зона (с железорудными толщами серии Гурон) на юге щита и Лабрадорский геосинклинальный трог, деформированный гудзонской складчатостью протерозойского возраста, аналогичны карелидам Европейской платформы по времени консолидации (приблизительно) и по структурным соотношениям с древними массивами архея.

Перечисленные зоны карелид, свекофеннид и их аналогов представляют собой второй характерный тип крупных структурных единиц, входящих в состав фундамента докембрийских платформ.

Третий тип структур образуют широкие древние геосинклинальные («протогеосинклинальные») системы, в которых ориентировка складок и полосовых магнитных аномалий выдержана на обширной площади как вкрест, так и по простиранию структур. Таковы Анабаро-Алданская система, охватывающая почти всю восточную половину Сибирской платформы, и зона Черчилл на Канадском щите. Зона Гренвилл, протягивающаяся по юго-восточному краю Канадского щита, несет черты как первого, так и третьего из выделенных типов структур. Она характеризуется чередованием участков мозаичного поля, связанных с древними гнейсами, и полос линейных аномалий, связанных с протерозойской складчатостью, происходившей 1,0—1,1 млрд. лет назад и переработавшей более древний фундамент.

Складчатые системы байкалид, состоящие из дислоцированных эв- и миогеосинклинальных отложений среднего и верхнего протерозоя (ръфея), обычно также несогласно срезают простирание более древних структур, как карелиды и свекофенниды обрезают края архейских массивов. Так, например, Анабаро-Алданская протогеосинклинальная складчатая система обрезается на юге почти под прямым углом складчатой системой байкалид северо-восточного простирания. Это пересечение хорошо видно в ориентировке полосовых магнитных аномалий, повторяющих в обоих случаях простирания складчатости.

На примере байкалид северо-восточной части Европейской платформы (Тиман, п-ов Канин, бассейн р. Печоры) можно убедиться, что мио- и эвгеосинклинальные зоны по-разному проявляются в магнитном поле. С эвгеосинклинальными зонами, содержащими много эффузивных, интрузивных и метаморфических пород основного состава, связаны более интенсивные полосовые магнитные аномалии.

«Брекчиевидность» докембрийского фундамента платформ, т. е. картина многократного раздробления основания, заложения геосинклинальных прогибов и последующего их смятия, приводящего опять к цементации ранее разобщенных древних блоков в единое целое, вероятно, характеризует не только докембрийский этап развития.

Эта картина похожа, например, на то, что наблюдается в структуре Северо-Восточной Сибири, где, как мы видели, сначала происходило раздробление глыб, составлявших восточное продолжение Сибирской платформы. Новые складчатые пояса опять сцементировали отколотые массивы (Омолонский, Колымский, Охотский) с основной частью Сибирской платформы в единое целое как часть материка Евразии. Гетерогенность докембрийских платформ, как и гетерогенность материковых массивов в целом, связача в конечном счете с неоднократной сменой полей напряжений — растяжения и сжатия — на площади каждого из крупных участков земной коры (Bucher, 1933).

Сейчас еще неясно, являются ли такие особенности тектоники архейских массивов, как отсутствие выдержанной ориентировки простирания складок, мозаичность и брахиформность структур, проявляющиеся соответственно и в магнитном поле, специфической чертой тектонических процессов, протекавших на ранних этапах развития земной коры (как думают Е. В. Паловский, М. С. Марков и др.), или же такой стиль тектоники вообще характерен для глубоких частей формирующегося складчатого сооружения любой эпохи, но недоступен изучению в более молодых складчатых поясах. Дело в том, что, судя по минеральным ассоциациям в гнейсах древних архейских массивов, величине геотермического градиента в земной коре и объему смытого с докембрийских массивов обломочного материала, глубина денудации архейских структур достигает 10—20 км. Следовательно, они демонстрируют нам эрозионный срез нижней половины «гранитного» слоя земной коры.

В эпохи, характеризовавшиеся значительным прогревом земной коры (в связи с горообразованием и складчатостью, имея в виду превращение механической энергии в тепловую), на глубине 10—20 км температура должна была достигать 500—800°С при геостатическом давлении 3000—5500 кг/см². В таких условиях породы будут настолько пластичны (в геологическом смысле), что строго ориентированные в пространстве упругие напряжения, с которыми связано образование линейной складчатости, окажутся в них уже невозможными или будут играть второстепенную роль. Деформация в таких условиях будет зависеть главным образом от различий в вязкости и плотности и выразится в диапиризме и выдавливании вверх наиболее легкого и пластичного материала (например, гранитной магмы) с образованием куполов изометричной формы. Это как раз те особенности, которые характеризуют тектонику глубоко эродированных архейских массивов.

О ПРИРОДЕ «ГРАНИТНОГО» И «БАЗАЛЬТОВОГО» СЛОЕВ Земной коры

Как мы видели, фундамент древних платформ состоит из складчатых областей, сформировавшихся в результате смятия докембрийских геосинклиналей весьма различного возраста — от раннеархейских до позднепротерозойских (байкалиды). Заложение каждой из этих геосинклиналей было, вероятно, связано с процессами растяжения или разрыва земной коры, происходившими в соответствующее время. Более древний складчатый цоколь при этом раскалывался и раздвигался. Если дело доходило до полного разрыва материковой коры, то на возникавшей в такой зоне разрыва океанической коре образовывались троги эвгеосинклинального типа. Если раздвигание было менее значительным и древний фундамент сохранялся в зоне растяжения, уменьшаясь лишь в своей толщине, образовывались прогибы типа авлакогенов (тафрогеосинклиналей), миогеосинклиналей и пр.

В обоих случаях ранние этапы углубления и расширения впадин сопровождались обильными излияниями лав основного состава. Основной, преимущественно базальтовый вулканизм характерен как для раннего этапа развития геосинклиналей («инициальный» магматизм, по Г. Штилле), так и для ранних этапов формирования крупных грабенов, авлакогенов или тафрогеосинклиналей (Штилле, 1964; Кэй, 1955; Новикова, 1964). Позже поверх основных эффузивов и туфов отлагались мощные серии осадочных пород, которые формировались главным образом за счет обломочного материала, снесенного с соседних выступов, и имели поэтому валовой состав, близкий к среднему составу самых верхних слоев земной коры, подвергавшихся размыву, т. е. к составу гранита.

Таким образом, формировался разрез (мощностью 10—30 км), типичный для геосинклинали, еще не претерпевшей интенсивной складчатости. Он аналогичен тому разрезу, который мы знаем по данным сейсмозондирования в современных геосинклинальных прогибах — в глубоких частях Черноморской и Южно-Каспийской впадин, в южной части Охотского моря и в Мексиканском заливе: 10—18 км «базальта» внизу и 8—25 км осадочных территенных пород над ними, в верхней половине разреза.

Когда наступает период сжатия и метаморфизма, геосинклиналь преобразуется в складчатое сооружение, в котором в общих чертах должно сохраниться прежнее деление на два слоя, различающихся по составу. Нижний комплекс (базальтовые лавы, их туфы, интрузии основного состава) будет преобразован в метаморфические породы основного состава — меланократовые гнейсы, амфиболиты и пр. Верхний комплекс подвергается гранитизации отчасти в результате прогрева (в связи с переходом механической энергии сжатия в теплоту), отчасти вследствие проникновения наиболее легких и подвижных компонентов (щелочей, SiO₂) и кислых магм из более глубоких слоев коры и из подкоровых слоев. Так называемый «гранитный» слой, устанавливаемый по скорости сейсмических волн (5—6,4 км/сек), вскрыт сейчас на поверхности докембрийских кристаллических щитов на срезах самой различной глубины от нескольких километров до 10—20 км. На таких срезах можно убедиться, что по валовому среднему составу и плотности он действительно соответствует гранитным породам и что даже среди наиболее древних гнейсов можно различить метаморфические комплексы, первоначально представлявшие собой серии осадочных терригенных пород большой мощности (Алданский щит, Карелия, Канада).

«Базальтовый» слой материковых платформ, судя по скорости продольных (6,5—7,8 км/сек) и поперечных волн и по данным гравиметрии и магнитометрии (в тех местах, где этот слой лежит на небольшой глубине), представляет собой комплекс метаморфизованных пород основного состава, т. е. пород, образовавшихся первоначально из базальтовой магмы и ее производных. Этот вывод подтверждается и данными геотермики.

Как видно из подсчетов А. Б. Ронова (Ронов, Ярошевский, 1967), предположения о кислом («гранитном») составе «базальтового» слоя не выдерживают критики потому, что в этом случае выход радиоактивного тепла из земной коры и мантии был бы гораздо больше реально наблюдаемой величины. Чтобы согласовать экспериментальные данные о величине теплового потока на материках и о содержании радиоактивных элементов в кислых (гранитных, песчано-глинистых), основных (базальтах, эклогитах и пр.) и ультраосновных породах, необходимо считать слой кислых горных пород, наиболее богатых радиоактивными элементами, как можно более тонким. Поэтому с позиций геотермики для «базальтового» слоя, в понимании сейсмологов, также оказывается необходимо принять основной, бедный радиоактивными элементами химический состав, а для подкоровых слоев — ультраосновной состав (перидотиты, дуниты и др.; Магницкий, 1965).

На участках с большой толщиной коры (горный пояс западной части США, хребты Средней Азии) в нижней части «базальтового» слоя на глубине от 30 до 70 км отмечаются повышенные значения скорости волн (7,2—7,9 км/сек). Возможно, это связано с превращением метаморфических пород основного состава в эклогиты.

Изменению химического состава (уменьшению количества SiO₂, K₂O, увеличению содержания Mg и Fe при переходе от верхнего слоя консолидированной коры к подкоровым слоям) соответствует увеличение плотности ρ от 2,7 до 3,35 e/cm^3 и увеличение скорости продольных волн V. Эмпирическая формула (Smith a. o., 1966) связывает ρ и V следующей зависимостью: $\rho = 1,15+0,27$ V.

Таким образом, с нашей точки зрения, в том грубом разделении земной коры на два слоя — «гранитный» вверху и «базальтовый» внизу, которое фиксируется в складчатом фундаменте платформ, запечатлелись два этапа в развитии докембрийских геосинклиналей: ранний этап накопления базальтовых лав и позднейший этап накопления терригенных обломочных толщ, которые затем подвергались гранитизации и метаморфизму.

Глава II

ФОРМИРОВАНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР НА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМАХ

причины «жесткости» платформ

Выяснившиеся некоторые геофизические особенности верхней мантии под докембрийскими платформами (Саваренский, 1966) позволяют понять характерную черту этих платформ, уже давно отмеченную геологами, а именно «жесткость», неподатливость по отношению к пликативным дислокациям. Складчатость обычно захватывает только окраины платформ. Лишь благодаря «жесткости» докембрийские платформы образуют сравнительно прочные ядра отдельных континентов, несмотря на большие горизонтальные перемещения материковых глыб, которые выясняются по палеомагнитным и палеоклиматическим данным (Дрейф континентов, 1966; Проблемы перемещения материков, 1963; Кропоткин, 1967).

Докембрийские платформы (за исключением участков интенсивной неотектонической активизации), и в особенности их щиты, характеризуются самым низким значением теплового потока среди всех типов тектонических структурных элементов земной коры (Поляк, Смирнов, 1966). Это позволяет рассчитать под ними распределение температур по глубине. На одинаковой глубине от уровня моря и при одинаковом давлении температура в мантии на глубинах 80—300 км оказывается под ними значительно ниже, чем в остальных областях (например, на 300— 800° С ниже, чем под океанами на такой же глубине; см. Смирнов, 1967).

К такому же выводу приводит изучение глубины залегания слоя пониженных скоростей (так называемого волновода Гутенберга). Этот слой характеризуется низкой вязкостью $(10^{20}-10^{21} nyasos)$ и, по-видимому, некоторым разуплотнением вещества. У подошвы коры скорость иродольных волн в нем снижена до 7,9 км/сек вместо 8,2 км/сек, скорость поперечных волн — до 4,4 км/сек вместо 4,7 км/сек (Гутенберг, 1963). Судя по имеющимся формулам, такому понижению скорости должно соответствовать уменьшение плотности на 0,06—0,08 г/см³. Это разуплотнение может быть связано с температурой рассматриваемого слоя. «Можно предполагать, что в слое низких скоростей температура близка к точке плавления» (Магницкий, 1965, стр. 189).

В первом приближении различия в глубине того уровня, ниже которого начинается этот слой под материками и под океанами, соответствуют различиям в глубине геоизотермических поверхностей. Пластичность слоя пониженных скоростей позволяет отождествлять его с астеносферой, т. е. со слоем, в котором осуществляются горизонтальные компенсационные течения согласно теории изостазии (Люстих, 1957).

Слой пониженных скоростей под материками начинается на глубине 100—200 км, под Тихим океаном — на глубине 50—60 км, под Атлантическим и Индийским океанами — на глубине 20 км (Магницкий, 1965). Его нижняя граница лежит на глубине 150—370 км.

Неглубокое залегание этого слоя под молодыми океанами и срединными океаническими хребтами, равно как и повышенное значение теплового потока в океанах, объясняется конвекцией в оболочке Земли. Предполагается, что эна ведет к разрыву и утонению коры (с одновременным подъемом более горячих слоев мантии) при образовании океанов (Elsasser, 1966; Schuiling, 1966). Под докембрийскими платформами, и в особенности под щитами, слой пониженных скоростей обнаруживается на гораздо большей глубине. Под Европейской платформой он начинается только с глубины 200 км. Анализ таких сейсмических волн, которые проходят главным образом под докембрийскими щитами и платформами, указывает на глубину 200—300 км или даже вообще не позволяет обнаружить этот слой.

Такое расположение поверхности слоя пониженных скоростей показывает, что геоизотермы, приближающиеся к температуре плавления ультраосновного вещества мантии, лежат на глубине 20-60 км под океанами и опускаются на глубину 200-400 км под докембрийскими щитами. Соответственно должны вести себя и изолинии равной вязкости. Вязкость вещества очень быстро уменьшается по мере приближения к температуре плавления. В то время как под океаном в интервале глубин 50-200 км может господствовать вязкость $10^{20}-10^{21}$ пуазов, под докембрийской платформой на том же интервале глубин вязкость составляет, вероятно, $10^{21}-10^{23}$ пуазов. Судя по сейсмологическим данным, пластичный слой пониженных скоростей залегает здесь еще глубже, имея меньшую толщину и меньшую вязкость (порядка 10^{22} *пуазов*), или выклинивается совсем.

Таким образом, не очень значительная разница в температуре в сочетании с влиянием давления на точку плавления должна создавать очень большую разницу в пластичности материала верхней мантии на глубине 50—200 км, если рассматривать эти изменения пластичности в горизонтальном направлении. Пластичность слоев, залегающих на этих уровнях под щитами, по-видимому, в 10—1000 раз меньше, чем под молодыми океанами. Эта разница в пластичности не на много меньше, чем аналогичная разница между твердыми горными породами и каменной солью.

Оказывается, что каждая докембрийская платформа соединена с лежащей под ней жесткой массой подкорового вещества — «подушкой», толщиной до 200 км. Вместе с ней она и перемещается в горизонтальном направлении, подобно очень толстой глыбе. По-видимому, такие глыбы медленно (со скоростью не более 0,5—6 см в год) сдвигаются, иногда раскалываясь, под влиянием движений в гораздо более пластичных (менее вязких) слоях верхней мантии, расположенных на том же уровне под океанами и молодыми складчатыми системами. Само горизонтальное движение, наблюдаемое у поверхности, вероятно, является результатом всплывания или выжимания вверх более нагретых и поэтому более легких и пластичных масс верхней мантии (Кропоткин, 1967).

ДЕФОРМАЦИИ ФУНДАМЕНТА И ИЗОСТАЗИЯ

В предыдущих главах были описаны структуры поверхности докембрийского фундамента Европейской, Сибирской и Африканско-Аравийской илатформ (см. рис. 29, 42, 44, 57). Выраженные в изогипсах, они приближенно соответствуют линиям равного поднятия или опускания, отображающим деформацию верхних слоев докембрийского фундамента за все время с начала кембрия до наших дней. В этом отношении такие карты аналогичны известным картам неотектоники, выражающим в изогипсах деформацию ранненеогеновой горизонтальной поверхности (Карта новейшей тектоники СССР, 1959). Сравнение их показывает, что вклад неотектонических движений, происшедших за последние 20 млн. лет, в суммарную деформацию, имевшую место за полмиллиарда лет, был довольно значительным (особенно на Африканско-Аравийской платформе и на Анабарском, Алданском и Канадском щитах). Действительная деформация раннекембрийских пенепленов или расположенных в то время почти на таком же уровне слоев мелководных отложений конца рифея — начала кембрия, происходившая с начала кембрия, была более значительна, чем показывают наши карты. Это вытекает из того, что на поднятиях докембрийских щитов эрозия срезала за это время верхний слой на глубину, которая в отдельных случаях, вероятно, достигала нескольких километров. Положение раннекембрийското пенеплена мы иногда могли бы наметить воздушной линией над уровнем современной поверхности щитов, экстраполируя ее от соседних участков, где сохранился покров нижнепалеозойских отложений.

Однако во многих случаях, например по краям Балтийского щита и у его южной окраины, можно убедиться в том, что современная поверхность щита отличается от поверхности кембрийского пенеплена не более чем на несколько сотен метров. В этих случаях карта ее изогипс довольно точно отображает происшедшую с того времени суммарную деформацию (Шатский, 1947).

В основу анализа деформаций фундамента докембрийских платформ мы положим выводы, вытекающие из теории изостазии. Как известно из работ, в которых были обобщены и статистически обработаны мировые гравиметрические и сейсмологические данные о толщине и строении земной коры, существует достаточно определенная зависимость между толщиной коры (включая осадочный слой), высотой ее поверхности, глубиной залегания поверхности Мохоровичича и аномалией силы тяжести в редукции Буге (Δg) или топографической (G_l). Эта линейная корреляция соответствует требованиям теории изостатического равновесия по модели Эри-Лукашевича.

Изостазия, т. е. равновесие, которое характеризуется равенством гидростатического давления в подкоровом слое на компенсационной поверхности (т. е. на горизонтальной поверхности, лежащей на глубине 40—120 км), требует, чтобы на единицу площади суммарная масса вещества слоев верхней мантии и коры (и воды, если имеется в виду участок океана, располагающийся над компенсационной поверхностью) была везде одинакова. Это равенство должно соблюдаться, несмотря на различие в средней высоте рельефа сопоставляемых участков.

Как показали соответствующие гравиметрические исследования, отклонения от такого требования очень невелики. Коэффициент изостатической компенсации в целом для суши составляет 91%, для морских пространств — 99% (Люстих, 1957). Заметные отклонения от изостазии приурочены только к подвижным поясам (краевые прогибы, желоба, некоторые молодые складчатые сооружения, грабены, рифты и вулканические острова). На платформах, как правило, они отсутствуют, и отклонения от изостазии не превышают 50 *мел*; коэффициент компенсации на платформах составляет около 95—99% (Артемьев, 1966).

Обозначим H глубину от уровня моря до поверхности Мохоровичича, h — высоту поверхности земной коры над уровнем моря; тогда толщина коры M = H + h.

Для соотношения между *М* или *H* и аномалией Буге или топографической уже давно была предложена формула, основанная на простейшей двухслойной модели (кора, однородная по плотности, осредненная от верха до низа, залегающая на однородной мантии — субстрате). «В первом приближении можно интерпретировать топографические аномалии по формуле для плоскопараллельного слоя. Глубина залегания (от уровня моря) подошвы коры при этом определяется выражением

$$H = t_0 - \frac{G_t}{2\pi f \left(D - d \right)} \,,$$

где G_t — топографическая аномалия; f — гравитационная постоянная;



5 — предполагаемые (по гравиметрическим и другим данным, при наличии отдельных определений глубин), 6 — вероятные (по общим геофизическим и геологическим соображениям; 7—8 — особевности верхней мантии, выявлиза, проведенные через 5 жм. 4 — определенные уверевно (по данным ГСЗ), левные по существенному расхождению глубин поверхности Мохоровичича,

поределенных по ГСЗ и по гравиметрическим данным: 7 — области пониженной плотности вещества верхней мантии, 8 — то же, повышенной плотности t_o — нормальная толщина земной коры (при условии, что ее поверхность расположена на уровне моря); d — плотность коры; D — плотность субстрата... По этой формуле глубина подошвы коры H — линейная функция аномалии G_t . Поэтому кривая G_t на профиле может при соответствующем выборе масштаба одноеременно изображать и нижнюю поверхность коры» (Люстих, 1955, стр. 187—188).

Этот метод (с корректировкой, основанной на конкретных сейсмологических данных о толщине коры в различных районах, необходимой потому, что как плотность коры d, так и плотность верхней мантии D в действительности несколько изменяются от места к месту) был широко использован А. А. Борисовым (1967) для составления карты поверхности Мохоровичича на территории СССР (рис. 71), Э. Канасевичем (Kanasewich, 1966) при анализе карты толщины земной коры Северной Америки (рис. 72), Р. М. Деменицкой (1967) и Н. П. Грушинским (Сажина, Грушинский, 1966) при составлении аналогичных карт по всей поверхности земного шара.

Для соотношения между H и G_t (или аномалией Буге Δg , которая мало отличается, а на плоских равнинах и плато совсем не отличается от топографической G_t) были найдены в соответствии с этой формулой следующие эмпирические коэффициенты (H выражено в κm , Δg в $m \epsilon A$):

$H=38-0,067\Delta g$	(Кропоткин и др., 1958);
$H \approx 30 - 0,075 \Delta g$	(Гурарий, Соловьева, 1963);
$H=33-0,055\Delta g$	(Worzel, Shubert, 1955);
$H = 35 - 0, 1\Delta g$	(Деменицкая, 1967; 1969).

Близкие соотношения были найдены Дж. Вуллардом и В. Стренджем (Woollard, Strange, 1962). Эти эмпирические формулы вполне соответствуют приведенному выше теоретическому выражению, если принять для средней плотности коры значение $d \approx 2.8 \ e/cm^3$ и для плотности подкорового субстрата $D \approx 3.25 \ e/cm^3$.

Из той же изостатической схемы вытекает, что чем больше толщина коры, тем выше, согласно принципу изостазии, должен быть уровень ее поверхности (h) и тем больше значение отрицательной аномалии Буге Δg , которая пропорциональна величине H. Статистическая обработка мировых данных отчетливо подтверждает эту зависимость между высотой местности h и толщиной коры M, так же как и между высотой hи величиной аномалии Буге Δg (Гурарий, Соловьева, 1963). Соответствующие коэффициенты корреляции составляют около 0,85 (Сажина, Грушинский, 1966).

Для соотношения между h и M или H по эмпирическим данным были получены следующие формулы (Δg — в мгл, M и H — в κ_{M}):

$M \approx 35 - 0,126\Delta g$	(Деменицкая, 1967);
$M=30-0,1\Delta g$	(Андреев, 1958);
$M=32-0,08\Delta g$	(Woollard, 1959);
$M=35,0-0,073\Delta g$	(для всей Земли; Сажина, Грушин- ский, 1966);
$M = 37, 5 - 0,059 \Delta g$	(для суши; Сажина, Грушинский, 1966);
M = 35, 6 + 5, 05h	(для всей Земли; Сажина, Грушин- ский, 1966);
M = 37,7 + 4,84h H = 38 + 7,21h	(для суши; Сажина, Грушинский, 1966); (Worzel, Shubert, 1955).

Наблюдаемая статистическая зависимость между толщиной коры M, высотой рельефа h и аномалиями Буге Δg является дополнительным подтверждением правильности теории изостазии. При характерном для платформ уровне поверхности земной коры — от 500 *м* ниже уровня моря на шельфах до 100—500 *м* выше уровня моря на низменностях и невысоких плато — толщина коры в подавляющем большинстве случаев составляет от 25 до 45 *км*, в среднем около 35 *км*.

Доля консолидированной коры платформы, т. е. той ее толщины, которая остается за вычетом платформенного чехла, составляет от 60% в Прикаспийской впадине и на некоторых окраинах материков, где мощность платформенного чехла достигает 15—17 км и более, до 100% на



Рис. 72. Толщина земной коры в Северной Америке по данным сейсмозондирования методом преломленных волн (Kanasewich, 1966)

- лрофили сейсмозондирования;
- 2 толщина коры (в км);
- 3 толщина коры (в км), полученная по профилям, не проконтролированным обратным профилем, и являющаяся менее надежной;
- 4 толщина земной коры (в км; указана цифрой при каждом профиле);
- 5 изолинии мощности земной коры (в км);
- 6 -- граница района с толщиной коры от 20 до 40 км и скоростью волн ниже 8 км/сек (обычно от 7,7 до 7,9 км/сек)

кристаллических щитах. Мощность консолидированной коры соответственно снижается во впадинах и тлубоких прогибах до 15—25 км.

Вытекающая из теории изостазии довольно жесткая связь между уровнем поверхности земной коры (включая осадочный слой) и толщиной коры накладывает ограничения на выбор тектонического механизма, с которым можно было бы связать поднятие или прогибание поверхности земной коры и формирование структур, характерных для платформ: синеклиз, антеклиз, валов, авлакогенов и пр. Любому значительному поднятию верхних слоев коры и увеличению высоты ее уровня над уровнем моря должно соответствовать увеличение толщины коры в целом (например, за счет бокового сжатия с образованием складчатости, надвигов и с общей деформацией утолщения при соответствующем уменьшении поверхности коры), либо уменьшение плотности (расширение) подкоровых слоев. Последний механизм, по-видимому, имеет второстепенное значение.

Значительное, на несколько километров, опускание верхних слоев коры, которое создает условия для накопления мощных толщ осадочных отложений, требует в условиях изостатического равновесия (по схеме Эри) соответствующего уменьшения толщины коры, т. е. ее растяжения.

Иногда для того, чтобы объяснить прогибание (опускание) верхних слоев земной коры, предполагают местные процессы уплотнения вещества в подкоровых слоях (Борисов, 1967; Субботин, 1968). Однако такое объяснение явно несостоятельно. Не говоря о том, что нельзя указать никаких реальных физико-химических процессов, которые при мало различающихся температурных условиях и одинаковом давлении приводили бы в слоях мантии, лежащих на одном и том же уровне, к значительному уплотнению в одних местах и к разуплотнению в других, в этой гипотезе имеется прямое противоречие с данными гравиметрии. Так как при уплотнении вещества масса слоев коры и верхней мантии. лежащих выше уровня компенсационной поверхности, не изменяется, то добавка принесенных в образовавшийся прогиб осадочных отложений должа была бы привести к увеличению количества массы, приходящейся на единицу площади. Иными словами, по мере накопления осадочных толщ на прогнутом участке возникли бы огромные положительные изостатические аномалии (пропорциональные добавочной массе осадков) — около 100 мгл на каждые 1000 м накопившихся отложений.

Фактически, как известно, ничего подобного не наблюдается. Даже при накоплении толщ мощностью от 5 до 10 км изостатические аномалии обычно не превышают +50 мгл и притом чаще являются огрицательными, а не положительными.

Колебательный, переменный характер вертикальных движений на платформах говорит, скорее всего, о деформациях коробления фундамента при многократном наложении и снятии горизонтально ориентированных напряжений сжатия или растяжения. С позиций термодинамики и физической химии трудно было бы представить себе поочередное местное уплотнение и разуплотнение вещества как причину эпейрогенических колебаний платформ.

Имеющиеся факты позволяют объяснить генезис платформенных структур как результат тех тангенциальных напряжений сжатия, которые распространяются на платформу со стороны соседней складчатой зоны, или как результат растятивающих напряжений, связанных с образованием океанических впадин в соседних зонах. Мы не касаемся здесь гипотезы «океанизации», т. е. преобразования на месте, за счет простого прогибания и вулканизма, толстой материковой коры в тонкую базальтовую кору океанов (по В. В. Белоусову, Е. М. Рудичу и др.; см. Белоусов, 1955, 1962, 1967). Несостоятельность этой гипотезы была уже подчеркнута в статьях В. А. Магницкого (1958), Е. Н. Люстиха (1959), В. П. Нехорошева (1968) и П. Н. Кропоткина (1964а, б, 1968). По мнению Б. Гутенберга, «гипотеза о том, что новые глубокие моря, разделяющие континенты, возникли за счет простого прогибания и сбросов, противоречит установленным законам изостазии. Предположение о перемещении материков устраняет эту трудность» (Внутреннее строение Земли, 1949, стр. 205).

МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ПЛАТФОРМЕННЫХ СТРУКТУР РАСТЯЖЕНИЯ (РИФТОВ, ГРАБЕНОВ, ПЕРИОКЕАНИЧЕСКИХ ПРОГИБОВ И НЕКОТОРЫХ СИНЕКЛИЗ)

Наиболее ясен генезис таких платформенных структур, как рифты, грабены и авлакогены, с одной стороны, и дислокаций типа «прерывистой» или германотипной складчатости, с другой (Штилле, 1964; Белоусов, 1962; Кропоткин, 1961, 1964б).

В предыдущих главах был рассмотрен ряд структур типа грабенов или авлакотенов. В виде глубоких борозд они хорошо видны на картах поверхности фундамента (см. рис. 29, 42, 44, 57). Таковы авлакогены Рязано-Саратовский и Среднерусский (состоящий из нескольких впадин; см. Гордасников, Троицкий, 1966) в центральной части и Польско-Датский в западной части Европейской платформы, возникшие в позднем протерозое, а также Днепровско-Донецкая впадина, образовавшаяся в основном в палеозое (девон-пермь). Сюда же относятся более молодые авлакогены — Бенуэ, Красного моря и Адеиского залива вместе с системой узких рифтовых впадин Восточной Африки (впадины озер Рудольф, Альберт, Киву, Танганьика, Ньяса) и Аравии (Мертвое море и долина р. Иордан), а также прогибы моря Баффина, проливов Ланкастер, Барроу, Вайкаунт-Мелвилл и Мак-Клур (так называемый линеамент пролива Парри), Гудзонова пролива и пролива Джонс, рассекаюшие Северо-Американскую платформу. Прогибы типа грабенов, авлакогенов и рифтов возникли в зачаточной форме на Северо-Американской и Африканско-Аравийской платформах приблизительно в середине мелового периода и затем расширялись и углублялись в течение позднего мела и кайнозоя.

Наличие хорошо выраженных сбросов по краям таких прогибов и сокращение толщины как «гранитного», так и «базальтового» слоя земной коры, доказанное сейсмозондированием в Днепровско-Донецкой впадине и в Красном море (см. рис. 65), не оставляют сомнения в том, что такие впадины сформировались в обстановке растяжения земной коры. Нередко растяжение сопровождалось сдвигом, например по разлому проливов Смит, Кеннеди и Робсон (по так называемому сдвигу Вегенера) между островами Элсмира и Гренландией или по разлому залива Акаба, р. Иордан и Мертвого моря (The History of Earth's crust, 1968). В первом случае это было связано с дрейфом Гренландии на северо-восток от Американского континента, а во втором -- с перемещением Сирийско-Аравийской 1 глыбы на северо-северо-восток от континента Африки. Перед фронтом Сирийско-Аравийской глыбы одновременно розникли складки Тавра и Загроса. Смещения по сдвигам приводили местами к образованию приразломных брахиантиклинальных складок в отложениях, заполнявших грабен (например, в грабене р. Иордан). Механизм такой складчатости описан Дж. Муди и М. Хиллом и другими авторами (Разломы и горизонтальные движения, 1963).

¹ Под Сирийско-Аравийской глыбой здесь и ниже подразумевается часть Африканско-Аравийской платформы, расположенная к северо-востоку от Красного моря.

К вышеописанным структурам, по-видимому, генетически близки авлакогены типа «входящих углов», например прогибы Анадарко, Делавэр и Мидленд Бэсин в Северной Америке или система рифтов северо-восточного простирания, которая проходит по оси Вилюйской впадины перпендикулярно к простиранию складок Верхоянского хребта. Они образовались под прямым углом к общему простиранию складчатости в тех местах, где примыкающая к платформе складчатая система делает коленообразный изгиб, обращенный выпуклостью в сторону платформы. Возможно, как думал Н. С. Шатский (1947), образование таких авлакогенов было связано с раскалывающими и растягивающими усялиями, возникавшими во внутренних углах платформ благодаря распору под действием тангенциального сжатия, распространявшегося от соседних геосинклиналей (см. рис. 63).

Генезис таких синеклиз, как Московская на Европейской платформе, Вилюйская на Сибирской, синеклизы бассейнов рек Парана и Амазонки на Южно-Американской, по-видимому, тоже связан с длительной, но более равномерной деформацией растяжения. Об этом говорит прежде всего тот факт, что по оси описанных синеклиз в рельефе поверхности фундамента обнаруживаются типичные структуры растяжения — авлакогены. Это уже установлено для Московской синеклизы (Гордасников, Троицкий, 1966), Вилюйской синеклизы (Мокшанцев и др., 1968) и синеклизы бассейна р. Амазончи. В средней и западной частях синеклиза р. Амазонки очень широка и у поверхности сложена третичными отложениями, но на востоке виден лежащий в ее основе крупнейший авлакоген шириной 300—500 км, заполненный кембрийскими, силурийскими, девонскими, каменноугольными и мезозойскими отложениями суммарной мощностью свыше 5 км.

Кроме того, о растяжении свидетельствуют подсчеты толщины кристаллической коры (основанные на гравиметрических данных и на оценке глубины залегания поверхности фундамента) и признаки выклинивания гранитного слоя (например, в районе с. Кемпендяй и Сунтарской аномалии, у оси Вилюйской синеклизы; см. Борисов, 1967). В синеклизе Гудзонова залива, по данным сейсмозондирования, отмечено уменьшение толщины до 26—37 км вместо 40—42 км на соседних выступах Канадского щита.

В меловом и третичном периодах в бассейне Днепра формировалась широкая, но неглубокая синеклиза, ось которой совпадала с осью Днепровско-Донецкого авлакогена (Новикова, 1964). Связь этих структур с процессами растяжения отмечалась еще А. Д. Архангельским.

К структурам растяжения, генетически родственным рифтам и грабенам, относятся уже рассмотренные в предыдущей главе периокеанические прогибы, которые называют также паралиагеосинклина-(Кэй, 1955; Ажгирей, 1967). Они возникают у берегов лями так называемого атлантического типа, по границам платформ и океанических впадин, лишенных «гранитного» слоя, т. е. кристаллического фундамента, характерного для платформ. В одних случаях, как на подведном плато Блэйк (представляющем собой погруженный край докембрийской или палеозойской Флоридо-Багамской платформы) или в районе дельты р. Нигер, они довольно широки (300-400 км), в других — сужены до 50-100 км. Эти зоны в значительной части совпадают с полосой шельфа и материкового склона, где фундамент древних платформ быстро погружается по сбросам на глубину до 5-10 км и затем выклинивается нацело (см. рис. 66-68).

Периокеанические прогибы приобретают большое значение в связи с их нефтеносностью. Как показало сейсмозондирование у восточных берегов Африки (см. рис. 66), мощность осадочных отложений в их внешней части, где «гранитный» слой сходит на нет, иногда достигает 15 км. Эта внешняя часть, т. е. окраина океанической впадины, уже не может быть включена в состав платформы, так как здесь отсутствуют два критерия, входящие в определение платформы, — древний складчатый фундамент (т. е. «гранитый» слой) и небольшая (менее 6 км в типичных структурах) мощность осадочных отложений. Большая мощность отложений во внешних зонах периокеанических прогибов связана с длительным прогибанием, которое более характерно для геосинклиналей. Поэтому для периокеанических прогибов или их внешней части можно сохранить предложенный М. Кэем термин паралиагеосинклиналь (т. е. геосинклиналь, расположенная у края моря или океана). На наших картах границы древних платформ (Африканско-Аравийской, Северо-Американской) проведены таким образом, что к платформе отнесена только внутренняя часть периокеанического прогиба, где предполагаемая глубина залегания поверхности фундамента составляет не больше 6—10 км.

В структурном отношении каждый периокеанический прогиб выглядит как половина или край грабена или авлакогена, отодвинутый от другой половины в процессе растяжения и образования океанической впадины. Это хорошо видно, если проследить, например, изменение структуры побережья Аравии от залива Акаба и Суэцкого залива через грабен Красного моря к Аденскому заливу и к Аравийской впадине Индийского океана или такое же изменение ндоль берегов Гренландии и Северной Америки (Пучков, 1964; Fenwick a. o., 1968). Как отмечает Г. Д. Ажгирей (1967), процесс образования сбросов при возникновении периокеанических прогибов проходит много стадий, охватывая в общем несколько геологических периодов.

МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ПЛАТФОРМЕННЫХ СТРУКТУР СЖАТИЯ (СКЛАДОК, ВЗБРОСОВ, НЕКОТОРЫХ АНТИКЛИНАЛЬНЫХ ПОДНЯТИЙ И СИНЕКЛИЗ)

Другую группу платформенных структур, генезис которой выясняется достаточно четко и определенно, составляют структуры «германотипной» (Штилле, 1964) или прерывистой (Белоусов, 1962) складчатости — складчато-тлыбовые дислокации, часто сопровождаемые надвигами и взбросами, и брахиантиклинальные складки, обычные в тех частях платформ, которые примыкают к соседним складчатым зонам. Генетическая связь этих структур с тангенциальным сжатием, охватывающим окраины платформ, была уже в 20-х годах выяснена Г. Штилле и затем подтверждена в работах В. Бэчера (Bucher, 1933) и С. Н. Бубнова (1960; Кропоткин, 1961).

Время образования платформенных складок обычно совпадает с временем складкообразования в окраинной части геосинклинальной системы. Нередко, например в Предуральском краевом прогибе, в восточной части Сибирской платформы, у восточного склона Скалистых гор США и Канады, можно видеть постепенное изменение характеристик складчатости при переходе от геосинклинальной системы в краевой прогиб и на платформу. Линейно вытянутые косые (наклонные, иногда усложненные надвигами) сжатые складки, характерные для геосинклинальных систем, постепенно сменяются более короткими и широкими брахиформными прямыми или асимметричными складками на платформе. Простирание складок, у края платформы параллельное складчатой системе, при этом тоже становится иным, отклоняясь иногда на десятки градусов.

Такое постепенное изменение и ослабление дислокаций хорошо изучено, например, в Аппалачах, Предаппалачском прогибе и в соседней части платформы (Роджерс, 1968; Cloos, 1965). Смятие сопровождалось
здесь срывом платформенного чехла по поверхности фундамента и разрывами со скольжением по более пластичным слоям внутри чехла. В целом произошло надвигание вышележащих комплексов в сторону платформы или соответствующее поддвигание платформы под складчатое сооружение.

Переход от сплошной линейной геосинклинальной складчатости к брахиформной (прерывистой или илиоморфной) складчатости на платформах, по-видимому, связан с постепенным уменьшением величины бокового Сжатия, т. е. с изменением относительной величины напряжений по трем взаимно перпендикулярным осям эллипсонда, характеризующего напряженное состояние вещества во время деформации. Горизонтальное сжатие, приложенное на уровне слоев платформенного чехла или ниже (если, например, слои приспосабливаются к сокращению поверхности фундамента), приведет к тому, что в эллипсоиде напряжений ось наибольшего растяжения будет ориентирована приблизительно вертикально. а ось наибольшего сжатия и средняя ось, перпендикулярная к двум остальным, — горизонтально. Но напряжения по этим двум горизонтальным осям могут быть либо различны (в этом случае эллипсонд деформации будет трехосным, сильно сплюснутым перпендикулярно к оси наибольшего сжатия, как это наблюдается в линейных складках), либо почти одинаковы. В последнем случае эллипсоид деформации приближается к форме одноосного эллипсовда (эллипсовда вращения), вытянутого в вертикальном направлении. При этом должны были образоваться брахиантиклинальные складки и округлые купола. Таким образом, переход от линейной складчатости к прерывистой, который наблюдается при движении от геосинклинали к платформе, свидетельствует о том, что, хотя платформенные складки тоже образуются под действием бокового сжатия, неравенство напряжений по двум горизонтальным осям и величина тангенпиального стресса в этом направлении постепенно уменьшаются.

По соотношению деформаций в чехле и фундаменте можно выделить три типа платформенных складчатых структур: 1) складки в чехле, дисгармоничные по отношению к формам поверхности фундамента, но связанные с его сжатием (сокращением поверхности по взбросам и надвигам); 2) складки, конформные с поверхностью фундамента; они часто ограничены краевыми надвигами или взбросами, причем поверхности разрыва наклонены к центру антиклинальных поднятий; 3) складки фундамента, не прикрытого чехлом (Кропоткин, 1961).

К складкам первого типа относятся упомянутые выше структуры на платформах и в краевых прогибах, примыкающих к западному склону Аппалачей и к западному склону Урала. Этот же тип структур изучен Д. Обэром в Юрских горах, где складки формировались в мезозойском платформенном чехле, залегающем на палеозойском складчатом фундаменте к северу от Альп и Предальпийского прогиба (здесь он сужается до минимума). К представлениям Д. Обэра присоединился Н. С. Шатский (1950), который подчеркнул ошибочность прежних идей о формировании складок Юры под напором покровов, сползавших с Альп. На основании геофизических данных и буровых скважин Д. Обэр установил сильные дислокации в кристаллическом фундаменте «... в виде ряда надвиговых пологих сколов, вызвавших резкое стяжение основания. Наличие соленосного горизонта привело к тому, что сколы лишь слабо выразились в осадочном покрове. Последний был смят в складки, т. е. в иную структуру, чем основание, а триасовая соленосная толща при этом играла роль не горизонта скольжения, а горизонта дисгармоничной складчатости. Следовательно, складчатость Юры — это лишь поверхностное выражение глубоких дислокаций» (Шатский, 1950, стр. 61).

Нередко единичные взбросы, вызывая сокращение поверхности фундамента, создают отдельные антиклинальные складки в платформенном чехле. Слои его изгибаются, приспосабливаясь к этим дислокациям, поскольку их площадь тоже должна уменьшиться в такой же пропорции в этих зонах. К числу таких дисгармоничных структур, по-видимому, относятся некоторые купола и плакантиклинали Волго-Уральской области, которые группируются над зонами флексур и расколов фундамента.

Второй тип, т. е. структуры, конформные по отношению к поверхности фундамента, хорошо изучен в восточной части Скалистых гор и в районе плато Колорадо. В области, которая рассматривается нами вслед за Н. С. Шатским и М. Кэем как сильно деформированная западная часть Северо-Американской платформы, эти дислокации многочисленны и хорошо изучены бурением и геофизическими методами (поднятия Бертут, Уошэки, Оул-Крик, Винд-Ривер, Грэнит, Ларами, Фронт Рэндж, Уинта). Сходное строение имеют брахиантиклинальные поднятия Блэк-Хилс и Бигхорн, принадлежащие уже к менее деформированной части платформы. Напряженность складчатости, связанной с ларамийскими орогеническими движениями, ослабляется с запада на восток. Смещения по краевым разрывам антиклиналей, продолжающимся глубоко в фундамент, имеют характер взбросов и пологих надвигов с перемещением до 5—15 км (см. рис. 61).

Такого же типа дислокации известны в восточной части Сибирской платформы, где косые, расколотые надвигами платформенные складки хр. Джугджур шереходят в геосинклинальные складки Южного Верхоянья.

Особенно широко они распространены на Китайской платформе. Таковы, например, изученные нами складки и надвиги в КНДР и в Китае. На рис. 69 видны куполообразная складка фундамента в горах Чомколь и ряд надвиговых сколов, вызванных тангенциальным сжатием, которое было связано с мезозойской складчатостью. К востоку от г. Пхеньяна хорошо видно надвигание массивных известняков ордовика по почти горизонтальным поверхностям на угленосную пермь, ранее описанное Т. Кобаяси, С. Матсушитой и другими геологами. Около г. Гуйян (в провинции Гуйчжоу) и в провинции Сычуань нами изучались надвиги с амплитудой от 4 до 7 км. По ним отложения ордовика приведены в тектонический контакт с породами триаса. Во всех этих случаях разрывы уходят в глубь фундамента и ясно доказывается сокращение его поверхности. Оно было обусловлено общим сжатием Китайской платформы, зажатой в треугольнике между Монголо-Охотским, Тихоокеанским и Гималайским поясами смятия.

Как на Северо-Американской, так и на Китайской платформе деформация фундамента, в общем конформно повторяющая деформацию чехла, облегчалась, вероятно, тем, что складкообразование происходило в нем под толщей платформенного чехла, мощность которой составляла 6— 8 км. Следовательно, у поверхности фундамента давление, вызванное весом пород, составляло 1500—2000 кг/см², а температура достигала 150—250°С; ниже она была еще выше. Такие условия значительно облегчают деформацию без разрыва сплошности пород, если прилагаются дополнительные тангенциальные усилия.

Третий тип платформенных деформаций — складки фундамента, не покрытого на большой площади платформенным чехлом. Они выражаются в формировании более крупных по площади, пологих волнообразных изгибов поверхности фундамента и земной поверхности, и были описаны Е. В. Павловским (1948а) как структуры аркогенеза. Э. Арган (1935) и Г. Д. Ажгирей (1956) называют их складками основания или складками коры, а Л. Кинг (1967) — структурами коробления. Такие складки описаны С. С. Шульцем (1948) и В. Н. Крестниковым в Средней Азии, В. Н. Даниловичем (1963) и Н. А. Флоренсовым в Прибайкалье, Забайкалье и Саянском хребте. Рост поднятий обычно сопровождается накоплением продуктов их размыва в континентальных толщах межгорных котловин и прогибов. Характерной чертой складок коры являются надвиги по краям поднятий, что сближает их с ранее описанными поднятиями второго типа (см. рис. 61). Но эти надвиги развивались не из опрокинутых складок фундамента, а по сколам, выходящим на поверхность. Поверхности сместителей, как это подтверждено в некоторых случаях бурением, наклонены в сторону оси поднятий.

Все указанные авторы отмечают роль бокового сжатия в формировании этих структур. Судя по сейсмологическим данным (по району Тянь-Шаня), оно охватывает и более глубокие слои земной коры и верхней мантии (Широкова, 1961). По-видимому, на глубине кора деформируется пластически. Верхние, более жесткие слои фундамента приспосабливаются к этому сокращению площади, формируя волнообразные изгибы и сколы с надвиганием склонов поднятий на соседние депрессии. Одновременно происходит общее увеличение толщины земной коры.

Таким образом, нетрудно убедиться в том, что все три перечисленных типа платформенной складчатости связаны не с местными вертикальными силами, которые предполагаются в некоторых гипотезах (Белоусов, 1962), а с теми же тангенциальными напряжениями, которые формируют складчатость в соседних геосинклинальных областях. Эта складчатость имеет такой же возраст и почти такое же простирание; она характеризуется переходными формами от платформенной к геосинклинальной складчатости и иногда сменяется ею по простиранию (например, у краев Китайской платформы и в районе хр. Джугджур).

Менее ясным представляется генезис более пологих антиклинальных структур типа валов и плакантиклиналей, известных в платформенном чехле Европейской платформы и значительно реже встречающихся на других платформах. Это структуры Окско-Цнинского, Доно-Медведицкого, Камского, Вятского валов и Керенско-Чембарских поднятий. В работах А. П. Карпинского и А. Д. Архангельского приводились соображения о том, что эти структуры возникли под влиянием давления, распространявшегося со стороны Уральской геосинклинали в связи с происходившими в ней процессами складкообразования. Главным доводом в пользу такой трактовки считалось общее соответствие субмеридиональных (с отклонениями до 30°) простираний валов генеральному простиранию Уральской складчатости и возникновение валов в восточной половине платформы, примыкающей к Уралу.

В дальнейшем, однако, выяснилась связь валов со структурами поверхности фундамента. Валы оказались приуроченными к осевым или краевым частям авлакогенов, сформировавшихся гораздо раньше. Окско-Цнинский вал следует приблизительно вдоль восточного борта Рязано-Саратовского прогиба, Доно-Медведицкий вал и плакантиклинали Саратовского Поволжья — вдоль зоны довольно крутого погружения фундамента от Воронежского массива к Прикаспийской впадине. Плакантиклиналь Жигулей располагается над сбросовой или взбросовой поперечной дислокацией фундамента и рядом с ней (Шатский, 1945б). Это позволяет думать, что причиной возникновения валов служили

Это позволяет думать, что причиной возникновения валов служили напряжения сжатия в фундаменте платформы, которые распространялись в ослабленной форме со стороны Урала, но проявлялись различно в соответствии с неоднородностью в строении фундамента. Деформации зависели также от толщины сравнительно пластичного платформенного чехла в разных частях платформы. Такой вывод близок к заключению А. Д. Архангельского о генезисе валов Европейской платформы. Он считал, что «причиной рассматриваемых дислокаций являются процессы, происходящие в недрах самой впадины и притом аналогичные процессам, обусловливающим складчатость в геосинклинальных областях. Мы имеем здесь, по-видимому, самые начальные стадии процесса складчатости... А. П. Карпинский, а за ним и почти все остальные русские геологи издавна рассматривают их как настоящие полотие складки, приписывая тем самым впадинам плиты способность к пликативным дислокациям. Дальнейшее накопление фактов нисколько не изменяет эту точку зрения. Мы полагаем, что в основе валов и рвов, которые характеризуют наши впадины, лежат дислокации фундамента. Они возникают как пологие вздутия или как складки (фундамента — Π . K.) очень большого поперечника... Недостаток пластичности в породах фундамента быстро приводит к образованию в этих складках (основания — Π . K.) расколов, сдвигов и в особенности надвигов. Эти дислокации фундамента, передаваясь покрывающим последний пластичным осадочным породам, вызывают здесь разнообразные нарушения» (Архангельский, 1941, стр. 103).

Во многих случаях, например в структуре вала Уилд, Окско-Цнинского, Керенско-Чембарского и других валов, отмечается смена прогибания поднятием, причем оси этих валов или антиклинальных складок совпадают, как уже отмечалось, с краем или наиболее глубокой частью предшествовавшего прогиба. «До среднего карбона прогиб, имевший характер узкого грабена, располагался на месте Вятского вала» (Белоусов, 1962, стр. 212).

Эта «инверсия» вертикальных движений объясняется, по всей вероятности, тем, что произошла смена в характере напряжений, охватывавших фундамент платформы. Сначала при растяжении платформенного массива возникли расколы и грабены или прогибы, ограниченные флексурами, а затем те же ослабленные зоны были сжаты. В результате сжатия сравнительно пластичные слои платформенного чехла сформировали валообразное вздутие у оси или у края грабенообразного прогиба.

Такая же смена горизонтальных движений, но еще резче выраженная, имела место в крупном авлакогене Днепровско-Донецкой впадины. Этот грабен наметился, по-видимому, еще в верхнем протерозое (рифее), но его растяжение и прогибание особенно усилились в девоне-карбоне. Помимо некоторого отодвигания Украинского (Азовско-Подольского) щита на юг, возможно, здесь имел место небольшой сдвиг или поворот этого щита по отношению к центральной части платформы. Растяжение было неравномерным — небольшим на западе, более широким на юговостоке. Во время позднегерцинского и раннемезозойского сжатия именно восточная часть была наиболее деформирована. Здесь образовалась складчатая структура Донбасса, принадлежащая по стилю тектоники к переходному типу между платформенной и геосинклинальной складчатостью.

Наименее ясеп генезис таких платформенных структур, как округлые или овальные (в плане) синеклизы Мичиган и Иллинойс на Северо-Американской платформе, синеклизы Конго, Тиндуф и Карру на Африканско-Аравийской, антеклизы Цинциннати, Нэшвилл, Озарк и Бенд на Северо-Американской, Воронежский и Татарский своды на Европейской платформе.

Н. С. Шатский подметил параллелизм рядов поднятий (Адирондак-Цинциннати—Нэшвилл—Озарк) и прогибов (Мичиган—Иллинойс) контурам соседней геосинклинальной складчатой зоны и усиление деформаций по мере приближения к ней. В. Бэчер п А. Д. Архангельский допускали, что такие структуры возникают в связи с общим короблением цоколя платформы, происходящим под действием того же тангенциального сжатия, которое формирует складчатость в соседних зонах (Bucher, 1933; Архангельский, 1941).

Более определенно к тому же выводу приходит Л. Кинг, который опирается главным образом на анализ деформации Африканско-Аравийской и Индийской платформ. Коробление Индийской платформы под действием сжатия, связанного с формированием Гималаев, подтверждается, по Л. Кингу (1967) и Д. Гленни, распределением изостатических аномалий силы тяжести.

Такое объяснение генезиса многих платформенных антеклиз и синеклиз представляется правдоподобным. Коробление, т. е. изгиб в формевалов (или сводов) и желобов упругой пластины толщиной в 15—20 км, какую представляет собой верхний, в основном «гранитный», слой консолидированной земной коры (кристаллический фундамент), должно создавать в ее нижней части дополнительные вертикальные силы, направленные вверх под поднятиями и вниз под прогибами. В нижних, более нагретых слоях коры (с температурой 200—500° С) это давление может вызвать медленное перемещение вещества из-под прогибов в сторону поднятий. В том же направлении будут действовать силы, связанные с нагрузкой дополнительных масс осадочных толщ, накапливающихся в прогибах.

Хотя процессы изостатического выравнивания будут препятствовать такому перемещению вещества, приводя к нивелировке давлений на глубоких уровнях, все же многократное возобновление упругих изгибов, вероятно, может привести к закреплению в структуре фундамента деформаций, соответствующих антеклизам и синеклизам.

Помимо распределения изостатических аномалий (положительных на поднятиях, отрицательных в прогибах) в тех частях платформ, которые подвергаются короблению в связи с неотектоникой, наличие упругих напряжений доказывается также образованием взбросов в наиболее крутых зонах сочленения некоторых платформенных поднятий и прогибов.

Деформация коробления, приводящая к «оттоку» вещества из-под прогибов в сторону поднятий в самой коре, могла бы объяснить наблюдаемые факты сокращения мощности кристаллической коры под синеклизами и увеличения ее толщины под антеклизами. Так, например, толщина коры составляет более 50 км под антеклизами Воронежского массива и Украинского щита (Борисов, 1967), около 51 км в северовосточной части Балтийского щита (Панасенко, 1966), более 40—42 км в остальных частях Балтийского щита и на Канадском щите (Лабрадорское поднятие, районы к юго-западу от Гудзонова залива и от оз. Верхнего — поднятие Сиу; см. Деменицкая, 1967; Smith a. o., 1966), более 40 км на поднятиях Цинциннати и Нэшвилл (Pakiser, Steinhart, 1964).

В то же время во многих синеклизах толщина кристаллической или консолидированной коры от поверхности фундамента до поверхности Мохоровичича составляет только 30—36 км (Борисов, 1967).

Следует отметить, однако, что еще не было сделано подсчетов, основанных на упругих и вязких свойствах вещества коры, которые подтвердили бы возможность такого механизма образования структур коробления земной коры. Формирование почти изометричных (в плане) прогибов и поднятий фундамента представляется гораздо менее ясным, чем формирование линейно вытянутых структур растяжения (грабены, сбросы) или сжатия (складки), явно связанных с горизонтальными движениями земной коры.

Глава III

ЗНАЧЕНИЕ ГЛУБИННОЙ ТЕКТОНИКИ ДЛЯ НЕФТЕГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ПЛАТФОРМ

В частях III—V и в предыдущих главах была освещена связь структур платформенного чехла, в которых локализуются месторождения нефти и газа, с особенностями глубинной тектоники, например с формами поверхности фундамента докембрийских платформ.

Рассматривая размещение нефти и газа на докембрийских платформах, можно заметить определенную связь месторождений с глубинными разломами и с флексурно-сбросовыми зонами, т. е. с зонами сравнительно крутого погружения фундамента, на которых следует ожидать развития многочисленных мелких сбросов и трещин в фундаменте. Эта связь с разломами подробно рассматривалась Н. А. Кудрявцевым (1963), В. Б. Порфирьевым (Проблемы происхождения нефти, 1966; Генезис нефти и газа, 1967) и П. Н. Кропоткиным (1955а; Кропоткин, Валяев, 1965). На ряде примеров она анализировалась в части III настоящей работы.

Среди районов, где хорошо видна такая связь, можно упомянуть Днепровско-Донецкую впадину с ее продолжением в южную часть Белоруссии; по обоим ее бортам тянутся цепочки месторождений нефти и газа. Другими районами являются Жигулевские и Кинельские дислокации Поволжья, месторождения на бортах Серноводско-Абдулинского грабенообразного прогиба, ряд месторождений по берегам Суэцкого залива и Красного моря, крупное месторождение газа в грабене оз. Киву (Восточная Африка), а также месторождения нефти у разломов Северной Сахары в Африке и газа в грабене Реконкаво в Бразилии. Характерна нефтегазоносность многих периокеанических прогибов (Нигерия, Габон, Мозамбик, северное побережье Мексиканского залива). На Индийской платформе нефтеносность связана с грабеном Камбей, на Австралийской — с грабеном, параллельным западному ограничению материка.

На Северо-Американской платформе такая связь менее очевидна. Но и здесь, например, разломы зоны Балконес-Мексиа, ограничивающие с юговостока поднятие Бенд по границе с палеозойским складчатым поясом, отчетливо контролируют размещение месторождений Западного Техаса.

Две цепочки месторождений тянутся у западного и восточного краев горстообразного поднятия так называемой «центральной платформы» в Пермском бассейне. Нефть сосредоточена здесь именно вблизи разломов, отделяющих этот горст от впадин Делавэр и Мидленд, а не в центральной части горста, несмотря на то, что там (в центре) имеется антиклинальный перегиб слоев, благоприятный для нефтенакопления (рпс. 73).

Также можно заметить связь локализации месторождений газа и нефти на северном склоне горстообразного поднятия Амарильо и на западном склоне впадины Додж с флексурно-сбросовой зоной, ограничивающей с запада и с юга депрессию фундамента этой впадины и впадины Анадарко.

Месторождения Иллинойса и Огайо, может быть, связаны с молодыми разломами, протягивающимися из области Великих Озер в депрессию среднего и нижнего течения р. Миссисипи. В Вайоминге и в других районах западной части платформы нефтеносность обычно связана с разорванными антиклиналями, формировавшимися над разломами фундамента или вблизи них.



Рис. 73. Профиль через центральную часть Пермского бассейна в США (Ver Viebe, 1950) А. В. С. – зоны локализации нефти

Таким образом, изучение докембрийских платформ проливает свет и на проблему генезиса нефти и газа. На большей части платформ, где фундамент лежит на глубине менее 4—6 км, этот вопрос решается, повидимому, в пользу глубинного, неорганического происхождения углеводородов. О таком решении здесь говорят следующие четыре обстоятельства:

1. Температурные условия образования нефти. Изучение химизма нефтей с точки зрения термодинамики физико-химических равновесий приводит к единодушному выводу о том, что они образовались при температуре 120—350°С и в основном при температуре 150—300°С. Это было показано в работах С. Н. Обрядчикова, А. В. Фроста, И. В. Гринберга, А. А. Петрова и Р. Робинсона (Robinson, 1966; Кропоткин, 1955б). Как отмечал Н. Б. Вассоевич (1967), углеводороды интенсивно генерируются из биогенной органики только при температурах около 120°С. Минимальная температура для отделения из нее нефтяных углеводородов составляет 90°С (при такой температуре начинается, например, выделение углеводородов из горючих сланцев Грин-Ривер; см. Генезис нефти и газа, 1967). Температуры 150—200°С, по В. А. Соколову, характеризуют процесс массового образования метана в осадочных толщах.

Имеются ли такие температуры в чехле платформы? Если принять (как минимальное требование для образования нефти и газа по наиболее разработанным вариантам органической гипотезы), что нефтепроизводящий комплекс слоев в основании платформенного чехла должен иметь суммарную толщину 1000 *м* и температуру 90° С вверху и 120° С внизу, то образование нефти было бы возможно только в нижних слоях самых глубоких впадин. На подавляющей площади платформ, где глубина фундамента меньше 5 км, температура в нижних слоях чехла гораздо ниже 120° С.

На Европейской платформе температура выше 120°С у поверхности фундамента отмечается только в Прикаспийской впадине, в юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины, уже не содержащей месторождений, и в некоторых местах Предуральского прогиба (см. рис. 35). На Северо-Американской платформе таким требованиям отвечают только Западно-Техасский бассейн, некоторые районы Скалистых гор и наиболее глубокие части прогиба Анадарко и Предаппалачского краевого прогиба.

Чтобы вывести нефть и газ из таких впадин в остальные районы платформ, например из Прикаспийской впадины или Предуральского краевого прогиба на всю площадь Волго-Уральской области, необходимо было бы допустить латеральную миграцию углеводородов на расстояние до 400 км. Однако на пути подобной миграции было бы столько тектонических препятствий, что такое решение вопроса следует считать совершенно неправдоподобным.

Следовательно, для подавляющей части территории платформ в чехле существуют такие температурные условия, которые исключают возможность биогенного происхождения нефти. В еще большей степени это должно было иметь место в прежние геологические периоды, когда мощность платформенного чехла на территории плит была меньше. Если мы согласимся, что температура образования основной массы углеводородов нефти составляет 150—300° С, то должны будем признать, что на большей части территории платформ нефть приходит с глубины 6—17 км, т. е. из фундамента. Поскольку графитизированная органика докембрийских пород вряд ли может рассматриваться как серьезный источник углеводородов, необходимо допустить, что они поступают из еще более глубоких, в том числе из подкоровых, слоев и, вероятно, имеют неорганическое происхождение.

В части III описаны включения битумов в породах докембрийского фундамента Европейской платформы. Так же как и факты нахождения нефтяных углеводородов в девонских интрузиях и докембрийских красталлических породах Кольского полуострова и на разломах в докембрии восточных берегов оз. Байкал (Кудрявцев, 1963), эти находки битумов подтверждают предположение о миграции углеводородов с большой глубины.

2. Локализация нефти и газа в нижних слоях осадочного платформенного чехла. В слоях, залегающих вблизи поверхности фундамента, уже нет достаточно больших объемов осадочных пород, богатых биогенной органикой. Это особенно ясно на Северо-Американской платформе, низы чехла которой состоят из сравнительно чистых известняков, доломитов и кремнистых пород ордовика и кембрия; в основании чехла залегают аркозовые песчаники кембрия. В то же время значительная часть добычи нефти в области Мидконтинента (впадины Додж, Салина, Форест-Сити), во впадине Иллинойс и на сводах Цинциннати и Финдлей происходит именно из этих нижнепалеозойских горизонтов чехла (Кропоткин, 1955б). Местами нефть добывается из базальных кембрийских аркозов и гранитной дресвы, образовавшейся при разрушении докембрийского фундамента, или даже из самих гранитов фундамента (Центральный Канзас; Walters, 1953).

К району впадины Мичиган и сводов Цинциннати и Финдлей, в котором нефтеносны низы палеозоя, примыкает интересный район нефтепроявлений по окраине Канадского щита. Здесь нефть и газ сосредоточиваются очень близко от поверхности фундамента (газовые месторождения ордовика на северном берегу оз. Эри, газ в кембрийских отложениях штата Нью-Йорк, нефть и газ на о-ве Антикости в отложениях ордовика) или обнаруживаются в нем самом. Так, например, близ Порт-Артура и Форт-Вильяма на берегу оз. Верхнего в Канаде и в других местах, вплоть до района р. Св. Лаврентия и водораздела между Гудзоновым заливом и бассейном озер Гурон и Верхнего, а также в Адирондакском выступе докембрия (рудник Эдвардс) известны выходы горючих газов среди метаморфизованных докембрийских пород. Горючий газ у Форт-Вильяма получен в результате бурения из докембрийского фундамента с глубины 335—400 *м*, а в других местах — до 1000 *м* (Powers, 1932).

Кроме того, здесь, а также около Седбери и на северном берегу оз. Гурон (у залива Джоржиан-Бей) известны жилы твердого асфальтового битума — антраксолита среди метаморфических сланцев и гнейсов докембрия. Антраксолиты имеются также среди докембрийских пород провинций Квебек и Ньюфаундленд.

В области Скалистых гор (Вайоминг) нефтеносными оказались отложения всех систем, до базальных песчаников кембрийского возраста включительно (Кропоткин, 1955а).

Глубинное происхождение газа на Северо-Американской платформе подчеркивается еще и тем обстоятельством, что во многих местах, например на месторождениях Канзаса, Техаса и у берегов оз. Эри, в нем содержится много гелия. Гелиевые месторождения приурочены здесь к разломам фундамента — подземному гранитному хр. Немаха, сбросовым ограничениям горста Амарильо и пр.

Присутствие нефти в нижнекембрийских базальтах, горизонтально залегающих на докембрийских породах вблизн разломов, отмечено в Западной Австралии.

3. Палеогидрогеологические критерии. Известно, что верхние 400— 500 м осадочного чехла представляют собой зону достаточно активного водообмена. Она настолько хорошо промыта и окислена благодаря циркуляции подземных вод, что нефтяные углеводороды и газы в ней, как правило, не сохраняются. В то же время разрез осадочного чехла платформ обычно прослоен несколькими поверхностями перерыва в осадконакоплении. Залегание слоев на этих поверхностях характеризуется географическим несогласием. Каждая из них соответствует продолжительным, в десятки миллионов лет периодам размыва и представляет собой ту дневную поверхность соответствующей эпохи, ниже которой в свое время циркулировали кислородсодержащие подземные воды. Ясно, что если бы сначала в эти эпохи и существовали нефтяные залежи на глубине 400—500 м, то они были бы ликвидированы за время континентального перерыва.

Так, например, в конце силура — начале девона почти вся территория Русской плиты была сушей (Шатский, 1946а, б). Осадочный чехол, состоявший из позднепротерозойских (бавлинская серия и др.) и нижнепалеозойских отложений, имел и до размыва небольшую мощность, а к концу нижнего девона он был просто смыт на большой территории. За исключением небольших грабенов (Серноводско-Абдулинского и др.), трудно указать пункты, где могла бы уцелеть нефть в такой гидрогеологической обстановке.

Вслед за отложением девонских толщ на западе и востоке платформы последовал континентальный перерыв в начале карбона (турнейский век). В это время девон промывался насквозь, практически на всей площади, так как мощность девонских отложений редко превышает 500 м.

То же самое повторялось в конце палеозоя, в течение триаса и позже. Пермские отложения были вовлечены в зону гидрогеологической «стерилизации» сразу же после своего формирования, и вряд ли в них могли бы сохраниться жидкие углеводороды в промышленных количествах.

Таким образом, если температурные условия в наиболее глубоких впадинах допускают возможность формирования нефти, то ее сохранность в неглубоких слоях, через которые должна была бы идти латеральная миграция, несовместима с требованиями гидрогеологии. Реальное изучение палеогидрогеологической обстановки вообще исключает возможность сохранения палеозойской нефти на всей территории докембрийских платформ, за исключением наиболее глубоких впадин. Во многих случаях не видно в отложениях осадочного чехла той восстановительной обстановки, которая необходима для образования нефти.

4. Связь с глубинными разломами. Часто связь с разломами, рассекающими фундамент, маскируется латеральной митрацией нефти и газа на небольшие расстояния в пределах платформенного чехла, в направлении ближайших куполов, антиклиналей или стратиграфических ловушек. В других случаях разломы фиксируются при детальном изучении, но имеют малую амплитуду смещения и поэтому не улавливаются при анализе разбросанных и не очень точных данных о структурных формах различных горизонтов чехла или поверхности фундамента. Тем не менее, как видно из данных, приведенных в части III монографии и в работах Н. А. Кудрявцева и др., связь нефтяных и газовых месторождений с глубинными разломами во многих случаях не вызывает сомнений.

Таким образом, все четыре рассмотренных критерия позволяют считать, что в областях с неглубоким залеганием фундамента нефть и газ имеют глубинное неорганическое происхождение. Однако для глубоких впадин на платформах или во внутренних (межгорных) прогибах геосинклинальных складчатых областей мы уже не можем сделать такой вывод с достаточным основанием. В передовых прогибах молодых складчатых областей — Предкарпатском, Кубанском, Месопотамском, Венесуэльском и других — фундамент погружен на глубину 6—12 км и тепловой поток достаточен для того, чтобы мощные осадочные комплексы оказались в условиях температур 150—350° С. Отделение углеводородов при таком прогреве и метаморфизме органического вещества совершенно неизбежно. Это будет главным образом метан; однако не исключено и



Линии изопахит (в км) отображают с точностью до 100—200 м глубину залегания кровли триасовых отложений от уровня моря. Черное — нефтиные месторождения



отделение небольших количеств более тяжелых углеводородов. Разломы, которые здесь наблюдаются, трудно проследить до фундамента. Все же иногда заметна связь нефтеносности с грабенами на поверхности фундамента, существование которых можно предполагать, анализируя формы поверхности наиболее глубоких слоев. Так, например, по кровле отложений триаса в Восточной Аравии прослеживается ось геосинклинального трога Дезфул. Суммарная мощность юрских, меловых и кайнозойских отложений увеличена в нем на 1000-1600 м по сравнению с соселними участками, которые располагаются юго-западнее и северо-восточнее трога. У оси трога поверхность пород триаса опущена до глубины 2,4-5,5 км ниже уровня моря; соответствующее понижение можно предполагать и в более глубоких слоях, вплоть до поверхности фундамента (рис. 74). Трог в общем повторяет очертания западного берега Персидского залива (за вычетом п-ова Катар) и, вероятно, связан с глубинными разломами, определившими основные контуры депрессии этого залива. Этот трог замечателен тем, что у его оси и на ответвлениях от него располагаются почти все богатейшие месторождения Саудовской Аравии, Катара и Договорного Омана (Hester, 1965).

Можно предполагать, что в таких глубоких прогибах наряду с миграпией углеводородов или водорода с больших глубин происходит и термокаталический процесс отделения метана и других углеводородов из биогенной органики, описанной В. А. Соколовым. Ведь в конце концов в тех термодинамических условиях (температура 150—400° C, давление 1500-3000 кг/см²), которые господствуют в глубоких частях прогибов, при разного рода обменных реакциях будет безразлично, откуда происходят водород, углерод и вода. Вне зависимости от первоисточника этих элементов или соединений те физико-химические равновесия, которые установились здесь за миллионы лет, приведут к формированию флюнда определенного типа. Это может быть флюнд, образованный либо из компонентов, пришедших из мантии, либо из компонентов биогенной органики, либо, наконец, смешанный, в результате взаимодействия биогенного углерода с глубинным водородом, поступающим из мантии. Вероятно, конденсат, встречаемый в наиболее глубоких скважинах.-- это и есть вещество, наиболее близкое к такому гипотетическому углеводородному флюнду. Поднимаясь из глубокой зоны, в которой господствует геостатическое давление, в зону гидростатического давления, такой флюид распадается на нефть и газ. Подъем глубинного сжатого газа нередко создает аномально высокое давление в поровой жидкости, и это частс связано с разломами, т. е. путями миграции сжатого газа (Кропоткин, Валяев, 1965).

Таким образом, с нашей точки зрения, дискуссию об органическом и неорганическом происхождении углеводородов можно вывести из тупика, в который она зашла, если поставить во главу угла вопрос о глубинности и температурных рамках того процесса, который приводит к образованию нефти и газа. В вопросе о том, что этот процесс является не поверхностным, а глубинным и достаточно высокотемпературным, существует, как мы видели, гораздо больше согласня между представителями различных направлений. Это дает возможность синтеза основных положений трех теорий — теории дегазации мантии, неорганической теории происхождения нефти и теории образования углеводородных газов за счет биогенной органики в процессах термокатализа, разработанной В. А. Соколовым (1948; Генезис нефти и газа, 1967).

Учитывая последние данные о битумах и газах метеоритов, можно утверждать, что дегазация мантии несомненно служит источником метана и других углеводородов (Проблемы происхождения нефти, 1966). Дегазация мантии привела к образованию мирового океана. Можно ли сомневаться в том, что мантия является и огромным резервом поступления углеводородов? Это процесс вертикальной миграции, который нельзя отделить от вертикальной миграции углеводородов в фундаменте и платформенном чехле. Любое такое деление было бы искусственным. Поэтому теория дегазации недр Земли, намеченная В. И. Вернадским и А. П. Виноградовым, если довести ее до логического завершения, сольется естественным образом с неорганической теорией происхождения нефти.

Количество углеводородов, которое должно отделиться из биогенного органического вещества при его углефикации и графитизации, т. е. при метаморфизме в условиях высокой температуры и повышенного давления, тоже очень велико. Его можно подсчитать, сравнивая химический состав измененной и неизмененной органики. Сначала отделяются главным образом H₂O, CO₂ и CO, но при более жестких условиях метаморфизма, которые достигаются в глубоких прогибах, происходит главным образом отделение метана CH₄, возможно сопровождаемое небольшим количеством нефтяных углеводородов.

Поэтому и теория термокатализа, по крайней мере в отношении метанового газа, оказывается справедливой в тех случаях, когда мы имеем дело с прогибами, заполненными особенно мощными толщами отложений. Следовательно, этот вариант органической теории естественно вписывается в концепцию глубинного образования нефти и газа. Так может быть достигнут синтез представлений, разработанных сторонниками как органического, так и неорганического происхождения углеводородов нефти и газа.

Прогнозы по нефтегазоносности, основанные на такой концепции, в большой степени должны основываться на изучении глубинной тектоники (разломы, флексурно-сбросовые зоны, участки значительного погружения фундамента), геотермики (так как движение глубинных флюидов обычно сопровождается повышением температуры на выводящих каналах) и гидрогеохимии. Такие геохимические характеристики подземных вод, как повышенное содержание хлоридов, бром-йодный коэффициент и содержание метана, являются, как известно, благоприятными признаками при оценке перспектив нефтегазоносности. ЛИТЕРАТУРА

- Авербух А. Г. 1969. Строение зоны сочленения разновозрастных фундаментов на юге Русской платформы.— Сов. геология. № 2.
- Ажгирей Г. Д. 1956. Структурная геология. Изд-во МГУ. Ажгирей Г. Д. 1967. Типы главных линейных тектонических структур Земли.— Докл. AH CCCP, 177, № 3.
- Айзберг Р. Б., Синичка А. М., Анцупов П. В. и др. 1967. О соотношении структурных планов подсолевого ложа и фундамента Припятской впадины. — Докл. АН БССР, **11.** № 11.
- Алексин Г. А. 1967. Некоторые данные о состоянии поисково-разведочных работ на нефть и газ в Северной Африке. — Нефтегаз. геол. и геофиз., текущая информация, вып. З. М., ВНИИОЭНГ
- Алексин А. Г., Кожевников И. И., Соколин Х. Г. 1968. Геологическое строение и нефтегазоносность солянокупольных бассейнов Западной Африки.- Геол. нефти и газа, № 12.
- Алиева Е. Р. 1968. Новые данные по нефтегазоносности акватории Персидского залива. -- Нефтегаз. геол. и геофиз., текущая информация, вып. 23. М., ВНИИОЭНГ.
- Алферов С. Е. 1968. О характере распределения залежей нефти в регионе Персидского
- залива.— Нефтегаз. геол. и геофиз., текущая информация, вып. 3. М., ВНИЙОЭНГ. Алферов С. Е., Калинко М. К. 1968. О нефтегеологическом районировании региона Персидского залива. — В кн. «Вопросы геологических исследований на нефть и газ». Серия нефтегаз. геол. и геофиз. М., ВНИИОЭНГ.
- Ананьин Р. Т. 1968. Структура фундамента и чехла северо-восточного склона Воронежской антеклизы. Изв. Высших учебных завед., геол. и разведка, № 6.
- Андреев Б. А. 1958. Гравитационные аномалии и мощность земной коры континентальных областей. — Докл. АН СССР, 119, № 2.
- Андреев Б. А. 1966. Основные структурные элементы фундамента восточных районов СССР. — Докл. АН СССР, 170, № 2.
- Андреева Р. И. 1958. К вопросу о геологическом истолковании Черниговской магнитной аномалии. – Прикл. геофиз., вып. 21.
- Андреева Р. И., Чирвинская М. В. 1961. О гипсометрии фундамента Днепровского грабена.— Геол. нефти и газа, № 12.
- Аникиев К. А. 1964. Аномально высокие пластовые давления в нефтяных и газовых месторождениях. Л., «Недра».
- Арган Э. 1935. Тектоника Азии. М. Л., ОНТИ.
- Артемьев М. Е. 1966. Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. М., «Наука».
- Артемьев М. Е., Артюшков Е. В. 1968. О происхождении рифтовых выпадин. Изв. АН СССР, серня геол., № 4. Арханзельский А. Д. 1940. О строении Русской платформы.— Бюлл. МОИП, отд. геол.,
- 18, вып. 3-4.
- Архангельский А. Д. 1941. Геологическое строение и геологическая история СССР. Т. І. Изд. З. М. – Л., Гостоптехиздат.
- Архангельский А. Д., Розе Н. В., Колюбакин В. В. и др. 1937. Тектоника докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы по данным общей магнитной съемки СССР. – Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., № 2.
- Архангельский А. Д., Шатский Н. С. 1933. Схема тектоники СССР. Бюлл. МОИП. отд. геол., 11, № 4.
- Архангельский А. Д., Шатский Н. С., Меннер В. В. и др. 1937. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. М.- Л., Изд-во АН СССР.

Атлас литолого палеогеографических карт СССР. 1967. Т. І. М., ГУГК. «Недра».

Атласов И. П., Вакар В. А., Дибнер В. Д. и др. 1964. Новая тектоническая карта Арк-тики.— Докл. АН СССР, 156, № 6.

- Аширов К. Б. 1965. Геологическая обстановка формирования нефтяных и нефтегазовых месторождений Среднего Поволжья. - Труды Гипровостокнефть, вып. 8.
- Аширов К. Б. 1967. Условия и масштабы миграции нефти и газа, существовавшие при формировании месторождений Среднего Поволжья.- В кн. «Генезис нефти и
- газа». М., «Недра». Бабаян Г. Д., Бархатов Г. В., Бобров А. К. и др. 1960. Геологическое строение и неф-тегазоносность Якутской АССР. М., Госгеолтехиздат.
- Бакиров А. А. 1954. Опыт изучения геологии кристаллического фундамента Русской платформы на основе опорного бурения. М., Гостоптехиздат.
- Бакиров А. А. 1959. Нефтегазоносные области Северной и Южной Америки. М., Госгеолтехнздат.
- Бакиров А. А., Быков Р. И., Гаврилов В. П. 1968. Глубинное строение и перспективы нефтегазоносности палеозоя Северного Устюрта.— Сов. геология. № 2.
- Бакилов А. А., Пронина А. М. 1962. Нефтегазоносные области Ближнего Востока и Юго-Восточной Азии. М., Госгеолтехиздат.
- Бакланов Н. И. 1965. О геологическом строении верхней свиты Саксаганского района Кривбасса по данным геофизических съемок. В кн. «Строение земной коры и физические свойства горных пород», вып. 1 (12). Киев, «Наукова думка». Балакина Л. М., Вееденская А. В., Мишарина Л. А., Широкова Е. И. 1967. Напряжен-
- ное состояние в очагах землетрясений и поле упругих напряжений Земли. Изв. АН СССР, физика Земли, № 6. Баранова Т. Э. 1960. Битумопроявления в породах кристаллического фундамента рай-
- онов Второго Баку по данным люминесцентного анализа. Труды ВНИГРИ. вып. 155.
- Басков Е. А., Другунов В. И., Краснов И. И. и др. 1966. Геология Сибирской плат-формы. Ч. 3. Тектоника. М., «Недра».
- Белов В. П. 1964. Ультраосновные и основные породы северо-западной части Енисейского кряжа.— Вестник МГУ, серия геол., № 1.
- Белоусов В. В. 1955. О геологическом строении и развитии океанических впадин.-Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Белоусов В. В. 1962, Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат.
- Белоусов В. В. 1966. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука».
- Белоусов В. В. 1967. Некоторые вопросы развития земной коры и верхней мантии океанов.— Геотектоника, № 1.
- Белоусов В. В., Шейнманн Ю. М. 1968. Мировая система больших грабенов. Байкальский рифт. М., «Наука».
- Беляевский Н. А., Борисов А. А., Вольвовский И. С. 1967. Глубинное строение территории СССР.— Сов. геология, № 11.
- Белянкина М. Н., Долгинов Е. А. 1964. К вопросу о структурно фациальной зональности отложений в Заангарской части Енисейского кряжа.— В кн. «Вопросы геологии Красноярского края». Изд-во МГУ.
- Блакадар Р.Г., Фрейзер Дж. А. 1964. Общий обзор геологии докембрия арктической части Канады.— В кн. «Геология Арктики». М., «Мир». Блохин П. А., Авербух А. Г. 1965. О тектонике Горьковского Заволжья (по данным
- сейсморазведки). Разведочная геофиз., вып. 8.
- Блюменцвайг В. И., Мандельбаум М. М. 1964. О некоторых вопросах тектоники Саяно-Байкальской горной области и сопредельных территорий по данным аэромагнитной съемки. — В кн. «Геофизические исследования при решении геологических задач в Восточной Сибири». М., «Недра».
- Бобров А. К. 1964. Геология Предбайкальского краевого прогиба. М., «Наука».
- Богданов А. А. 1964. О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ (на примере Восточно-Европейской платформы).- Сов. геология, № 9.
- Богданов А. А. 1967. О тектоническом расчленении докембрийских образований фундамента Восточно-Европейской платформы.— Вестник МГУ, серин геол., № 1.
- Богданов А. А. 1968а. Тектоническая история территории СССР и сопредельных стран.— Вестник МГУ, серия IV, геол., № 1.
- Богданов А. А. 1968б. О тектоническом строении западного угла Европейской платфор-мы Вестник МГУ, серия IV, геол., № 5.
- Богданов А. А. 1968. Тектонические эпохи (к вопросу о периодизации тектонической истории Земли). — Бюлл. МОИП, отд. геол., 44, вып. 5. Богданова С. В. 1966. Петрография и структура кристаллического фундамента Куйбы-
- шевского Заволжья. Автореф. канд. дисс. М., МИНХ и ГП.
- Богомолов Г. В. 1968. Карта поверхности кристаллического фундамента территории БССР.— Докл. АН БССР, 12, № 10.
- Бондаренко Б. В. 1965. Складчатые зоны докембрия Белоруссии по геофизическим данным. — В кн. «Геология и перспективы металлоносности докембрия Белоруссии и смежных районов». Минск, «Наука и техника».
- Бондаренко Б. В. 1967. Тектонические структуры поверхности кристаллического фундамента Припятской впадины и их соотношение со структурами осадочного чехла.— В кн. «Методика и геологические результаты геофизических исследований Припятской впадины». Минск, «Наука и техника».

- Бондарчук В. Г., Соллогуб В. Б., Кондрачук В. Ю. и др. 1959. Рельеф поверхности докембрийского кристаллического фундамента территории Украинской и Молдавской ССР.— Сов. геология, № 1.
 - Борисов А. А. 1962. О некоторых особенностях глубинной структуры платформенных территорий Советского Союза. - Сов. геология, № 1.
- Борисов А. А. 1963. Об эволюции земной коры в процессе тектогенеза.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2
- Борисов А. А. 1967. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., «Недра».
- Борисов А. А., Косыгин Ю. А. 1960. Применение геофизических методов исследования при изучении тектонических структур. В кн. «Методы изучения тектонических структур», вып. 1. М., Изд-во АН СССР.
- Борисов А. А., Круглякова Г. И. 1967. Региональные и зональные аномалии геомагнитного поля Европейской части СССР.— Сов. геология. № 1.
- Браун Г. Ф., Джексон Р. О. 1963. Аравийский щит.— В кн. «Труды XXI Международного геологического конгресса», вып. 1. М., ИЛ.
- Брод И. О., Васильев В. Г., Высоцкий И. В. и др. 1965. Нефтегазоносные бассейны земного шара. М., «Недра».
- Броньон Г., Веррье Г., Массон П. 1961. Соляная тектоника седиментационного бассейна Куанза в Анголе.— В кн. «V Международный нефтяной конгресс, т. І. Геология и геофизика». М., Гостоптехиздат.
- Бубнов С. Н. 1960. Основные проблемы геологии. Изд-во МГУ.
- Булина Л. В. 1961. Об использовании материалов аэромагнитной съемки для изучения глубинного строения земной коры в пределах Сибирской платформы. — Сов. геология, № 5.
- Булина Л. В. 1964. Районирование фундамента восточной части Сибирской платформы по данным аэромагнитной съемки. — Материалы по геофиз. исслед. ВСЕГЕИ, новая серия, 105.
- Булина Л. В., Спижарский Т. Н. 1965. Тектоническое районирование фундамента Сибирской платформы.— Геол. и геофиз., № 12. Бухарцев В. П., Скороспелова Т. П., Строева Е. А., Устинова З. С. 1963. Некоторые
- закономерности размещения платформенных месторождений нефти и газа и их достоверность. — В кн. «Закономерности размещения платформенных месторождений нефти и газа Волго-Уральской области». М., Изд-во АН СССР.
- Быков Р. И., Гаврилов В. П., Туранов В. А. 1966. О зависимости размещения крупных скоплений нефти и газа в мезозойских отложениях Туранской плиты от ряда геологических факторов. - Труды МИНХ и ГП, вып. 61.
- Валеев Р. И., Клубов В. Н., Островский М. И. 1969. Сравнительный анализ условий формирования и пространственного размещения авлакогенов Русской платформы. — Сов. геология, № 4.
- Валяев Б. М. 1966. Некоторые тектонические закономерности локализации нефтяных и газовых месторождений (на примере Европейской части СССР).— В кн. «Доклады на IV конференции младших научных сотрудников и аспирантов». М., «Наyĸa».
- Варданянц Л. А. 1960. Докембрийский кристаллический фундамент Русской платформы.— В кн. «Стратиграфия и корреляция докембрия». (Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 9). М.— Л., Изд-во АН СССР.
- Варенцов М. И., Рябухин Г. Е. 1962. Нефть Сахары. М., изд-во «Знание». Варенцов М. И., Дорошко Г. М., Меламуд Е. Л. 1967. О геологическом строении и нефтеносности кембрийских отложений Северной Африки и их значении для оценки
- перспектив нефтегазоносности Восточной Сибири. М., «Наука». Варенцов М. И., Рябухин Г. Е., Грожека Т. Г., Кузнецов А. С. 1961. Новые нефтегазоносные области Северной Африки на территории Ливии. – Геол. нефти и газа, **№** 6.
- Варенцов М. И., Рябухин Г. Е., Кузнецов А. С. 1963. О геологическом строении и нефтегазоносности Восточной Африки.— Геол. нефти и газа, № 9.
- Варсанофьева В. А. 1961. Тектоническое и геоморфологическое развитие Урало-Тиманской области. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 36, вып. 4.
- Васильев В. Г., Борисов А. А. и др. 1948. Нефтяные месторождения Второго Баку. М., Гостоптехиздат.
- Васильев В. Г., Каленов Е. Н., Карасев И. П. и др. 1957. Геологическое строение юга Сибирской платформы и нефтеносность кембрия. М., Гостоптехиздат.
- Васильковский Н. П., Предтеченский А. А. 1964. О строении Сибирской платформы.-Геол. и геофиз., № 6.
- Вассоевич Н. Б. 1967. Теория осадочно-миграционного происхождения нефти (исторический обзор и современное состояние).— Изв. АН СССР, серия геол., № 11.
- Веселовская М. М. 1963. Итоги петрографического изучения кристаллического фундамента Русской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
- Веселовская М. М. 1966. О распространении кварцево-биотитовых сланцев на восточном склоне Воронежского выступа.— Сов. геология, № 7.

- Виноградов В. А., Красильщиков А. А. 1963. О возрасте складчатого фундамента Оленекского поднятия Сибирской платформы.— Докл. АН СССР, 152, № 3.
- Виноградов А. П., Тугаринов А. И. 1961. Геохронология докембрия.— Геохимия, № 9. Виноградов А. П., Тугаринов А. И., Кнорре К. Г. и др. 1960. О возрасте кристаллического основания Русской платформы. — В кн. «Определение абсолютного возраста дочетвертичных геологических формаций» (Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 3). М., Изд-во АН СССР. Внутреннее строение Земли. 1949. М., ИЛ.
- Войтылова Т. Н., Иванова Л. Н., Можаев Б. Н. 1966. Структурно-тектоническая схема осадочного чехла северо-запада Русской платформы.- В кн. «Вопросы разведочной геофизики». Л., «Недра». Волобуев М. И., Зыкова С. И., Мусатов Д. И., Ступников Н. И. 1964. Стратиграфия
- и магматические комплексы Енисейского кряжа по геологическим и радиологическим данным. — В сб. «Геология юго-западного обрамления Сибирской платформы». М., «Недра».
- Волькович Р. Е., Швай Л. П. 1967. Тектонические нарушения и их влияние на мигранию флюидов в Днепровско-Донецкой впадине. В кн. «Дизъюнктивные дислокации Днепровско-Донецкой впадины». Полтава.
- Вотах О. А. 1968. Тектоника докембрия западной окраины Сибирской платформы. М., «Наука».
- Вотах О. А., Дмитриев А. Н. 1963. Соотношение докембрийских свит Игарского и Туруханского районов по данным абсолютного возраста. — Геол. и геофиз., № 7.
- Гайманов А. Г., Строев П. А. 1967. Некоторые черты строения земной коры в Красном море. Аденском заливе и северо-западной части Индийского океана.— Вестник МГУ, серия геол., № 6.
- Гансер А. 1967. Геология Гималаев. М., «Мир».
- Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. 1965. Типы структур молодых платформ Евразии.— Геотектоника, № 1.
- Гарланд Г. Д., Бауэр М. Е. 1961. Интерпретация аэромагнитных аномалий в Северо-Восточной Альберте. — В кн. «Международный нефтяной конгресс», т. І. М., Гостоптехиздат.
- Гаррис М. А. 1964. Геохронологическая шкала Урала и основные этапы его развития в докембрии и палеозое.— В кн. «Абсолютный возраст геологических формаций» (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 3). М., «Наvка».
- Гаррис М. А., Соловьева Н. Н., Гусева Г. А. 1961. Свободный битум в осадочных магматических и метаморфических породах Западной Башкирии и Южного Урала.-В кн. «Вопросы геохронологии и геохимии докембрия и палеозоя Южного Урала и восточной части Русской платформы». Уфа.
- Гафаров Р. А. 1961. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Гафаров Р. А. 1963а. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы (по данным региональных геофизических исследований). — Труды ГИН АН СССР, вып. 85.
- Гафаров Р. А. 19636. Строение складчатого фундамента Восточно-Европейской платформы по геофизическим данным.— Изв. АН СССР, серия геол., № 8.
- Гафаров Р. А. 1965. Тектоника фундамента и типы магнитных полей Сибирской платформы. - Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
- Гафаров Р. А. 1966. Вопросы тектоники фундамента севера Восточно-Европейской платформы.— Геотектоника, № 4.
- Гейслер А. Н. 1956. Новые данные по стратиграфии и тектонике нижнего палеозоя северо-западной части Русской платформы.— В кн. «Материалы по геологии Европейской территории СССР». Л., Госгеолтехиздат.
- Генезис нефти и газа. 1967. М., «Недра».
- Геологическая карта кристаллического фундамента Русской платформы. Масштаб 1:2 500 000. 1965. Под ред. Л. А. Варданянца. М., ГУГК.
- Геология Арктики. 1964. М., «Мир».
- Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. 1968. Л., «Наука».
- Герлинг Э. К., Глебова-Кульбах Г. О., Лобач-Жученко С. Б. п др. 1965. Новые данные по геохронологии докембрия Карелии.— В кн. «Абсолютный возраст докембрийских пород СССР». М., «Наука».
- Гестил Г., Блейз Р., Ноулс Д. М., Бержерон Р. 1963. Лабрадорская геосинклиналь.-В кн. «Труды XXI сессии Международного геологического конгресса», вып. 1. М., ИЛ
- Гладышева Г. А., Петренко М. Г. 1967. О вертикальной миграции углеводородов из нефтяных и газовых залежей Днепровско-Донецкой впадины.— В кн. «Условия формирования и закономерности размещения нефтяных и газовых месторождений на Украине». Киев, «Наукова думка».
- Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Крылова М. Д. и др. 1965. Последовательность геологических процессов в южном обрамлении Алданского щита и геохронологиче-

ские данные.— В кн. «Абсолютный возраст докембрийских пород СССР». М., «НаyEa».

Гличев Ю. А., Хоментовская О. А. 1968. Анализ и эффективность геофизических методов и дальнейшие перспективы их развития при разведке нефти и газа в Оренбургской области. В кн. «Геологическое строение и нефтегазоносность юго-восточного Урало-Поволжья» (Труды ВНИГНИ, вып. 59), М., «Недра».

Годин Ю. Н. 1957. Региональные геофизические исследования.— Геол. нефти, № 6.

Годин Ю. Н. 1958. Комплексные региональные геофизические исследования на юговостоке Русской платформы.— Геол. нефти, № 5.

Годин Ю. Н. 1962. Сейсмические исследования земной коры, проведенные ВНИШ софизикой на Русской платформе и в Средней Азии в 1956-1960 гг. В кн. «Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР». М., Госгеолтехиздат.

Головин И. В. 1966. Использование геофизических данных для изучения геологического строения кристаллического фундамента северо-запада Русской платфор-мы. В кн. «Вопросы разведочной геофизики», вып. 5. М., «Недра». Гордасников В. Н., Троицкий В. Н. 1966. Средне-Русский авлакоген — стержневая

структура Московской синеклизы.— Сов. геология, № 12.

Горелик З. А. 1966а. Основные черты истории тектонического развития и перспективы нефтегазоносности Брестской впадины на территории БССР.— В кн. «Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности БССР». М., «Недра».

Горелик З. А. 1966б. О тектоническом строении и перспективах нефтегазоносности Оршанской впадины на территории БССР. — В кн. «Геологическое строение и перспективы нефтегазонссности БССР». М., «Недра».

Горнштейн Д. К., Гудков А. А., Косолапов А. И. и др. 1963. Основные этапы геологического развития и перспективы нефтегазоносности Якутской АССР. М., Изд-во AH CCCP.

Грабкин О. В. 1965. К вопросу о внутреннем строении и условиях формирования Нижне-Тимптонского купола на Алданском щите. — Вестник МГУ, серия геол., .№ 1

Грачев Ю. Н., Дехнич М. Я., Литвиненко И. В. и др. 1960. Глубинные геофизические исследования на территории Балтийского щита. — В кн. «Геологические результаты прикладной геохимии и геофизики» (Междунар. геол. конгресс. XXI сессия.

Докл. сов. геол. Проблема 2). М., Госгеолтехиздат. Грегори А. Ф., Бауэр М. Е., Морлей Л. В. 1964. Геологическая интерпретация аэромагнитных профилей проведенных через Канадский арктический архипелаг. — В кн.— «Геология Арктики». М., «Мир».

Григорьев В. Н., Семихатов М. А. 1961. Основные типы осадочных формаций нижнего кембрия юго-западной окраины Сибирской платформы и ее обрамлений.-Изв. АН СССР, серия геол., № 1.

Гришин М. П., Пятницкий В. К., Ремпель Г. Г. 1967. Строение фундамента Сибирской платформы. — Труды СНИИГГИМС, вып. 57.

Грязнов Н. К., Силонов Ф. А. 1961. Особенности строения и тектонического развития западной части Жигулевской дислокации и нефтеносность палеозойских отложений. — Труды ВНИГРИ, вып. 34.

Гурарий Г. З., Соловьева И. А. 1963. Строение земной коры по геофизическим данным. — Труды ГИН АН СССР, вып. 98.

Гурарий Г. З., Соловьева И. А. 1964. Некоторые данные о строении верхней мантии Земли и общая схема изостазии.— В кн. «Изостазия» (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 12). М., «Наука». Гутенберг Б. 1963. Физика земных недр. М., ИЛ.

Давыдов В. Ф. 1964. Трапповый магматизм Сибирской платформы с точки зрения палеомагнетизма.- В кн. «Геофизические исследования при решении геологических задач в Восточной Сибири», вып. 3. М., «Недра».

Данилович В. Н. 1963. Аркогенный тип надвигов.— Геол. и геофиз., № 2.

Даннингтон Г. В. 1961. Образование и разрушение скоплений нефти в Северном Ираке.- В кн. «Распространение нефти». М., Гостоптехиздат.

- Дашкевич Н. Н., Мусатов Д. И., Фейгин Е. Б., Шерман М. Л., Яскевич В. И. 1968. Глубинное строение западной части Сибирской платформы и связь с ним траппового магматизма.— В кн. «Геологические результаты прикладной геофизики» (Междунар. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 5). М., «Наука».
- Двали М. Ф. 1963. Нефтематеринские свиты и принципы их диагностики.— Труды ВНИГРИ, вып. 211.
- Дедеев В. А., Заломина М. Н., Запольнов А. К. и др. 1965. Геология и перспективы нефтегазоносности северной части Тимано-Печорской области. Труды ВНИГРИ, вып. 245.

Деменицкая Р. М. 1967. Кора и мантия Земли. М., «Недра».

Деменицкая Р. М. 1969. Строение земной коры и верхней мантии территории СССР и новые проблемы в ее изучении. В кн. «Геологическое строение СССР», т. V. М., «Недра».

Демиденко Ю. Б., Манюта М. Г. 1963. Региональные сейсмические исследования в

24 Кропоткин и др.

северо-западной части Днепровско-Донецкой впадены по профилю Яготен — Батурин. -- Сов. геология, № 6.

- Демиденко Ю. Б., Манюта М. Г., Лысенко В. А., Спихина Л. М. 1963. Результаты сейсмических исследований глубинного строения земной коры в пределах Восточной Украины. — Геофиз. сборник Геофиз. ин-та АН УССР, вып. 5/7.
- Демокидов К. К. 1964. Верхний докембрий Советской Арктики. В кн. «Геология докембрия». М., «Наука».
- Джекобс Дж., Рассел Р., Уилсон Дж. 1964. Физика и геология. М., «Мир».
- Дзевановский Ю. К. 1958. Алданский щит.— В кн. «Геологическое строение СССР». т. З. М., Госгеолтехиздат.
- Дзевановский Ю. К. 1964. О юго-восточном складчатом обрамлении Сибирской платформы. — Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 97.
- Дзевановский Ю. К., Судовиков Н. Г. 1960. Докембрий Алданского щита и хребта Станового. — В кн. «Стратиграфия и корреляция докембрия» (Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 9). М., Изд-во АН СССР
- Димитров Г. Х., Фридман Н. Ф. 1965. О физических свойствах пород докембрия Среднего Приднестровья. — Геофиз. сборник Геофиз. ин-та АН УССР, вып. 1(12).
- Доброхотов М. И. 1969. О некоторых вопросах геологии докембрия Криворожско-Кременчугской структурно-фациальной зоны.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4. Добрянский А. Ф. 1948. Геохимия нефти. Л., Гостоптехиздат.
- Докембрий Скандивании. Под ред. К. Ранкамы. 1967. М., «Мир». Доленко Г. Н., Сеньковський Ю. М., Різун Б. П. 1967. Про границю Східно-Європейської платформи в межах Львівського палеозойського прогину суміжних територій.— Доповіді АН УРСР, серія Б, № 9.
- Дрейф континентов. 1966. М., «Мир».
- Дружинин А. В. 1963. Геотермическая характеристика локальных поднятий Куйбышевского Поволжья. — Труды КуйбышевНИИНП, вып. 20.
- Дружинин А. В. 1967. Пример аномального распределения глубинных температур в пределах юго-восточного склона Русской платформы.— Геол. нефти и газа, 🕅 7.
- Дружинин А. В. 1968. К вопросу о влиянии гидрогеологического фактора на геотемпературное поле в условиях востока Русской платформы.— Нефтегаз. геол. и геофиз., научно-техн. сборник 6.
- Дружинин В. С., Рыбалка В. М., Халевин Н. И. 1968. Результаты глубинных сейсмических зондирований на Свердловском пересечении и перспективы дальнейших нсследований Урала. — В кн. «Глубинное строение Урала». М., «Наука».
- Диманский С. Г. 1963. Перспективы геотермического метода разведки глубинных структур в условиях Предкарпатья. — Труды УкрНИГРИ, вып. 7.
- Егоркин А. В. 1962. Строение земной коры на юго-востоке Русской платформы.-В кн. «Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР». М., Госгеолтехиздат.
- Егоркин А. В. 1966. Анализ точности определений скоростных параметров разреза земной коры по годографам отраженных волн. Изв. АН СССР, физика Земли, No 9.
- Егорова Л. З. 1964. Строение и состав кристаллического фундамента и бавлинских отложений Куйбышевской и Оренбургской областей. Труды КуйбышевНИИНП, вып. 24
- Еланский Л. Н., Козин А. Н., Фадеев М. И. 1966. Перспективы нефтеносности пород кристаллического фундамента Куйбышевского Поволжья. — Труды Куйбышев-НИИНП, вып. 36.
- Ермаков Ю. Г. 1967. О структуре поверхности фундамента п верхнепротерозойскопалеозойского платформенного покрова южного склона Украинского щита.-Геотектоника, № 2.
- Ермолкин В. И. 1965. Регионально-нефтегазоносные комплексы мезозойских отложений Ближнего Востока и Средней Азии и их сравнительная характеристика.-Нефтегаз. геол. и геофиз., научно-техн. сборник 5.
- Жарков М. А., Замараев С. М. 1964. История тектонического развития юга Сибирской платформы.— В кн. «Вопросы сравнительной тектоники древних платформ». М., Изд-во АН СССР.
- Журавлев В. С. 1964. Сравнительная тектоника экзогональных впадин Русской платформы.— В кн. «Деформация пород и тектоника» (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 4). М., «Наука».
- Журавлев В. С. 1969. Сравнительная тектоника Печорской, Прикасшийской и Североморской экзогональных впадин Европейской платформы.— Автореф. докт. дисс. М., ГИН.
- Журавлев В. С., Гафаров Р. А. 1959. Основные черты тектоники северо-востока Русской платформы. — Бюлл, МОИП, отд. геол., 34, вып. 5.
- Журавлев В. С., Осадчук М. И. 1962. Тектоническое положение кислоручейской свиты в составе рифейского складчатого фундамента Тимана.— Докл. АН СССР, 146, № 5.
- Журавлев В. С., Осадчук М. И. 1963. Тиманский кряж и полуостров Канин.— В кн. «Стратиграфия СССР, т. II. Верхний докембрий». М., Госгеолтехиздат.
- Журавлев В. С., Перфильев А. С., Херасков Н. П. 1965. Пространственные в времен-

ные взаимоотношения между уралидами и доуралидами на восточном ограничении Русской платформы. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 40, вып. 3.

- Журавлева З. А., Комар В. А., Чумаков Н. М. 1959. Стратиграфические соотношения Патомского комплекса с осадочными отложениями западного и северного склонов Алданского края.— Докл. АН СССР, 128, № 5.
- Завьялов В. М., Линецкий В. Ф. 1966. О миграции нефти и газа и формировании их залежей в Днепровско-Донецкой впадине.— В кн. «Тектоника и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины». Киев, «Наукова думка».
- Зайцев Н. С. 1954. О тектонике южной части Сибирской платформы.- В кн. «Вопросы геологии Азии», т. І. М., Изд-во АН СССР.
- Зайцев Н. С. 1963. Особенности тектонического строения Саяно-Алтайской складчатой области. - В кн. «Тезисы докладов совещания по проблемам тектоники». М., Изд-во АН СССР.
- Зайцев Ю. С. 1966. Михайловская серия Белгородского железорудного района и некоторые вопросы стратиграфии докембрия Воронежской антеклизы.— В кн. «Труды третьего совещания по проблемам изучения Воронежской антеклизы». Изд-во Воронежск. ун-та. Замараев С. М. 1961. Основные элементы структуры юго-восточной части Сибирской
- платформы в докембрии и в нижнем палеозое.— Геол. и геофиз., № 11.
- Замараев С. М. 1965. Основные этапы развития и основные элементы структуры южной части Сибирской платформы.- Геол. и геофиз., № 2.
- Замараев С. М. 1967. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М., «Наука»
- Зандер В. Н., Томашунас Ю. И., Берковский А. Н., Суворова Л. В. и др. 1967. Геологическое строение фундамента Русской плиты. Л., «Недра».
- Земная кора. 1957. Сборник статей. Под ред. Б. Гутенберга. М., ИЛ.
- Зноско Е. 1964. Строение фундамента внекарпатской части Польши. Сов. геология, .**№** 2.
- Зоненшайн Л. П., Поникаров В. П., Уфлянд А. К. 1966. О структурах. пограничных между платформами и геосинклинальными областями.— Геотектоника, № 5.
- Иванов А. А. 1968. Тектоника севера Русской платформы.— Сов. геология, № 4. Ивенсен Ю. П. 1960. Рифейский магматизм Канина и Северного Тимана. Труды Ко-
- ми фил. АН СССР, № 10.
- Иснатович Н. К. 1945. К вопросу о гидрогеологических условиях формирования и сохранения нефтяных залежей.— Докл. АН СССР, 46, № 5.
- Ирдли А. 1954. Структурная геология Северной Америки. М., ИЛ.
- История геологического развития Русской платформы и ее обрамления. 1964. М., «Недра»
- Кайряк А. И. 1969. К проблеме «иотния» Западного Прионежья.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Калинин С. И. 1968. К вопросу о перспективах нефтегазоносности нижнепалеозойских отложений Брестской впадины.— Нефтегаз. геол. и геофиз., текущая информация, вып. 19. М., ВНИИОЭНГ.
- Калинко М. К. 1959. О перспективах нефтегазоносности Хатангской впадины.- Новости нефт. техники, геол., № 12.
- Калинко М. К. 1964. Основные закономерности распределения нефти и газа в земной коре. М., «Недра».
- Калинко М. К. 1968. Неорганическое происхождение нефти в свете современных данных (критический анализ). М., «Недра».
- Калинко М. К., Ботнева Т. А., Елизарова Е. М. и др. 1968. О генетической природе битумоидов, обнаруженных в докембрийских отложениях Туймазинского нефтяного месторождения. Изв. АН СССР, серия геол., № 10.
- Камалетдинов М. А. 1965. К вопросу о покровной тектонике Урала в свете новых данных.— Геотектоника. № 1.
- Камалетдинов М. А., Надежкин А. Д., Камалетдинов Р. А. 1966. Новые данные о геологическом строении и перспективах нефтегазоносности передовых складок Южного Урала. – Геол. нефти и газа, № 3.

Карасев И. Л. 1960. Тектоническое строение Иркутского амфитеатра. — В кн. «Геологическое строение и нефтеносность Иркутского амфитеатра». М., Гостоптехиздат.

Карпинский А. П. 1919. К тектонике Европейской России. – Изв. Росс. Акад. наук. Карта декембрийской тектоники Сибири. Масштаб 1:5 000 000. 1964. Сост. под руководством Ю. А. Косыгина. М.

- Карта новейшей тектоники СССР. Масштаб 1:5 000 000. 1959. Под ред. Н. И. Николаева и С. С. Шульца. М., Госгеолтехиздат.
- Касимов Б. С., Файзуллин Л. Д. 1965. Тектоническое строение и перспективы нефтеносности Кировской области и смежных территорий. — В кн. «Новое в геологическом строении и нефтегазоносности Волго-Уральской провинции», серия нефтегаз. геол и геофиз. М., ЦНИИТЭнефтегаз.
- Катихин В. Р. 1964. Температурная характеристика недр Волгоградской области в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности. - В кн. «Геологические исследования на нефть и газ в Волго-Уральской области». М., ЦНИИТЭнефтегаз.

- Келлер Б. М. 1963. Общие вопросы строения верхнего докембрия. Палеогеография и геологическая история. В кн. «Стратиграфия СССР. т. П. Верхний докембрий». М., Госгеолтехиздат.
- Келлер Б. М. 1968. Верхний претерозой Русской платформы (рифей и венд). Очерки по региональной геологии СССР, вып. 2. Изд-во МГУ. Келлер Б. М., Копелиович А. В., Соколов Б. С. 1963. Полуострова Рыбачий, Средний
- и остров Кильдин. В кн. «Стратиграфия СССР, т. 2. Верхний докембрий». М., Госгеолтехиздат.
- Келлер Б. М., Соколов Б. С. 1960. Поздний докембрий севера Мурманской области.--Докл. АН СССР, 133, № 5.
- Келлер Б. М., Хоментовский В. В. 1960. Рифейская группа и ее подразделения. В кн. «Стратиграфия позднего докембрия и кембрия» (Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 8). М., Изд-во АН СССР.
- Кёльбель Г. 1964. Строение фундамента Польско-Германской низменности. В кн. «Тектоника Европы». М., «Наука» — «Недра».
- Кинг Л. 1967. Морфология Земли. М., «Прогресс».
- Кинг Ф. 1961. Геологическое развитие Северной Америки. М., ИЛ.
- Кинг Ф. 1967. Тектоническая карта Северной Америки.— В кн. «Тектонические карты континентов». М., «Наука».
- Кинг Ф. 1969. Вопросы тектоники Северной Америки. Изд-во МГУ.
- Кирейчев В. Д. 1963. Строение поверхности кристаллического фундамента северозападной части Русской платформы в свете новых геофизических данных.— Сов.
- геология, № 12. Кириченко Г. И. 1956. О тектонической структуре Енисейского кряжа и о положении ее в общей структуре региона.— Информ. сборник ВСЕГЕИ, 4. Кириченко Г. И. 1963. Геофизика Енисейского кряжа.— В кн. «Тектоника Сибири»,
- т. II. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР.
- Киркинская В. Н. 1965. Новые данные о составе пород кристаллического фундамента Иркутского амфитеатра и их битуминозности.— Докл. АН СССР, 169, № 2.
- Кирсанов В. В. 1968. Новые данные о стратиграфии докембрийских отложений центральных районов Русской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Клевцова А. А., Островский М. И. 1964. О глубинном строении и перспективах нефтегазоносности бавлинских отложений Верхнекамской впадины.— Геол. нефти и газа, № 3.
- Клитин К. А. 1966. Некоторые особенности строения Байкало-Патомской складчатой области. — Докл. АН СССР, 171, № 5.
- Клитин К. А., Палей И. П., Постельников Е. С. 1963. Особенности морфологии структур восточной окраины Енисейского кряжа.— Докл. АН СССР, 152, № 5.
- Клитин К. А., Постельников Е. С. 1966. Орогенные образования байкалид Сибири.-Геотектоника, № 6.
- Клубов В. А. 1968а. Главнейшие направления поисков и разведки газонефтяных месторождений в Оренбургско-Башкирском Приуралье. - В кн. «Геологическое строение и нефтегазоносность юго-восточного Урало-Поволжья» (Труды ВНИГНИ, вып. 59). М., «Недра».
- Клубов В. А. 1968б. Тектонические условия размещения нефтяных и газовых месторождений в южном Урало-Поволжье. В кн. «Геологическое строение и нефтегазоносность юго-восточного Урало-Поволжья» (Труды ВНИГНИ, вып. 59). М., «Нелра».
- Клубов В. А., Нечитайло С. К., Петропавловский В. В., Поповин В. В. 1967. Глубинная тектоника Волго-Уральской области и размещение нефтегазоносных зон.--Геол. нефти и газа, № 1.
- Колотухина С. Е., Переухина А. Е., Рожанец А. В. 1964. Геология месторождений редких элементов Африки. М., «Наука».
- Комар В. А. 1966. Строматолиты верхнедокембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение. М., «Наука».
- Комар В. А., Семихатов М. А. 1965. К геологической истории Сибирской платформы в позднем декембрии. — Докл. АН СССР, 161, № 2. Кононов А. И., Ракитов А. И., Кулаков С. И. 1967. К вопросу о строении зоны расчле-
- нения Русской платформы и Скифской плиты в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности. – Геол. нефти и газа, № 8.
- Копаев В. В. 1959. О региональных магнитных аномалиях КМА и прилегающих районов. — Материалы по геол. и полезным ископ. центр. районов Европейской части СССР, вып. 2. Калужское книжн. изд-во.
- Копаев В. В. 1962. Магнитное поле и некоторые вопросы тектоники кристаллического основания КМА. В кн. «Научные труды по проблеме Курской магнитной аномалии». М., Гостехиздат.
- Кордильеры Америки. 1967. М., «Мир».
- Коржинский Д. С. 1936. Петрология архейского комплекса Алданской плиты (пересечение по р. Тимптон).— Труды ЦНИГРИ, вып. 86. Коржинский Д. С. 1939. Стратиграфия Алданской плиты и хребта Станового.— В кн.
- «Стратиграфия СССР», т. І. М.-Л., Изд-во АН СССР.

- Косыгин Ю. А. 1961. Типы основных структурных элементов земной коры в позпнем докембрии.— Геол. и геофиз., № 1.
- Косыгин Ю. А. 1962. Развитие Сибирской платформы в докембрии. Геол. и геофиз., № 7.
- Косыгин Ю. А., Башарин А. К., Берзин Н. А. и др. 1962. Основные структурные элементы Сибири в позднем докембрии.— Геол. и геофиз., № 10.
- Красильщиков А. А. 1965. Некоторые особенности геологического развития северной части архипелага Шпицбергена. — В кн. «Материалы по геологии Шпицбергена». Л., Изд-во НИИГА.
- Красильщиков А. А., Крылов А. Я., Аляпышев О. А. 1964. О возрасте некоторых гранитоидных пород и гнейсов северной части архипелага Шпипбергена.— Докл. АН CCCP, 159, № 4.
- Краснов А. И. 1964. О тектоническом строении фундамента Алданского щита в свете геологической интерпретации данных крупномасштабной аэромагнитной съемки.— Сов. геология, № 11.
- Краснов И. И., Лурье М. Л., Масайтис В. Л. 1966. Геология Сибирской платформы. М., «Недра».
- Краснопевцева Г. В., Матушкин Б. А., Попов Е. А. 1967. Геофизические исследования на региональном профиле Волгоград — Нахичевань. Изв. АН СССР, серия геол., № 12.
- Кратц К. О. 1960. Главные черты дочетвертичной геологии восточной части Балтийского щита. — Труды Лабор, геол. докембрия АН СССР, вып. 2.
- Кратц К. О. 1963. Геология карелид Карелии. Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 16.
- Кратц К. О., Магнуссон П., Симонен А., Хольтедаль У. 1964. Балтийский щит. В кн. «Тектоника Европы. Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы. Масштаб 1:2 500 000». М., «Наука» — «Недра».
- Кришнан М. С. 1954. Геология Индии и Бирмы. М., ИЛ.
- Кропоткин П. Н. 1948. Основные проблемы энергетики тектонических процессов.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Кропоткин П. Н. 1955а. Проблема происхождения нефти. Сов. геология, № 47.
- Кропоткин П. Н. 19556. Происхождение углеводородов земной коры. В кн. «Материалы дискуссии по проблеме происхождения и миграции нефти».— Киев, Изд-во АН УССР.
- Кропоткин П. Н. 1960. Палеомагнетизм и его значение для стратиграфии и геотектоники.— Изв. АН СССР, серия геол., № 12.
- Кропоткин П. Н. 1961. Элементарные структуры, их классификация и терминология.— В кн. «Методы изучения тектонических структур», вып. 2. М., Изд-во АН СССР.
- Кропоткин П. Н. 1962. Плавают ли материки? (Современное состояние теории мобилизма).— Природа, № 11.
- Кропоткин П. Н. 1964а. Критика некоторых тектонических теорий фиксизма. Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Кропоткин П. Н. 1964б. Соотношение поверхностной и глубинной структуры и общая характеристика движения земной коры. — В кн. «Строение и развитие земной коры». М., «Наука».
- Кропоткин П. Н. 1965. Некоторые общие вопросы тектоники, обсуждавшиеся на XXIII сессии Международного геологического конгресса.— Геотектоника, № 3.
- Кропоткин П. Н. 1967. Механизм движений земной коры.— Геотектоника, № 5. Кропоткин П. Н. 1968. О возрасте и происхождении океанов.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 43, вып. 5.
- Кропоткин П. Н., Байрак И. К., Валяев Б. М. и др. 1966. Битумы и газы в породах докембрийского фундамента Туймазинской скважины.— Докл. АН СССР, 170, № 2.
- Кропоткин П. Н., Валяев Б. М. 1965. О природе аномально высоких пластовых давлений в нефтяных и газовых месторождениях.— Изв. АН СССР, серия геол. № 11.
- Кропоткин П. Н., Гафаров Р. А., Валяев Б. М., Трапезников Ю. А. 1968. Соотношение поверхностной и глубинной структуры и некоторые проблемы нефтеносности Русской и Сибирской платформ. — В кн. «Геологические результаты прикладной геофизики» (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 5). М., «Наука».
- Кропоткин П. Н., Люстих Е. Н., Повало-Швейковская Н. Н. 1958. Аномалии силы тяжести на материках и океанах и их значение для геотектоники. Изд-во МГУ. Кропоткин П. Н., Ро Су Вон. 1966. Тектоника Северо-Восточной Кореи п Юго-Запад-
- ного Приморья. В кн. «Геологическое строение Северо-Восточной Кореи и Юга Приморья». М., «Наука».
- Кропоткин П. Н., Шаталов Е. Т. 1936. Очерк геологии Северо-Востока СССР. М.-Л., ОНТИ.
- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. 1958. Твердые битумы, нефть и горючие газы в интрузиях гипербазитов, в траппах и вулканических трубках.— В кн. «Проблемы миграции нефти и формирование скоплений нефти и газа». М., Гостоптехиздат.

- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. 1965. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. — Труды ГИН АН СССР, вып. 134.
- Кротова В. А. 1966. Роль разгрузки подземных вод в формировании углеводородных скоплений и их нефтепоисковое значение.— Сов. геология, № 3.
- Крутиховская З. А. 1967. Глубинные структуры северо-западной части Большого Кривого Рога (по данным геофизических исследований).— Геофиз. сборник Гео-физ. ин-та АН УССР, вып. 19.
- Крутиховская З. А., Галензовская В. И., Подолянко С. М. 1966. Отражение глубинной складчатости в физических полях Западно-Ингулецкой зоны. Геофиз. сборник Геофиз. ин-та АН УССР, вып. 16.
- Кудрявцев Н. А. 1959. Нефть, газ и твердые битумы в изверженных и метаморфических породах. — Труды ВНИГРИ, вып. 142.
- Кидрявцев Н. А. 1963. Глубинные разломы и нефтяные месторождения. Труды ВНИГРИ, вып. 215.
- Кужелов Г. К. 1964. Отражение складчатой тектоники Украинского щита в магнитном и гравитационном полях.— Сов. геология, № 4.
- Кузнецов Г. Ф. 1967. Магнитное поле западной части Сибирской платформы и его геологическое истолкование. - В кн. «Региональные геофизические исследования в Сибири». М., «Наука».
- Кузнецов Ю. А. 1952. Енисейский кряж. Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 1
- Куликов П. В., Ростовцев Н. Н., Сурков В. С. 1965. Тектоника фундамента Западно-Сибирской плиты. В кн. «Геологическое строение и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности». М., «Недра».
- Куров А. В. 1967. Нефтегазоносность Красного моря (обзор).- Нефгаз. геол. и геофиз., текущая информация, вып. 5. М., ВНИИОЭНГ. Кэй М. 1955. Геосинклинали Северной Америкя. М., ИЛ.
- Лазько Е. М. 1956. Геологическое строение западной части Алданского кристаллического массива. Изд-во Львовск. ун-та.
- Лапинская Т. А. 1966. Кристаллический фундамент Волго-Уральской области (состав и некоторые особенности строения).- Автореф. докт. дисс. М., МИНХ и ГП.
- Лапинская Т. А., Богданова С. В., Журавлев Е. Г. 1963. Петрография и тектонические особенности кристаллического фундамента Волго-Уральской нефтегазоносной области. — Труды МИНХ и ГП, вып. 43.
- Лапинская Т. А., Валяев Б. М., Богданова С. В., Саркисян И. С. 1967. Материалы по битуминозности пород кристаллического фундамента Волго-Уральской области.— Докл. АН СССР, 175, № 1.
- Лапкин И. Ю., Томашунас Э. В. 1966. К тектонике юга Европейской части СССР.-Геотектоника. № 5.
- Левин Л. Э., Павловский В. И. 1963. Новые данные о тектонике и перспективах нефтегазоносности Рязано-Саратовского прогиба.— Нефтегаз. геол. и геофиз., научно-техн. сборник 3.
- Лейтес А. М. 1965. Нижний протерозой северо-востока Олекмо-Витимской горной страны. -- Труды ГИН АН СССР, вып. 122.
- Леоненко И. Н., Полищук В. Д., Зайцев Ю. С. 1967. Докембрий Воронежской антеклизы. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 42, вып. 5.
- Леонов Б. Н., Битерман И. М., Натапов Л. М. 1965. Особенности тектонического развития Оленекского поднятия в позднем докембрии.— Докл. АН СССР, 161, № 5.
- Леонтьев Л. Н. 1963. О тектоническом плане Сибирской платформы в протерозое -позднем докембрии и о природе Вилюйской впадины.— Труды Геол музея АН СССР, вып. 14 (2).
- Линецкий В. Ф. 1959. Аномальное пластовое давление как критерий времени формарования нефтяных залежей.— В кн. «Проблемы миграции нефти и формирования нефтяных и газовых скоплений». М., Гостоптехиздат.
- Линецкий В. Ф. 1965. Миграция нефти и формирование ее залежей.— Киев, «Наукова думка»
- Литвиненко И. В. 1963а. Новые сейсмические данные о строении земной коры Балтийского щита.- Докл. АН СССР, 149, № 6.
- Литвиненко И. В. 1963б. Сейсмический метод при изучении глубинного строения Балтийского щита. — Записки Ленингр. горн. ин-та, 46, вып. 2.
- Литвиненко И. В. 1965. Особенности строения земной коры восточной части Балтийского щита. — В кн. «Геологические результаты прикладной физики» (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 2). М., «Недра».
- Литеиненко И. В. 1967. Сейсморазведка при изучении основных структур Кольского полуострова и Карелии. - В кн. «Проблемы изучения геологии докембрия», Л., «Наука».
- Литвиненко И. В. 1968а. Особенности глубинного разреза земной коры северо-западной части Кольского полуострова и южной части Баренцева моря.— В кн. «Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита». Л., «Наука».
- Литвиненко И. В. 19686. О некоторых результатах изучения глубинных разрезов различных структурно-фациальных зон Кольского полуострова и Карелии. В кн.

«Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита». Л., «Наука». Литвиненко И. В., Анкудинов С. А., Платоненкова Л. Н., Сипарова Ю. А. 1968. Глу-

- бинный разрез Имандра-Варзугской синклинорной зоны.- В кн. «Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита». Л., «Наука». Литвиненко И. В., Дехнич М. Я., Некрасова К. А. 1960. Глубинное сейсмическое зон-
- дирование на территории Балтийского щита.— Сейсмология, № 4.
- Литвиненко И. В., Некрасова К. А. 1962. Особенности глубинного сейсмического зондирования на Балтийском щите. — В кн. «Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР». М., Госгеолтехиздат.
- Литвиненко И. В., Некрасова К. А. 1963. Дифференциация кристаллических горных пород по упругим свойствам на примере Северной Карелии.- Записки Ленингр. горного ин-та, 46, вып. 2.
- Лобов В. А., Гроссгейм Д. А. 1967. Исследование направлений и масштабов миграции нефти. — Труды Зап.-Сиб. научно-исслед. геол. нефт. ин-та, вып. 3.
- Лугц Б. Г. 1959. Стратиграфия и тектоника южной части Анабарского массива.— Докл. АН СССР, 126, № 6.
- Лути Б. Г., Мокшанцев К. Б., Николаевский А. А. 1962. О составе и строении фундаментов восточной части Сибирской платформы.— Геол. и геофиз., № 8.
- Люстих Е. Н. 1955. Аномалии силы тяжести и глубинная тектоника Индонезии и других островных дуг.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 26 (153). Люстих Е. Н. 1957. Изостазия и изостатические гипотезы.— Труды Геофиз. ин-та АН
- CCCP, № 38 (165).
- Люстих Е. Н. 1959. О гипотезах талассогенеза и глыбах земной коры.— Изв. АН СССР,
- серия геофиз., № 11. Ляцкий В. Б. 1964. К тектонической характеристике древнейших структур Восточноного Саяна. — Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 97.
- Маак Р. 1963. К палеогеографии Гондваны.— В кн. «Труды XXI сессии Международного геологического конгресса», вып. 1. М., ИЛ.
- Масницкий В. А. 1958. К вопросу о происхождении и путях развития континентов и океанов. - Вопросы космологии, вып. 6.
- Магницкий В. А. 1965. Внутреннее строение и физика Земли.- М., «Недра».
- Мазир Н. Н., Ладыка Ю. М., Милянич М. В. 1968. Применение геотермических методов для поисков глубинных структур в условиях Днепровско-Донецкой внадины.— Труды УкрНИГРИ, вып. 16.
- Маймин З. Л. 1963. Вопросы образования нефтяных залежей.— Труды ВНИГРИ, вып. 208.
- Макаревич В. Н., Пушкарева Л. М. 1968. О взаимосвязи Припятской и Днепровско-Донецкой впадин. — В кн. «Нефтегазоносность недр Белорусской ССР». Серия нефтегаз. геол. и геофиз. М., ВНИИОЭНГ.
- Макаренко Ф. А. 1967. Карта распределения температуры в основании платформенного осадочного чехла территории СССР.- В кн. «Региональная геотермия и распространение термальных вод в СССР». М., «Наука».
- Максин Ю. С., Поспеев В. И., Холин Б. И. 1964. Геологическое строение юго-запада Сибирской платформы по данным геофизических исследований. В кн. «Геофпзические исследования при решении геологических задач в Восточной Спбири». М., «Непра».
- Мануйлова М. М., Неелов А. И., Никитина Л. П. 1969. Геологическая интерпретация возрастных значений по биотитам (на примере докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления).— Сов. геология, № 4.
- Марков М. С. 1962. Об особенностях развития земной коры в раннем докембрии (Канадский щит).- Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, вып. 5.
- Марков М. С. 1964. О некоторых чертах строения протерозойских геосинклинальных трогов. — В кн. «Вопросы сравнительной тектоники древних платформ». М., «Наука»
- Марков М. С., Аверьянова В. Н., Карташев И. П. и др. 1967. Мезокайнозойская исто-
- рия и строение земной коры Охотского региона.— Труды ГИН АН СССР, вып. 168. Масайтис В. Л. 1964. Магматические трапповые субпровинции на Сибирской платформе. -- Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 97.
- Маслов Г. Д., Нестеров В. С., 1961. Эруптивные обломки пород кристаллического фундамента в туфах триаса.— Геол. и геофиз., № 12.
- Матейсеская Н. Д., Журавлев В. С. 1965. Печоро-Кожвинский вал. Докл. АН СССР, **161**, № 4.
- Матушкин Б. А. 1967. Результаты аэромагнитных исследований по профилям ГСЗ. Прикаспийская синеклиза — Западно-Туркменская впадина и Прикаспийская синеклиза — Куринская впадина. — Сов. геология. Nº 1.
- Машкович К. А. 1961. Методика поисков и разведки нефти и газа в Саратовском Поволжье. М., Гостоптехиздат.
- Международная тектоническая карта Европы. Масштаб 1:2 500 000. 1964. Сост. под руководством Н. С. Шатского и др. М., ГУГК.
- Менделеев Д. И. 1877. Доклад о происхождении нефти. Журнал Русского химического общества, 3, отд. 1, вып. 2.

- Меньшиков Н. Н. 1956. Основные черты геологического строения Сахары. Бюлл. МОИП, отд. геол., 31, вып. 6.
- Милановский Е. Е. 1969. Основные черты строения и формирования рифтовой системы Восточной Африки и Аравии.— Вестник МГУ, серия IV, геол., № 1.
- Михайлов Д. А., Неелов А. Н. 1968. Витимо-Алданский щит. В кн. «Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления». Л., «Наука».
- Мишель П., Кларк П., Лориоль Э., Вирриен Ж. П. и др. 1961. Проблемы нефтеносности палеозойских отложений северного обрамления нагорья Axarrap.-В кн. «V Международный нефтяной конгресс. Геология и геофизика», т. І. М., Гостоптехиздат.
- Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гудков А. А. и др. 1968. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений Вер-
- хояно-Чукотской области. М., «Наука». Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гусев Г. С. и др. 1964. Геологическое строение Якутской АССР. М., «Наука».
- Моралев В. М., Ставцев А. А. 1961. Основые черты тектопики восточной окрашны Алданского щита и сопредельных областей. Труды ВАГТ, вып. 7.
- Мошкин В. Н. 1961. Нижнепротерозойские образования хребтов Станового и Джугджура.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 59.
- Муратов М. В. 1957. Проблема происхождения океанических впадин. Бюлл. МОИП, отд. геол., 32, вып. 5.
- Миратов М. В. 1964. Скифская плита. В кн. «Тектоника Европы». М., «Наука» «Недра».
- Муратов М. В. 1965а. Главнейшие эпохи складчатости и мегастадии развития земной коры.— Геотектоника, № 1.
- Миратов М. В. 19656. Складчатые геосинклинальные пояса Евразии. Геотектоника, **№** 6.
- Муратов М. В. 1966. Сравнительная тектоника фундамента древних платформ и история их формирования.— Изв. высших учебных завед., геол. и разведка, № 3.
- Муратов М. В., Микунов М. Ф., Чернова Е. С. 1962. Основные этапы тектонического развития Русской платформы.— Изв. высших учебных завед., геол. и разведка, .№ 11.
- Мусатов Д. И., Волобуев М. И. 1964. Некоторые вопросы геологического развития Енисейского кряжа.— В кн. «Геология юго-западного обрамления Сибирской платформы». М., «Недра».
- Мушенко А. И. 1966. К вопросу об инверсии тектонических движений на Русской платформе.— Геотектоника, № 1. Нагибина М. С. 1963. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса.— Труды
- ГИН АН СССР, вып. 79.
- Наливкин В. Д., Куликов Ф. С., Морозов С. Г., Слепов Ю. Н. 1964. Новый крупный авлакоген на востоке Урало-Поволжья.— Геол. нефти и газа, № 3.
- Неволин Н. В., Богданова С. В., Лапинская Т. А. и др. 1968. Основые черты строения фундамента Восточно-Европейской платформы. В кн. «Геологические результаты прикладной геофизики» (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 5). М., «Наука».
- Неволин Н. В., Касаткин Д. П., Кирейчев В. Д. и др. 1965. Строение современного рельефа поверхности фундамента Русской платформы.— Сов. геология, № 2. Неслов А. Н. 1968. Архей. Джугджуро-Становая складчатая область.— В кн. «Геохро-
- нология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления». Л., «Наука»
- Неручев С. Г. 1962. Нефтепроизводящие свиты и миграция нефти. Л., Гостоптехиздат.
- Нехорошев В. П. 1963. Основные гипотезы тектогенеза и их противоречия. Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 85.
- Никитина Л. П., Хильтова В. Я., Шулешко И. К. 1968. Архей. Восточно-Саянская складчатая область. В кн. «Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления». Л., «Наука».
- Николаевский А. А. 1968. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и ее обрамления. М., «Наука».
- Новикова А. С. 1964. О тектонике и магматизме Восточно-Европейской платформы.-В кн. «Деформация пород и тектоника» (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 1). М., «Наука».
- Новикова А. С. 1965. О строении Восточно-Европейской платформы в протерозое.-Геотектоника, № 1.
- Нужнов С. В. 1967. Рифейские отложения юго-востока Сибирской платформы. М., «Наука».
- Обручев В. А. 1923-1924. Краткий очерк тектоники Сибири. Орогенические циклы. Структурные элементы и системы складок. – Бюлл. МОИП, отд. геол., 2, вып. 3.
- Обручев С. В. 1932—1933. Тунгусский бассейн (южная и западная части). Т. 1-2.-Труды Всес. геол.-развед. объедин. вып. 164 и 178.

- Обрядчиков С. Н. 1947. Температурные условия образования нефти в природе. В сб. «Происхождение нефти и природного газа». М., Гостоптехиздат.
- Овчинников Л. Н., Гаррис М. А. 1960. Абсолютный возраст геологических образований Урала и Приуралья.— В кн. «Определение абсолютного возраста дочетвертичных формаций» (Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 3). М., Изд-во АН СССР.
- Овчинников Л. Н., Дунаев В. А., Краснобаев А. А. 1964. Материалы к абсолютной геохронологии Урала. В кн. «Абсолютный возраст геологических формаций» (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 3). М., «Наука».
- Огаринов И. С. 1964. Строение докембрийского кристаллического фундамента Башкврии и Оренбургской области по данным геофизики и некоторые вопросы тектонического районирования территории.— В кн. «Вопросы разведочной геофизики». Уфа.
- Орленок В. В., Гайнанов А. Г. 1967. Геофизические исследования структуры земной коры Лабрадорского моря.— Вестник МГУ, геол., № 5.
- Ocada M. A. 1968. Структура поверхности фундамента Большеземельской тундры по геофизическим данным.— Геотектоника, № 1.
- Островский М. И. 1908. Блоковое строение кристаллического фундамента центральных районов Русской платформы.— Докл. АН СССР, 181, № 5. Островский М. И., Давыдов Р. Б., Шеходанов В. А. 1966. Блоковое строение фунда-
- Островский М. И., Давыдов Р. Б., Шеходанов В. А. 1966. Блоковое строение фундамента и его влияние на формирование палеоструктур осадочного покрова в северных районах Волго-Уральской области.— Труды Камского фил. ВНИГНИ, вып. 57. Пермь.
- Оффман П. Е. 1959. Тектоника и вулканические трубки центральной части Сибирской платформы.— В кн. «Тектоника СССР», т. 4. М., Изд-во АН СССР.
- Павловский Е. В. 1938. Краткий очерк геологической истории Прибайкалья. В кн. «Академику В. А. Обручеву к пятидесятилетию научной и педагогической деятельности». М. — Л., Изд-во АН СССР.
- Павловский Е. В. 1948а. Сравнительная тектоника мезозойских структур Восточной Сибири и великого рифта Африки и Аравии.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Павловский Е. В. 19486. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной страны.— Труды ИГН АН СССР, серия геол., вып. 99 (№ 31).
- Павловский Е. В. 1956. Тектоника Саяно-Байкальского нагорья.— Изв. АН СССР, серия геол., № 10.
- Павловский Е. В. 1959. Зоны перикратонных опусканий платформенные структуры первого порядка.— Изв. АН СССР, серия геол., № 12.
- Павловский Е. В. 1960. Поздний докембрий (верхний протерозой) Западного и Восточного Прибайкалья.— В кн. «Стратиграфия позднего докембрия» (Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 8). М., Изд-во АН СССР.
- Павдовский Е. В. 1962. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, серия геол., вып. 5.
- Павловский Е. В. 1964. Происхождение и развитие древних платформ. В кн. «Вопросы сравнительной тектоники древних платформ». М., «Наука».
- Павловский Е. В. 1967. Тектонические аспекты проблемы анортозитов.— Геотектоника, № 5.
- Палей И. П. 1963. Основные черты тектоники Балтийского щита.— Труды ГИН АН СССР, вып. 92.
- Панасенко Г. Д. 1966. Некоторые особенности сейсмичности северо-восточной части Балтийского щита.— В кн. «Геофизика и тектоника Кольского полуострова». М.— Л., «Наука».
- Панкратов А. П., Сувилова А. В., Фирсова Д. Б. 1964. Глубинное строение Северо-Каспийской синеклизы и структура зоны Хобдинского максимума. — В кн. «Вопросы сравнительной тектоники древних платформ». М., «Наука».
- Пап А. М. 1964. Краткий очерк геологии кристаллического фундамента Белоруссии.— Сов. геология, № 8.
- Пахомов В. Ф. 1968. О геологическом строении юго-восточной части Рязако-Саратовского прогиба по данным электроразведки методами ЗСМ и МТП в связи с перспективами нефтегазоносности.— Нефтегаз. геол. и геофиз., научно-техн. сборник 9.
- Педашенко А. И. 1959. Кристаллический фундамент средней части Русской платформы. М., Гостоптехиздат.
- Пейве А. В. 1956а. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Главнейшие типы глубинных разломов. Ст. 1 — Изв. АН СССР. серия геол., № 1.
- Пейсе А. В. 19566. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. Главнейшие типы глубинных разломов. Ст. 2 — Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Пейве А. В. 1967. Разломы и тектонические движения.— Геотектоника, № 5.
- Пейее А. В. 1969. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, № 4.

Истерсилье И. А. 1964. Геология и геохимия природных газов и дисперсных битумов некоторых геологических формаций Кольского полуострова. М., «Наука».

- Петерсилье И. А., Павлова М. А., Малашкина В. Т., Петерсилье М. Д. 1967. Органическое вещество в изверженных и метаморфических горных породах. В сб. «Генезис нефти и газа». М., «Недра».
- Петров А. А. 1967. Строение нефтяных углеводородов и проблема происхождения нефти. — В сб. «Генезис нефти и газа». М., «Недра».
- Писарчик Я. К. 1963. Литология и фации кембрийских отложений Иркутского амфи театра в связи с нефтегазоносностью и соленосностью. Л., Гостоптехиздат.
- Погребицкий Ю. Е. 1963. Докембрийский фундамент Таймыра и его деформации в период образования складчатой области. В кн. «Тектоника Сибири», т. 2. Новосибирск.
- Погребицкий Ю. Е. 1965. К реконструкции докембрийского структурного плана центральной части севера Сибири.— Труды НИИГА, 145.
- Подоба Н. В., Серова А. Д. 1964. О структуре кристаллического фундамента восточных районов Русской платформы. В кн. «Вопросы сравнительной тектоники древних платформ». М., «Наука».
- Покровский В. А. 1960. Температурная характеристика подземных вод Русской плазформы и ее обрамления.— В кн. «Проблемы гидрогеологии. Доклады к собранию Международной ассоциации гидрогеологов». М., Госгеолтехиздат.
- Полищук В. Д. 1964. Тектоника и магматизм докембрия Курской магнитной аномалии.— В кн. «Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений». М., «Наука». Полканов А. А. 1939. Дочетвертичная геология Кольского полуострова и Карелии
- или наиболее восточной части Фенно-Скандинавского кристаллического щита.--В кн. «Труды XVII сессии Международного геологического конгресса», т. 2. М., ОНТИ.
- Полканов А. А., Герлинг Э. К. 1960. Геохронология докембрия Балтийского щита.-В кн. «Определение абсолютного возраста дочетвертичных геологических формаций» (Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 3). М., Изл-во АН СССР.
- Половинкина Ю. Ир. 1960. История геологического развития Украинского кристаллического массива.— В кн. «Стратиграфия и корреляция докембрия» (Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 9). М., Изд-во АН СССР.
- Поляк Б. Г., Смирнов Я. Б. 1966. Тепловой поток на континентах. Докл. АН СССР. 168, № 1.
- Померанцева И. В. 1961. Результаты работ по изучению строения кристаллической толщи земной коры в некоторых районах юго-востока Русской платформы.--Прикл. геофиз., № 31. Померанцева И. В., Марготьева М. В. 1962. К вопросу о природе волн, регистрируе-
- мых при глубинном сейсмическом зондировании. В кн. «Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР». М., Госгеолтехиздат.
- Поникаров В. П., Казьмин В. Г. 1965. Докембрий и палеозой северо-западной части Аравийского полуострова. — Сов. геология, № 3.
- Поротова Г. В., Сипакова М. С. 1963. О геологической интерпретации глубинных магнитных аномалий Кольского полуострова. — Записки Ленингр. горн. ин-та, **46**. № 2.
- Порфирьев В. Б. 1960. О природе нефти.— В кн. «Происхождение нефти и газа» (Труды Всес. совещ. М., 20-27 октября 1958 г.). М., Гостоптехиздат.
- Порфирьев В. Б., Гринберг И. В. 1948. Геологические основы генезиса нефти. Труды Львовск. геол. об-ва, серия геол. нефти, вып. 1.
- Постников Д. В. 1967. Разрез нижнего докембрия в Туймазинском районе. Докл.
- АН СССР, серия геол., 172, № 5. Пригула Ю. А., Абрикосов И. Х., Авров П. Я. и др. 1957. Волго-Уральская нефтеносная область. Нефтеносность. — Труды ВНИГРИ, вып. 104.
- Проблемы перемещения материков. 1963. М., ИЛ.
- Проблемы происхождения нефти. 1966. Киев, «Наукова думка».
- Проводников Л. А. 1965. Рельеф фундамента Сибирской платформы. Докл. АН СССР. **165**, № 6.
- Проворов В. М. 1968. К вопросу о строении кристаллического фундамента и его связи с развитием и тектоникой осадочного чехла в Западном Прикамье. В сб. «Вопросы разведочной геофизики». Труды Свердловск. горн. ин-та, вып. 54.
- Пучков В. Н. 1964. Происхождение рифтовых морей.— Изв. АН СССР, серия геол., .**№** 3.
- Пучков В. Н. 1965. О проблеме перемещения континентов.— Геотектоника № 6.
- Пущаровский Ю. М. 1959. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие.— Труды ГИН АН СССР, вып. 28.
- Пущаровский Ю. М. 1960. Приверхоянский краевой прогиб и мезозоиды северо-восточной Азии.- В кн. «Тектоника СССР», т. 5. М., Изд-во АН СССР.
- Пущаровский Ю. М. 1961. Зоны затухания геосинклинальных систем или областей.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 36. вып. 6.

Пущаровский Ю. М. 1959. Резонансно-тектонические структуры.— Геотектоника, № 1. Раабен В. Ф. 1965. Условия нефтегазонакопления в палеозое Урало-Поволжья. Изв. АН СССР, серия геол., № 5.

- Рабкин М. И. 1960. Докембрий Анабарского щита. В кн. «Стратиграфия и корреляция докембрия» (Междунар. геол. конгресс XXI сессия. Докл. сов. геол. Пробле-
- ма 9). М. Л., Изд-во АН СССР. Рабкин М. И., Вишневский А. Н. 1968. Архей. Анабарский щит. В кн. «Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления». Л., «Наука».
- Разломы и горизонтальные движения земной коры. 1963.— Труды ГИН АН СССР, вып. 80.

Разницын В. А. 1964. Тектоника Южного Тимана. М., «Наука».

- Ремпель Г. Г., Пятницкий В. К. 1967. Рельеф поверхности кристаллического фунда-
- мента Сибирской платформы.— Докл. А́Н СССР, 172, № 5. Ризниченко Ю. В., Косминская И. П. 1963. О природе слоистости земной коры и верхней мантии.— Докл. АН СССР, 153, № 2.

Роджерс Дж. 1968. Некоторые вопросы тектоники Аппалачей.— Геотектоника, № 3.

- Розанов Л. Н. 1962. О принципе «дифференциального улавливания» и значении глубинного фактора в изменении состава нефтей Волгоградского Поволжья.— В кн. «Теоретические вопросы нефтяной геологии». Киев, Изд-во АН УССР.
- Розанов Л. Н. 1964. Закономерности строения и механизм образования тектонических структур платформенного типа. — В кн. «Вопросы сравнительной тектоники древних платформ». М., «Наука».
- Розанов Л. Н., Горелов С. К., Сейфуль-Мулюков Р. Б. и др., 1967. Новейшие тектонические движения и распространения газонефтяных месторождений Волго-Уральской области. В кн. «Тектонические движения и новейшие структуры земной коры». М., «Недра».
- Розанов Л. Н., Твердова Р. А., Усташева А. Н. 1963. Особенности распределения нефтей Волгоградского Поволжья. --- В сб. «Закономерности размещения месторождений нефти и газа Волго-Уральской области». М., Изд-во АН СССР.
- Романюк А. Ф. 1967. Роль тектонических разломов в разгрузке пластовых вод мезозойских и палеозойских отложений Днепровско-Донецкой впадины. В кн. «Дизъюнктивные дислокации Днепровско-Донецкой впадины». Полтава.
- Романюк А. Ф., Ярош Е. Н., Пикалова С. Д. 1967. Геотермические условия подземных вод Днепровско-Донецкой впадины и связь их с нефтегазоносностью. — В кн. «Дизъюнктивные дислокации Днепровско-Донецкой впадины». Полтава.
- Ронов А. Б. 1964. Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы. — Геохимия, № 8.
- Ронов А. В., Ярошевский А. А. 1967. Химическое строение земной коры.— Геохимия, № 11.
- Руководство по методике люминесцентно-битуминологических исследований (составлено коллективом авторов ВНИГРИ, ВНИГНИ и МГУ). 1966. Л., «Недра».
- Саваренский Е. Ф. 1966. Изучение внешней оболочки Земли по объемным сейсмическим волнам.— Изв. АН СССР, физика Земли, № 3.
- Савинский К. А. 1961. Геологическое строение Иркутского амфитеатра по данным геофизических исследований. — В кн. «Состояние и перспективы развития геофизических методов поисков и разведки полезных ископаемых». М., Гостоптехиздат.
- Савинский К. А. 1965. Некоторые особенности древнего структурного плана южной
- части Сибирской платформы. Сов. геология, № 2. Савинский К. А., Савинская М. С. 1965. Структура фундамента и ее соотношение с основными особенностями строения осадочной толщи южной части Сибирской платформы.— В кн. «Тектоника юга Сибирской платформы и перспективы ее калиеносности». М., «Наука».
- Савинский К. А., Туголесов Д. А. 1967. Геофизическая характеристика и некоторые особенности глубинного строения Сибирской платформы.- В кн. «Региональные геофизические исследования в Сибири». Новосибирск, «Наука» (Сиб. отд.).

Сажина Н. Б., Грушинский Н. П. 1966. Гравитационная разведка. М., «Недра».

Caud P. 1965. Геология Египта. Перев. с англ. М., «Мир».

- Саидов М. Н., Тимонин Л. С. 1965. Основные черты геологического строения и нефтегазоносность стран Африки. Серия нефтегаз. геол. и геофиз. М., ЦНИИТЭнефтегаз.
- Салихов А. Г. 1966. О глубинном строении и структурном плане кристаллического фундамента Удмуртии и прилегающих территорий. Новые данные по геологии и разведке нефти в Волго-Камской нефтегазоносной области. — Труды Геол. инта (Казань), вып. 14.
- Салоп Л. И. 1960. История геологического развития докембрийской геосинклинальной системы байкалид. — В кн. «Стратиграфия и корреляция докембрия» (Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 9). М.— Л., Изд-во AH CCCP.

Салоп Л. И. 1964. Геология Байкальской горной области. Т. І. М., «Недра».

379

Семененко Н. П. 1964. Украинский щит. В кн. «Тектоника Европы». М., «Наука». Семененко Н. П., Субботин С. И., Соллогуб В. Б. и др. 1964. Строение глубинных зон земной коры Украинского кристаллического щита.- Сов. геология, № 11.

Семихатов М. А. 1959. Нижний кембрий Канско-Ангарской впадины.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 34, вып. 2.

Семихатов М. А. 1962, Рифей п нижний кембрий Енисейского кряжа.- Труды ГИН АН СССР, вып. 68.

Семихатов М. А. 1964. К проблеме протерозоя.— Изв. АН СССР. серия геол., № 2.

Семихатов М. А., Трапезников Ю. А. 1965. Юго-западная граница Сибирской платформы в венде и раннем кембрии.— Геотектоника, № 4.

Семихатов М. А., Чумаков Н. М. 1968. Верхний протерозой. Сибирская платформа.-В кн. «Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления». М., «Наука».

Сергеева Э. И. 1964. Ритмичность и цикличность осадконакопления позднего докембрия Кольского полуострова.— Вестник ЛГУ, № 6.

Симоненко Т. Н. 1962. О привлечении данных магнитометрии для целей выяснения глубинного строения земной коры платформенных областей. — Сов. геология, № 8.

Симоненко Т. Н. 1963. Аномальное магнитное поле СССР.— В кн. «Аэромагнитная съемка в геологии». М., Госгеолтехиздат.

Симоненко Т. Н., Толстихина М. М. 1963. К вопросу о сочленении Урала и Русской платформы.— Труды Всес. научно-исслед. геол. ин-та, новая серия, 85.

Симоненко Т. Н., Толстихина М. М. 1965. Некоторые закономерности глубинного строения территории СССР. — Сов. геология, № 4.

Ситдиков Б. С. 1968. Петрография п строение кристаллического фундамента Татарской АССР. Изд-во Казанск. ун та.

- Ситдиков Б. С., Воронин В. П. 1963. Новые данные к геологическому строению фундамента и интерпретация геофизических аномалий западной части Татарской АССР.-- Докл. АН СССР, 153, № 1.
- Ситников С. П., Грибова Н. А. 1954. Геотектоническое районирование Сибирской
- платформы. Труды ВНИГРИ, вып. 13. Смирнов А. Д., Булдаков В. В. 1962. Интрузивные комплексы Восточного Саяна. М., Изд-во АН СССР. Смирнов Я. Б. 1967. Тепловая энергия Земли и ее геологические проявления. Докл.
- AH CCCP, 177, № 2
- Соболев В. С. 1936. Петрология траппов Сибирской платформы.— Труды Арктического ин-та, № 3.
- Соболев В. С. 1962. Особенности вулканических проявлений на Сибирской платформе и некоторые общие вопросы геологии. — Геол. и геофиз., № 7.

Соколин Х. Г. 1967. О формировании залежей нефти и газа в южной части Волгоградского Поволжья. Труды ВНИГРИ, вып. 50.

- Соколов В. А. 1948. Очерки генезиса нефти. М., Гостоптехиздат.
- Соколов В. А. 1964. Современные представления о пропсхождении и миграции нефти и газа. — В кн. «Новые исследования в области генезиса нефти и газа». Серия нефтегаз. геол. и геофиз. М., ЦНИИТЭнефтегаз.
- Соколов В. А. 1966. Вопросы геологии ятулия Карелии. В кн. «Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии». Петрозаводск, Карельское изд-во.
- Соколов В. Л. 1962. Некоторые черты унаследованности в развитии структуры осадочного покрова юго-востока Русской платформы.— В кн. «Материалы по тектонике Нижнего Поволжья». М., Гостоптехиздат.

Соколовский С., Зноско Г. 1964. Область герцинской складчатости в пределах Польши.— В кн. «Тектоника Европы». М., «Наука» — «Недра».

Соллогуб В. Б. 1966. Глубинное строение земной коры вдоль меридионального пересечения Черное море — Воронежский массив. — Геофиз. сборник Геофиз. ин-та АН УССР, вып. 15.

Соллогуб В. Б. 1967а. О структуре земной коры Юго-Восточной Европы. – Геофиз. сборник Геофиз. ин-та АН УССР. вып. 19.

- Соллогуб В. Б. 1967б. Результаты глубинных сейсмических зондирований на Украине.— В сб. «Геофизические исследования строения земной коры Юго-Восточной Европы. Верхняя мантия», № 5. М., «Наука».
- Соллогуб В. Б., Калюжная Л. Т., Чекунов А. В. 1963. Глубинное строение земной коры в районе Коростенского плутона по данным сейсмических исследований. -- Геофиз. сборник Геофиз. ин-та АН УССР, вып. 25.
- Соллогуб В. Б., Павленкова Н. И., Чекунов А. В., Хилинский Л. А. 1966. Глубинное строение земной коры вдоль меридионального пересечения Черное море — Во-
- ронежский массив. Геофиз. сборник Геофиз. ин-та АН УССР, вып. 15. Соллогуб В. Е., Чекунов А. В., Калюжная Л. Т., Хилинский Л. А. и др. 1964. Глубинное строение земной коры Белозерского железорудного района по данным сейсмических исследований. – Геофиз. сборник Геофиз. ин-та АН УССР, вып. 18.

- Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Павленкова Н. И. и др. 1963. Глубинное строение равнинного Крыма и Присивашья по геофизическим данным. - Геофиз. сборник
- Геофиз. ин-та АН УССР, вып. 6-8. Солонцов Л. Ф., Аксенов Е. М., Ивашковский И. Ф. и др. 1968. Новые данные о докембрии центральных районов Русской платформы.— Докл. АН СССР, 180, № 2.
- Спижарский Т. Н. 1958. Сибирская платформа. Геологическое строение СССР, т. 3. Тектоника. М., Госгеолтехиздат. Спижарский Т. Н. 1960. Возникновение и история развития Сибирской платформы.—
- В кн. «Совещание по геологическому строению и минеральным ресурсам Сибирской платформы». Тезисы докладов, вып. З. Иркутск.
- Спижарский Т. Н. 1964. Сибирская платформа, ее возникновение и история развития. - В кн. «Вопросы сравнительной тектоники древних платформ». М., «Наука».
- Старцев А. Л. 1965. Новые принципы создания тектонической терминологии. Сов. геология, № 4.
- Стоквелл К. Х. 1967. Тектопическая карта Канадского щита.— В кн. «Тектонические карты континентов». М., «Наука».
- Стратиграфия СССР. Т. 2. Верхний докембрий. 1963. Под ред. Б. М. Келлера. М., Изд-во АН СССР.

Страхов Н. М. 1948. Основы исторической геологии. Ч. І. М.- Л., Госгеолтехиздат.

- Субботин С. И. 1955. О связи аномалий сплы тяжести с вертикальными движениями земной коры.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 4.
- Субботин С. И. 1960. О причинах и механизме образования платформенных и геосинклинальных прогибов земной коры. — В ки. «Структура земной коры и деформации горных пород» (Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 18). М., Изд-во АН СССР.
- Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш. 1968. Мантия Земли и тектогенез. Киев, «Наукова думка».
- Субботин С. И., Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. 1963. Строение земной коры осковных геоструктурных элементов территории Украины.— Докл. АН СССР, 153, № 2.
- Твердохлебов В. А. 1962. Структуры древнего фундамента Иркутского амфитеатра.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, вып. 4. Тектоника Евразии. Объяснительная записка к Тектонической карте Евразии, Мас-
- штаб 1:5 000 000. 1966. М., «Наука».
- Тектоника Европы. Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы. Масштаб 1:2 500 000. 1964. М., «Наука» — «Недра». Тектоника нефтеносных областей. Т. I и II. 1958. Под ред. Ю. А. Косыгина. М., Гос-
- топтехиздат.
- Тектоническая карта Евразии. Масштаб 1:5 000 000. 1966. Под ред А. Л. Яншина. М., ГУГК.
- Тектоническая карта Сибири и Дальнего Востока. Масштаб 1:10 000 000. 1965. Под ред. Э. Э. Фотиади. М., ГУГК.
- Тектоническая карта СССР. Масштаб 1:4000000. 1953. Под ред. Н. С. Шатского. М., ГУГК.
- Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. Масштаб 1:5000000. 1956. Под ред. Н. С. Шатского. М., Госгеолтехиздат.
- Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. Масштаб 1:5 000 000. Объяснительная записка. 1957. Под. ред. Н. С. Шатского. М., Госгеолтехиздат.
- Тектонические карты континентов. 1967. М., «Наука».
- Тен К. М. 1966. О строении поверхности кристаллического фундамента северной части Татарского свода по данным электроразведки.— Труды Геол. ин-та (Казань), вып. 14.
- Терентьев Е. В. 1967. Новые данные о тектонике северной окраины Донбасса и перспективы поисков газоносных структур.— Сов. геология. № 3.
- Тихомиров С. Н. 1966. Краткий геолого-петрографический очерк кристаллического фундамента Ленинградской области. — Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 114. Ткаченко Б. В., Рабкин М. И., Демокидов К. К. и др. 1957. Геологическое строение
- Средне-Сибирского плоскогорья. В кн. «Геология Советской Арктики». М. Л., Госгеолтехиздат.
- Торстейнссон Р., Тозер Е. Т. 1964. Структурная история Канадского арктического архипелага с докембрийского времени. — В кн. «Геология Арктики». М., «Мир». Трахтман В. И., Золоев М. Т., Кисляков Ю. П., Николаев И. П. 1966. Геологичеков
- строение и особенности петрографического состава фундамента по данным Туймазинской опорной скважины № 200.— Докл. АН СССР, 171, № 2.
- Трофимов Д. М., Булейшвили Д. А., Клочко В. П. 1967. Осадочные бассейны юго западной Сахары и перспективы их нефтегазоносности. В кн. «Материалы по геологии и нефтегазоносности Грузии» (Труды ВНИГНИ, вып. 61). Л., «Недра».
- Тугаринов А. И. 1967. Геохронология Западной Африки и Северо-Восточной Бразилии.— Геохимия, № 11.
- Тугаринов А. И., Бибикова Е. В., Горощенко Г. Л. 1968. О возрасте гранулитов Балтийского щита. — Геохимия, № 9.

- Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. 1966. Докембрийская геохронология материков. М., «Недра».
- Туголесов Д. А. 1952. К тектонике юго-восточной части Сибирской платформы. Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Туезов И. К. 1966. Переходные этапы древних платформ на территории СССР. Сов. геология, № 17.
- Турсина В. В. 1967. Геологическое строение побережья Гвинейского залива в связи с его нефтегазоносностью. — Вестник МГУ, серия IV, геол., № 2.
- Тяпкин К. Ф., Попович В. С. 1965. Использование гравиразведки и магниторазведки пля изучения тектоники Среднего Приднепровья УКЩ. Изв. Днепропетр. горн. ин-та, 46.
- Уразаев И. М. 1969. Строение и состав земной коры в Волго-Камском районе по геомагнитным данным. — Физика Земли, № 3.
- Успенская Н. Ю. 1950. Нефтегазоносность палеозоя Северо-Американской платформы. М.- Л., Гостоптехиздат.
- Ушаков С. А., Хаин В. Е. 1965. Строение Антарктиды по геолого-геофизическим данным.- Вестник МГУ, серия геол., № 1.
- Феликс В. П., Medsedes В. Я. 1969. Структура зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. – Бюлл. МОИП, отд. геол., 44, вып. 1.
- Физико-географический атлас Мира. 1967. М., ГУГК.
- Флоровская В. Н. 1967. Геохимия углеродистых веществ в эндогенном минералообразовании. — Вестник МГУ, серия IV, геол., № 5.
- Фокшанский Ю. Л. 1962. О некоторых чертах строения фундамента южной части Московской синеклизы и Рязанского прогиба по данным геофизических исследований. - Геофиз. разведка, вып. 8.
- Фотиади Э. Э. 1955. К проблеме геологической интерпретации аномалий силы тяжести на Русской платформе.- Прикл. геофиз., вып. 12.
- Фотиади Э. Э. 1958. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения.— Труды ВНИИГеофизики, вып. 4.
- Фотиади Э. Э. 1961. Основные черты тектонического строения Сибири и Дальнего Востока в свете данных региональных геологических и геофизических исследований.— Геол. и геофиз., № 10.
- Фотиади Э. Э. 1967. Крупные черты тектонического строения Сибири в свете региональных геологических и геофизических данных.— Труды СНИИГГИМС. вып. 57.
- Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И. 1963. Строение земной коры Сибири и Дальнего Востока по данным региональных геофизических исследований.— Геол. и геофиз., № 10.
- Фотиади Э. Э., Кузнецов Г. Ф. 1964. Новые представления о глубинном геологическом строении западной части Сибирской платформы по данным геофизических ис-
- следований и перспективы ее нефтегазоносности. Геол. и геофиз., № 10. Фогиади Э. Э., Моисеенко Ф. С. 1964. Основные черты тектонической структуры Сибири и Дальнего Востока в свете геологических и геофизических данных. - Геол. и геофиз., № 12. Фотиади Э. Э., Моисеенко Ф. С. 1967. Основные черты тектонического строения Сиби-
- ри и Дальнего Востока в свете геологических и геофизических данных. В кн. «Геологические результаты геофизических исследований в Сибири и на Дальнем Востоке». Новосибирск, «Наука» (Сиб. отд.).
- Фотиади Э. Э., Сурков В. С. 1967. Строение складчатого фундамента Западно-Сибирской плиты.— Сов. геология, № 2.
- Фрадкин Г. С. 1961. К вопросу о тектоническом строении Сунтарского поднятия.-В кн. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР», вып. 6. Якутское книжн. изд-во. Фрадкин Г. С. 1962. Тектоника западной части Вилюйской впадины. — В кн. «Текто-
- ника Сибири», т. І. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР. Фролова Н. В. 1962. Предполагаемое строение архейского фундамента юго-востока
- Восточной Сибири.- Изв. АН СССР, серия геол., № 8.
- Фрост А. В., Осницкая Л. К. 1951. К вопросу о происхождении нефти. В кн. «Памяти академика И. М. Губкина». М., Изд-во АН СССР.
- Фэлкон Н. Л. 1961. Нефтяные месторождения юго-западного Ирана и их соотношение с осадочными бассейнами.- В кн. «Распространение нефти». М., Гостоптехиздат.
- Хавин Е. И. 1968. Геологические предпосылки оценки перспектив нефтегазоносности Вологодской и Новгородской областей. — Информационнос сообщение, серия геол., месторождения полезных ископаемых, региональная геол., вып. 16. М.
- Хаин В. Е. 1960. Основные типы тектонических структур, особенности и причины их развития. — В кн. «Структура земной коры и деформация горных пород». М., Изд-во АН СССР.
- Хаин В. Е. 1962. Основные этапы развития земной коры (в пределах современных материков). — Бюлл. МОИП, отд. геол., 37, вып. 1.
- Хаин В. Е. 1964. Общая геотектоника. М., «Недра».

Халевин Н. И. 1967. О строении земной коры Русской платформы, Урала и Западно-

Сибирской назменности.— В кн. «Строение земной коры Урала». Геофиз. сборник Ин-та геофиз. Уральск. фил. АН СССР, № 5.

- Халевин Н. И., Дружинин В. С., Долгих В. В. 1968. Элементы строения Среднего Урала по данным комплексных геофизических исследований. — В кн. «Глубинное строение Урала». М., «Наука».
- Халевин Н. И., Дружинин В. С., Рыбалка В. М. и др. 1966. О результатах глубинного сейсмического зондирования земной коры на Среднем Урале.— Физика Земли, № 4.
- Халтурин Д. С. 1949. О геологическом строении северо-западной окраины Русской платформы.— Прикл. геофиз., № 7.
- Халтурин Д. С. 1966. Нефтегазоносность, формирование геологической структуры и осадконакопление. М., «Недра».
- Харитонов Л. Я. 1960. Стратиграфия протерозоя Карелии, Кольского полуострова и сопредельных стран Балтийского щита и его структурное расчленение.— В кн. «Стратиграфия и корреляция докембрия» (Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 9). М., Изд-во АН СССР.
- Харланд У. Б. 1964. Схема структурной истории Шпицбергена.— В кн. «Геология Арктики». М., «Мир».
- Харланд У. Б. 1967. Проверка фактами теории мобилизма.— Ученые записки НИИГА, вып. 10.
- Хатьянов Ф. И., Тайц М. И. 1967. Особенности строения земной коры эвгеосинклинальной и миогеосинклинальной зон на примере Южного Урала. — В сб. «Тезисы докладов на второй Всесоюзной конференции по Международному проекту «Верхняя мантия Земли»». М., «Наука».
- Херасков Н. П. 1963. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры.— Труды ГИН АН СССР, вып. 91.
- Хижняков А. В., Сандлер Я. М. 1968. Геологическое строение и нефтегазопосность Волыно-Подольской окраины Русской платформы.— Труды УкрНИГРИ, вып. 21.
- Хныкин В. И. 1968. К вопросу о тектонике кристаллического фундамента Днепровско-Донецкой впадины.— Киев, «Наукова думка».
- Хольтедаль У. 1957. Геология Норвегии. Т. І. М., ИЛ.
- Хольтедаль У. 1964. Каледониды Норвегии.— В кн. «Тектоника Европы». М., «Наука».— «Недра».
- Хоментовский В. В. 1959. Структурно-фациальные зоны нижнего кембрия и рифея юго-западного обрамления Сибирской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 10.
- Хоутон С. Г. Африка южнее Сахары (геологическая история). Перев. с англ. «Мир». Хохлов П. С., Чирвинская М. В., Клиточенко И. Ф. и др. 1967. Проблема нефтегазо-
- носности девонских м. Б., Имигоченко И. Ф. и др. 1301. прозлема нефтегазоносности девонских отложений Днепровского грабена и пути быстрейшего ее решения.— Геол. нефти и газа, № 1.
- Хрычев Б. А., Лысяков Л. М., Альтерс С. М., Иванов А. Н. 1968. Строение земной коры по профилю Темиртау — Куйбышев.— В кн. «Глубинное строение Урала». М., «Наука».
- Дзю З. И. 1964. Основные черты тектонического развития Тимано-Печорской провинции. В кн. «Геология нефти и газа северо-востока Европейской части СССР», вып. 1. М., «Недра».
- Чекунов А. В. 1966. Орехово-Павлоградский глубинный разлом и его продолжение на Русской платформе и в альпийском геосинклинальном поясе.— Геофиз. сборник Геофиз. ин-та АН УССР, вып. 18.
- Чекунов А. В. 1967. О возможных причинах и механизме образования Днепровско-Донецкой впадины.— Геофиз. сборник Геофиз. ин-та АН СССР, вып. 17.
- Червяковский Г. Ф., Таврин И. Ф. и др. 1966. Широтные и субширотные структуры Урала.— Сов. геология, № 11.
- Чиков Б. М. 1967. Строение и развитие Охотского срединного массива.— В кн. «Тектоника Восточной Сибири и Дальнего Востока СССР». Новосибирск, «Наука» (Сиб. отд.).
- Чирвинская М. В. 1968. Тектоника Днепровско-Донецкого прогиба (авлакогена).— В сб. «Геологическое строение и полезные ископаемые Волго-Донского и сопредельных регионов». Волгоград.
- Чирвинская М. В., Забелло Г. Д., Смекалина Л. В. 1963. Особенности строения фундамента Днепровско-Донецкой впадины. — В сб. «Геофизические исследования на Украине». Киев, «Техника».
- Чумаков Н. М. 1959. Стратиграфия и тектоника юго-западной части Вилюйской впадины. — В кн. «Тектоника СССР», т. 4. М., Изд-во АН СССР.
- Шамес И. П. 1963. Основные черты тектоники Присаянской структурно-фациальной зоны.— В кн. «Тектоника Сибири», т. 2. Новосибирск, «Наука». (Сиб. отд.).
- Шатский Н. С. 1932. Основные черты тектоники Сибирской платформы.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 10, вып. 3—4.
- Шатский Н. С. 1945а. О сравнительной тектонике Северной Америки и Восточной Европы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Шатский Н. С. 1945б. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и

смежной части западного склона Южного Урала.- Материалы к познанию геол. строения СССР, новая серия, вып. 2 (6). Изд-во МОИП.

Шатский Н. С. 1946а. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Сравнительная тектоника древних платформ. Ст. 1.- Изв. АН СССР, серия геол., № 1.

Шатскии Н. С. 19466. Большой Донбасс и система Вичита. Сравнительная тектоника древних платформ. Ст. 2.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6.

Шатский Н. С. 1947. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Сравнительная тектоника древних платформ. Ст. 3.-Изв. АН СССР, серия геол., № 5.

Шатский Н. С. 1950. Ороген и Форланд.— Новые книги за рубежом, № 12.

Шатский Н. С. 1955. О происхождении Пачелмского прогиба. – Бюлл. МОИП, отд. геол., 30, вып. 5.

Шатский Н. С. 1964. О прогибах донецкого типа. Избранные труды, т. 2. М., «Наука».

- Шейнманн Ю. М. 1959. Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли.-Труды ВНИИ-1, геол., вып. 49. Магадан.
- Широкова Е. И. 1961. О напряжениях, действующих в очагах землетрясений Средней Азии.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 6.
- Шкребта Г. П. 1967. О растительных микроостатках различного возраста в нефтях из третичных и верхнемеловых отложений Карпат и Предкарпатья.— В сб. «Вопросы геологии Карпат». Львов.
- Шлейфер М. С., Шереметьев Ф. Ф. 1968. Основные черты геологического строения Мезенской впадины. — Нефтегаз. геол. и геофиз., текущая пнформация, вып. 19. М., ВНИИОЭНГ.
- Шоу Е. В. 1967. Канадские Скалистые горы, их положение во времени и пространстве. - В кн. «Кордильеры Америки». М., «Мир».

Штауб Р. 1938. Механизм движений земной коры. Л.— М., ГОНТИ.

Штеклин Дж. 1966. Тектоника Ирана.— Геотектоника, № 1.

- Штех Г. И. 1962. История тектонического развития Вилюйской впадины.— Труды ЯФ СО АН СССР, вып. 14.
- Штех Г. И. 1965. Глубинное строение и история тектонического развития Вилюйской впадины. М., «Наука».

Штилле Г. 1957. Современные деформации земной коры в свете изучения деформаций, происходивших в более ранние эпохи. — В кн. «Земная кора». М., ИЛ.

- Штилле Г. 1964. Избранные труды. М., «Мир».
- Штрейс Н. А. 1964. О происхождении Гондваны.— В кв. «Гондвана» (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 9). М., «Наука».

<u>Шульц С. С. 1948. Анализ новейшей тектоники</u> и рельеф Тянь-Шаня. М., Географгиз.

Шуркин К. А. 1968. Главные черты геологического строения и развитие восточной части Балтийского щита.- В кн. «Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита». Л., «Наука».

Шухерт Ч. 1957. Палеогеографический атлас Северной Америки. М., ИЛ.

- Эрлих Э. Н. 1962. О строении кристаллического фундамента Спбирской платформы в районе Суханского прогиба. — Труды НИИГА, 121.
- Эфенбиева М. А. 1967. Рельеф кристаллического фундамента под акваторией Балтийского моря по магнитометрическим данным.— Сов. геология, № 4.
- Яншин А. Л. 1965а. Проблема срединных массивов. Бюлл. МОИП, отд. геол., 15, вып. 5.
- Яншин А. Л. 1965б. Тектоническое строение Евразии.— Геотектоника, № 5.
- Яншин А. Л. 1965в. Общие особенности строения и развития молодых платформ.-В кн. «Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности». М., «Наука».
- Яншин А. Л., Гарецкий Р. Г., Наумова С. Н., 1961. О положении границы Русской платформы к востоку от Каспийского моря. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 36, № 4.
- Ярош А. Я. 1966а. Границы складчатого основания Русской платформы и его струк-турные связи с Уральской геосинклиналью и Тиманом.— Труды Свердловск. гори. ин-та. вып. 47.
- Ярош А. Я. 19666. О связи гравитационных и магнитных аномалий с геологическим строением восточных районов Русской платформы и Западного Приуралья.-Труды Свердловск. горн. ин-та, вып. 47.
- Ярош А. Я. 1966в. О связи структурных элементов осадочного покрова со строением кристаллического фундамента востока Русской платформы.— Труды Свердловск. горн. ин-та, вып. 47.
- Ярош А. Я. 1966г. Разломы кристаллического фундамента восточных раойнов Русской
- платформы и западного Приуралья.— Сов. геология, № 10. Ярош А. Я. 1968. Внутренняя структура и тектонический рельеф фундамента Русской платформы. В сб. «Вопросы разведочной геофизики».— Труды Свердловск. горн. ин-та, вып. 54.
- Ярош М. С., Будеркевич М. Д., Заяц Х. Б. 1966. Строение фундамента юго-западной окраины Русской платформы по геофизическим данным. — Геофиз. и астроном. информ. бюлл., № 9.

- Adams L. H., Tuve M. A., Tatel H. 1952. Seismic exploration of the Earth's crust.- Internat. Union Geod Geophys. Assoc. Seismol. C. R. Brussels.
- Affleck J. 1963. Magnetic anomaly trend and spacing patterns.— Geophysics, 28, N 3.
- Ahmad F. A. 1960. A brief comparative study of the geological formations of Western Australia and peninsular India and its bearing on the drift hypothesis.- Rec. Geol.
- Surv. India, 86, pt 4. Allingham J. W. 1964. Low-amplitude aeromagnetic anomalies in South-Eastern Missou-ri.— Geophysics, 29, N 4.
- Armstrong T. 1967. Giant Libyan oil field predicted.— Oil and Gas J., 65, N 18.
- Backer L. E., Patton J. B. 1968. World occurrence of petroleum in pre-silurian rocks.-Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 52, N 2.
- Barrette D. L. 1966. Lancaster sound shipborne magnetometer survey. Canad. J. Earth Sci., 3, N 2.
- Benioff H. 1955. Orogenesis and deep crustal structure.- Bull. Geol. Soc. America, 65, N 2
- Berg J. W., Cook K. L., Narans H. D., Dolan W. M. 1960. Seismic investigation of crustal structure in the eastern part of the Basin and Range province.— Bull. Seismol. Soc. America, 50, N 4.
- Berg J. W., Kenneth L., Cook K. L. a. o. 1961. Seismic profiles in Northern Utah: Pilot Range and Grouse Creek Range area.- J. Geophys. Res., 66, N 4.
- Berg R. R. 1962. Mountain flank thrusting in Rocky mountain foreland, Wyoming and Colorado. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 46, N 11.
- Beurlen L. 1962. Die paläogeographische Entwicklung des Süd-atlantischen Oceans. Nova acta Leopold., neue Folge, 24, N 154.
 Bhattacharyya R. K., Morley L. W. 1965. The delineation of deep crustal magnetic bodies
- from total field aeromagnetic anomalies.— J. Geomag. and Geoelectricity, 17, N 3-4.
- Bidgood D. E. T., Harland W. B. 1961. Palaeomagnetic studies of some Greenland rocks.— In: «Geology of the Arctic. Proceedings of the 1st International Symposium on Arctic geology. Vol. 1». University of Toronto Press.
- Black R. 1966. Sur l'existence d'une orogenie riféene en Afrique occidentale.— Compt. rend. Acad. sci., sér. D, 262, N 10.
- Blank M. R., MacKin J. H. 1967. Geologic interpretation of an aeromagnetic survey of the Iron Springs district, Utah.- U. S. Geol. Surv. Prof. Paper N 515-B.
- Bouguer gravity anomaly map of the United States. Scale 1:2500000. 1964. American Geophysical Union (J. P. Woollard, Chairman) and U.S. Geological Survey (H. R. Jesting).
- Bourret W. 1949. Aeromagnetic survey of Allard Lake district, Quebec.- Econ. Geol., 44, N 8.
- Brognon G. P., Verrier G. R. 1966. Oil and geology in Cuanza basin of Angola.- Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 50, N 1.
- Bromery R. W. 1959. Interpretation of aeromagnetic data across the Reading Prong, Pennsylvania.- Bull. Geol. Soc. America, 70, N 12.
- Bubnoff S. 1940. Die Struktur Osteuropas. Geol. Rundschau, 31, N 7-8.
- Bucher W. H. 1933. The deformation of the Earth's crust.- Princeton University Press. Bunce E. T., Langseth M. G., Chase R. L., Ward P. L. 1967. Structure of the Western So-
- Burwash R. A. 1969, Comparative Precambrian geochronology of the North American, European and Siberian shields.— Canad. J. Earth Sci., 6, N 3.
 Byerly P. E., Joesting H. R. 1959. Regional geophysical investigations of the Lisbon Valley area, Utah and Colorado. Washington.

- Cahen L., Snelling N. J. 1966. The geochronology of Equatorial Africa. Amsterdam. Carlson C. G., Anderson S. B. 1965. Sedimentary and tectonic history of North Dakota part of Williston basin.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 49, N 11.
- Case J. E. 1966. Geophysical anomalies over Precambrian rocks, Northwestern Uncompahgre plateau, Utah and Colorado.- Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 50, Ñ 7.
- Claret J., Tempere Cl. 1967. Une nouvelle region productrice en Sahara Algérien: l'anticlinorium d'Hassi Touareg.— In: «Seventh World Petroleum Congress. Proceedings. Vol. 2».
- Cloos E. 1965. Appalachenprofil 1954.- Geol. Rundschau, 54, N 2.
- Closs H., Behnke Cl. 1961. Fortschritte der Anwendung seismischer Methoden in der Erforschung der Erdkruste.- Geol. Rundschau, 51, N 2.
- Cohee G. V. 1965. Geologic history of the Michigan basin.-J. Wash. Acad. Sci., 55, N 9. Conant L. C., Goudarzi G. H. 1967. Stratigraphic and tectonic framework of Libye.- Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 51, N 5.
- Continental drift. 1965.- Philos. Trans. Roy. Soc. London A, 258, N 1088.
- Continental margins and island arcs. 1966.— Paper Geol. Surv. Canada, N 66-15.
- Cook E. E. 1965. Geophysical operations in the North Sea.— Geophysics, 30, N 4.
- Dabrowski A., Karaczun K. 1956. Mapa magnetycna w skali 1:1000000.- Warszawa, Inst. geol.

- Dainty A. M., Ewing J. J. N., Blauch J. E., Keen M. J. a. o. 1965. Seismic studies within the Appalachian system on the eastern seabord of Canada.- Trans. Amer. Geophys. Union, 46, N 1.
- Dannington H. V. 1967. Stratigraphical distribution of oil fields in the Iraq-Iran-Arabia basin.— J. Inst. Petrol., 53, N 520.
- Derry D. R. 1940. Some examples of detailed structure in early Precambrian of Northern Quebec.— Quart. J. Geol. Soc. London, 95, pt 1. Derry D. R. 1961. Economic aspects of Archaean-Proterozoic boundaries.— Econ. Geol.,
- 56. N 4.

Dominges J. C. 1965. Fields Qatar.- Rev. Inst. Petrol., 19, N 222.

- Douglas R. J. W., Norris D. K., Thorsteinsson R., Tozer E. T. 1963. Geology and petroleum potentialitiies of Northern Canada.- Paper Geol. Surv. Canada, N 31.
- Drake C. L. 1966. Recent investigations on the continental margin of Eastern United States .-- In: «Continental margins and island arcs». Paper Geol. Surv. Canada, N 66-15.
- Drake C. L., Girdler R. W. 1964. A geophysical study of the Red Sea.- Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 8, N 5.
- Eaton J. P., Healy J. H., Jackson W. H., Pakiser L. C. 1965. Upper mantle velocity and crustal structure in the Eastern Basin and Range province determined from shoal and chemical explosions near Delta, Utah.— Geol. Soc. America Spec. Paper, 82.
- Elsasser W. M. 1966. Thermal structure of the upper mantle and convection.— In: «Ad-vances in Earth science». Ed. P. M. Hurley. Massachusetts Inst. Techn. Press.

Engel A. E. J. 1963. Geologic evolution of North America.- Science, 140, N 3563.

- Falcon N. L. 1967. The geology of the north-east margin of the Arabian Basement shield. Advancement Sci., 24, N 119.
- Fenwick D. K. B., Keen M. J., Keen Ch., Lamberte A. 1968. Geophysical studies of the continental margin northeast of Newfoundland.— Canad. J. Earth. Sci., 5, N 3, pt 1.
- Ferrara G., Gravell M. 1966. Radiometric ages from Western Ahaggar (Sahara) suggesting an eastern limit for the West African Craton.— Earth and Planet Sci. Lectures, 1, Ň 5.
- Francis T. J. G., Davies D., Hill M. N. 1966. Crustal structure between Kenya and the Seychelles.- Philos. Trans. Roy. Soc. London A, 259, N 1099.
- Fuller M. D. 1964. Expression of E-W fractures in magnetic surveys in parts of the USA.- Geophysics, 29, N 4.
- Furon R. 1960. Geologie de l'Afrique. 2-me éd., Paris.
- Furon R. 1964. Le Sahara. Géologie ressources minerales. 2-me éd., Paris.
- Furon R. 1965. Matériaux pour l'étude de la «houte crustale» et de la megatectonique du socle africain.- Rev. géogr. physique et de géol. dynamique, 2 série, 7, N 1
- Furon R. 1968. De l'importance des mouvements caledonies en Afrique.- Rev. gén sci. pures et appl., 75, N 1-2. Gansser A. 1966. The Indian ocean and the Himalayas. A geological interpretation.-
- Eclogae geol. helv., 59, N 2.
- Garland G. D., Burwash R. A. 1959. Geophysical and petrological study of Precambrian of Central Alberta, Canada.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 43, N 4.
- Gastil G. 1960. The distribution of mineral dates in time and space.- Amer. J. Sci., 258, N 1.
- Gastil G, a. o. 1960. The Labrador geosyncline.— In: «Reports of the 21st Session of International Geological Congress, Norden, Pt 9», Copenhagen,
- Geologic map of North America (by the North American geologic map committee. Edwin N. Goddard chairman). Scale 1:5000000. 1965. Washington, U.A. Geol. Survey.
- Geological map of Africa. Scale 1:5000000. 1963. ASGA UNESCO. Paris.
- Geophysics. 1964. 29, N 4.
- Geophysics. 1965. 30, N 5.
- Gill J. E. 1952. Mountain building in the Canadian Pre-Cambrian shield. In: «Reports of the 18th Session of International Geological Congress. Pt 13». London.
- Gillmann M., Letullier A., Renouard G. 1966. Le Mer Rouge. Geologie du probleme petrolier.- Rev. Inst. franç. pétrole, 21, N 10.
- Gilluly J. 1963. The tectonic evolution of the Western United States.- Quart. J. Geol. Soc. London, 119, N 474.

- Girdler R. W. 1968. Drifting and rifting in Africa.— Nature, 217, N 5134. Goldich S. S., Muchlberger W. R., Lidiak E. G. 1966. Geochronology of the Midcontinent region, United States .- J. Geophys. Res., 71, N 22.
- Gutenberg B. 1950. Structure of the Earth's crust in the continents.— Science, 111, N 1.

Gutenberg B. 1951. Crustal layers of the continents and oceans.— Bull. Geol. Soc. America, 62, N 3.

Hamilton W., Pakiser L. C. 1965. Geologic and crustal cross section of the United States along the 37 th parallel. Miscel. Geol. Invest., Map 1-448. Washington.

Haug E. 1914. Traité de géologie. Vol. 1. Les phenomenes géologiques. Paris.

Hester R. L. 1965. Persian Gulf: a geological picture that promisses much.— Oil and Gas J., 63, N 44.

- Heybroek P. 1963. Note on the structural development of the El Biod high and Amgnid spur (Central Algerian Sahara).- Rev. Inst. franç. pétrole, 18, N 10.
- Heybroek P. 1965. The Red Sea Miocene evaporite basin.- In: «Salt Basins Around Africa», London.
- Hobson G., Overton A., Clay D. N., Thatcher W. 1967. Crustal structure under Hudson Bay.- Canad. J. Earth Sci., 4, N 5.
- Hodgson J. H. 1953. A seismic survey in the Canadian Shield, I, II.- Publs. Domin. Observ. Ottawa, 16, N 5, 6.
- Hood P. 1966. Geophysical reconnaissance of Hudson Bay.- Paper Geol. Surv. Canada, N 65-32.
- Horton C. W., Hempkins W. B., Hoffman A. A. J. 1964. A statistical analysis of some aeromagnetic maps from the Northwestern Canadian shield.— Geophysics, 29, N 4.
- Hospers J. 1965. Gravity feild and structure of the Niger delta, Nigeria, West Africa.-Bull. Geol. Soc. America, 76, N 4. Hunter J. A., Mereu R. F. 1967. The crust of the Earth under Hudson Bay.— Canad. J.
- Earth Sci., 4, N 5.
- Hurley P. M., Almeida, de, F. F. M., Melcher G. C. a. o. 1967. Test of continental drift by comparison of radiometric ages.- Science, 157, N 3788.
- Ilhan E. 1967. Toros-Zagros folding and its relation to Middle East oil fields.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 51, N 5.
- Innes M. J. S., Goodacre A. K., Weber J. R., McConnell R. K. 1967. Structural implications of the gravity field in Hudson Bay and vicinity.- Canad. J. Earth Sci., 4, N 5.
- Isachsen Y. W. 1964. Extent and configuration of the Precambrian in Northeastern United States.— Trans. N. Y. Acad. Sci., 26, N 7.
 Jackson W. A., Stewart S. W., Pakiser L. C. 1963. Crustal structure in eastern Colorado
- from seismic-refraction measurements.- J. Geophys. Res., 68, N 20.
- James B., Dorman J. 1963. Seismic waves and the structure of the crust and mantle in the Canadian shield.— Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, N 273.
- James D. E., Smith T. J., Steinhart J. S. 1968. Crustal structure of the middle Atlantic states.—J. Geophys. Res., 73, N 6. Joesting H. R., Case J. E. 1962. Regional geophysical studies in Salt Valley, Gisco area.
- Utah and Colorado.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 46, N 10.
- Kanasewich E. R. 1966. Deep crustal structure under the plains and Rocky mountains .--Canad. J. Earth Sci., 3, N 7.
- Kanasewich E. R., Clowes R. M. 1968. Geophysical studies of the Earth crust and upper mantle in Western Canada .- In: «Reports of the 23rd Session of International geological Congress, Sect. 1-Upper Mantle». Prague.
- Karpoff E. 1960. L'Antecambrien de la peninsule Arabique.— In: «Reports of the 21th Session of International Geological Congress. Norden, 1960, Pt 9». Copenhagen.
- Karpoff E. 1965 (1966). Les grandes époques de fracture et de bombement du Sahara Central.— Bull. Soc. géol. France, 7, N 3.
- Kay M. 1966. Newfoundland structures and continental drift.- Bull. Canad. Petrol. Geol., 14. N 4
- Kennedy W. O. 1965. The influence of basement structure on the evolution of the coastal (Mesozoic and Tertiary) basins.- In: «Salt Basins Around Africa», London.
- Kent P. E. 1965. An evaporite basin in Southern Tanzania.- In: «Salt Basins Around Africa». London.
- Kerr J. W. 1967. Nares submarine rift valley and the relative rotation of North Green-land.— Bull. Canad. Petrol. Geol., 15, N 4.
- King E. R., Zietz J., Alldredge L. R. 1966. Magnetic data on the structure of the Central Arctic region.- Bull. Geol. Soc. America, 77, N 6.
- King Ph. B. 1966. The tectonic map of North America (scale 1:5000000). In: «Reports of the 22nd Session of International Geological Congress. India, 1964». Paris.
- Kober L. 1921. Der Bau der Erde. Berlin. Kober L. 1942. Tektonische Geologie.— Borntraeger-Verlag. Berlin.
- Kornic L. J. 1969. An aeromagnetic study of the Meak Lake-setting lake structure in Manitoba.— Canad. J. Earth Sci., 6, N 5.
- Kornic L. J., MacLaren A. S. 1966. Aeromagnetic study of the Churchill Superior boundary in Northern Manitoba.— Canad. J. Earth Sci., 3, N 4.
- Kraus E. 1951. Vergleichende Baugeschichte der Gebirge. Akademie-Verlag, Berlin.
- Kraus E. 1959. Die Entwicklungsgeschichte der Kontinente und Ozeane. Akademie-Verlag, Berlin.
- Kropotkin P. N. 1965. Abyssal non-biogenic origin of oil and gas and the problem of the origin of life on the Earth.-J. Geol. Soc. India, 6.
- Kumapareli P. S., Saull V. A. 1966. The St. Lawrence valley system: a North American equivalent of the East African rift valley system.— Canad. J. Earth Sci., 3, N 5.
- Lauterbach R. 1953/1954. Beiträge zur tektonischen Deutung der geomagnetischen Übersichts-Karten.- Wiss. Z. Karl-Marx-Univ. Leipzig, 3, N 3.
- Lauterbach R. 1959. Geomagnetische Aufschluss-Verfahren in Dienste der Geologie. Sonderdruck aus «Geomagnetismus und Aeronomie, Bd. 3, Kapitel 13». Leipzig.

- MacLaren A. S., Larochelle A. 1958. Geologic aeromagnetic correlation in the Eastern Taunshpis, Quebec.— Canad. Mining J., 79, N 7.
- Magnetic anomaly map of Canada. 1968. Scale 1:5000 000. Geological Survey of Canada. Magnusson N. H. 1965. The Pre-Cambrian history of Sweden.- Quart. J. Geol. Soc. London, 121. N 481, pt 1.
- Melcher G. C., Cordani U. G., Isotta C. A. L., Hurley P. M. 1967. A geochronological comparison of West African and South American basements. Symposium on continental drift. Abstracts of papers. Montevideo.
- Milne W. G. 1967. Earthquake epicenters and strain release in Canada.- Canad. J. Earth

Sci., 4, N 5. Mitchell-Thomé R. C. 965. The Precambrian of West Africa.— Gcol. Rundschau, 54, N 2. Muchlberger W. R., Denison R. F., Lidiak E. G. 1967. Basement rocks in continental interior of United States .- Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 51, N 12.

- Narans H. D., Berg J. W., Cook K. L. 1961. Sub-basement seismic refractions in Northern Utah.- J. Geophys. Res., 66, N 2.
- Noponen J., Porkka M. T., Pirhonen S., Luosto U. 1987. The crust and mantle in Finland.-- In: "Papers of the 9th Assembly, European Seismological Commission, Copenhagen, 1966».
- Norden J. A. 1964. Magnetic field study of basement relief and susceptibility variation in the Mus Kogee-Tanleguah area, Oklahoma.- Oklahoma Geol. Notes, 24, N 7.
- Norman G. W. H. 1948. Major faults, Abitibi region.- In: «Structural geology of Canadian ore deposits». Montreal, Quebec.
- Oliver J., Kovach R., Dorman J. 1961. Crustal structure of the New York Pennsylvania Area.-J. Geophys. Res., 66, N 1.
- Ostenso N. A. 1966. Geomagnetism.— Trans. Amer. Geophys. Union, 47, N 1. Paitson L., Savit C. H., Blue D. M., Knox W. A. 1964. Reflection survey at Barracuda fault.— Geophysics, 29, N 6.
- Pakiser L. C. 1963. Structure of the crust and upper mantle in the Western United States.- Trans. Amer. Geophys. Union, 44, N 1; also J. Geophys. Res., 68, N 20.
- Pakiser L. C., Steinhart J. S. 1964. Explosion seismology in the Western hemisphere. Chapter 5.- Res. Geophys., 2.
- Pakiser L. C., Zietz L. 1965. Transcontinental crustal and upper mantle structure.— Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 82.
- Papke K.-H. 1967. Die Mohorovicič-Diskontinuität.— Geologie, N 67.
- Penttilä E. 1963. Report on the 1960 and 1961 explosion seismic investigations of the Earth's crust in Finland.- Geophysics, 7, N 4.
- Penttilä E., Karras M., Nurmia M. a. o. 1960. Report on the 1959 explosion seismic investigation in Southern Finland.— Publs Seismology, Univ. Helsinki, N 35.
- Penttila E., Nurmia M. 1959. Determination of the thickness of the granitic layer in S. W. Finland.- Geophysics, 7, N 2.
- Pierce W. G. 1957. Hearth mountain and South Fork detachment thrusts of Wyoming .-Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 41, N 4.
- Powers G. 1932. Symposium on occurrence of petroleum in igneous and metamorphic
- Reford M. S., Summer J. S. 1964. Aeromagnetics.— Geophysics, 29, N 4.
 Richards T. C., Walker D. J. 1959. Measurement of the Earth's crustal thickness in Alberta.— Geophysics, 24, N 2.
 Rebinarca 4. 40% The origing of patrology. Nature 242, N 5069.
- Robinson A. 1966. The origins of petroleum.- Nature, 212, N 5068.
- Rocci G. 1964-1965. Essai d'interpretation de mesures géochronologiques, la structure de l'Ouest Africain.- Sci. terre, 10, N 3-4.
- Roller J. C. 1965. Crustal structure in the Eastern Colorado plateaux province from seismic refraction measurement.— Bull. Seismol. Soc. America, 55, N 1.
- Rudman A. J., Blakely R. T. 1965. A geophysical study of a basement anomaly in Indiana.- Geophysics, 30, N 5.
- Rudman A. J., Summerson C. H., Hinze W. J. 1965. Geology of basement in Midweastern United States.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 49, N 7. Ryall A., Stuart D. J. 1963. Travel times and amplitudes from nuclear explosions,
- Nevada Test Site to Ordway, Colorado.— J. Geophys. Res., 68, N 20. Sander G. W., Overton A. 1965. Deep seismic refraction investigation in the Canadian Arctic archipelago.— Geophysics, 30, N 1.
- Schuiling R. D. 1966. Continental drift and oceanic heat flow.— Nature, 210, N 5040.
- Schürmann H. M. E. 1961. The Riphean of the Red Sea area. In memory of N. S. Schatsky.- Geol. fören. i Stockholm förhandl., 83, N 2.
- Sheridan K. E., Drake Ch. L. 1968. Seaward extension of the Canadian Appalachians -Canad. J. Earth Sci., 5, N 3, pt 1. Short K. C., Stäuble A. J. 1967. Outline of geology of Niger delta.— Bull. Amer. Assoc.
- Petrol. Geologists, 51, N 5.
- Simonen A. 1960. Precambrian stratigraphy of Finland.— In: «Reports of the 21th Session of International Geological Congress. Norden. Pt 9». Copenhagen.
- Slichter L. B. 1951. Crustal structure in the Wisconsin area.— Office of Naval Res. Dept., Calif. Inst., N 9.
- Smith T. J., Steinhart J. S., Aldrich L. T. 1966. Lake Superior crustal structure.— J. Geophys. Res., 71, N 4.
- Steenland N. C., Brod R. J. 1960. Basement mapping with aeromagnetic data Blind River basin.— Geophysics, 25, N 3.
- Steinhart J. S. 1966. Continental explosion studies.— Trans. Amer. Geophys. Union, 47, N 1.
- Steinhart J. S., Meyer R. P. 1961. Explosion studies of continental structure.— Washington, Carnegie Inst., Publ. N 622.
- Stewart S. W., Pakiser L. C. 1962. Crustal structure on Eastern New Mexico interpreted from the Gnome explosion.— Bull. Seismol. Soc. Amer., 52, N 5. Stewart S. W., Stauder W. V. 1965. Application of continuous velocity-depth functions
- Slewart S. W., Stauder W. V. 1965. Application of continuous velocity-depth functions to interpretation of crustal refraction data in Missouri.— Geol. Soc. America, Spec. Paper, 82.
- Stille N. 1936. Tektonische Beziehungen zwischen Nordamerika und Europa.— In: «Reports of the 16th Session of International Geological Congress, 1933». Vol. 2. Washington.
- Stille H. 1942. Die tektonische Entwicklung Amerikas als der Ostumrahmung des Pazifik.— Geotektonische Forsch., N 4.
 Stille H. 1958. Die assyntische Tektonik im geologischen Erdbild.— Beih. Geol. Jahrb.,
- Stille H. 1958. Die assyntische Tektonik im geologischen Erdbild.— Beih. Geol. Jahrb., N 22.
- Slockwell C. H. 1965. Structural trends in Canadian shield.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 49, N 7.
 Stoneley R. 1966. The Niger delta region in light of the theory of continental drift.—
- Stoneley R. 1966. The Niger delta region in light of the theory of continental drift.— Geol. Mag., 103, N 5.
- Stuart D. J., Koller J. C., Jackson W. H., Mandan G. B. 1964. Seismic propagation paths, regional travel times and crustal structure in the Western United States.— Geophysics, 29, N 2.
- Suess E. 1881-1909. Antlitz der Erde. Wien.
- Symposium on continental drift. 1965.— Philos. Trans. Roy. Soc. London A, 258, N 1088. Tatel H. E., Adams L. H., Tuve M. A. 1953. Studies of the Earth's crust using waves from explosion.— Proc. Amer. Phil. Soc., 97.
- Tectonic international map of Africa. Scale 1:5000 000. 1968. ASGA UNESCO. Paris.
- Tectonic map of the Canadina shield. Scale 1:5000000. Ed. Stockwell. 1965. Geol. Survey of Canada, Ottawa.
- Tectonic map of North America. Scale 1:5000000. 1969. Prepared by U.S. Geological survey. Compiled by Philip B. King.
- Tectonic map of United States. Scale 1:2500000. 1951. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, Fourth Print.
- The history of the Earth's crust. A symposium. 1968. Ed. R. A. Phinney. Princeton University Press.
- Thiel E. 1956. Correlation of gravity anomalies with the Keweenawan geology of Wisconsin and Minnesota.— Bull. Geol. Soc. America, 67, N 8.
- Thompson G. A., Talwani M. 1964. Geology of the crust and mantle of the Western United States.— Science, 146, N 3651.
- Tryggvason E., Qualls B. R. 1967. Seismic refraction measurements of crustal structure in Oklahoma.— J. Geophys. Res., 72, N 14.
- Uchman J. 1966. Deep seismic soundings in Poland.— In: «Papers of the 9th Assembly European Seismological Commission, Copenhagen», København, 1967.
- Van-Orstrand C. E. 1939. Normal geothermal gradient in the United States.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 19.
- Ver Viebe W. A. 1950. North American and Middle East oil fields. Wichita, Kansas.
- Vesanen E., Kataja A., Luosto J., Penttilä E. a. o. 1961. Progress report of the seismological laboratory of the University of Helsinki, 1961.— Publs Seismology, Univ. Helsinki, 8, 52.
- Wadia D. N. 1953. Geology of India. 3rd ed. London.
- Walters R. F. 1953. Oil production from fractured Precambrian basement rocks in Central Kansas.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 32, N 2.
- Watkins J. S. 1964. Regional geological implications of the gravity and magnetic fields of a part of Eastern Tennessee and Southern Kentucky.— U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, N 516—A.
- While W. S. 1966. Tectonic of the Keweenawan basin, Western Lake Superior region. Washington.
- Whiteman A. J. 1968. Formation of the Red Sea depression.— Geol. Mag., 105, N 3.
- Willden R. 1965. Seismic refraction measurements of crustal structure between American Falls Reservoir, Iharo and Flaming George Reservoir.— U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, N 525—C.
- Wilson J. T. 1948. Some aspects of geophysics in Canada with special reference to structural research in the Canadian Schield.— Trans. Amer. Geophys. Union, 29.
- Wilson J. T. 1949. The origin continents and Precambrian history.— Trans. Roy. Soc. Canada, sec. 4, ser. 3, N 3.

Wilson J. T. 1957. Discussion of Proterozoic in Canada. The Proterozoic in Canada.-Trans. Roy. Soc. Canada, Spec. Publ. N 2.

Wilson J. T. 1959. Geophysics and continental growth.- Amer. Scientist, 47, N 1.

Wilson J. T. 1962. Some further evidence in support of the Cabot fault, a great palaeozoic transcurrent fault zone in the Atlantic provinces and New England.- Trans. Roy. Soc. Canada, ser. 3.

Wilson J. T. 1963. Hypothesis of Earth's behaviour.- Nature, 198, N 4884.

Wilson J. T. 1965. Evidence from ocean islands suggesting movement in the Earth. A symposium on continental drift.— Philos. Trans. Roy. Soc. London A, 256, N 1088.
 Wilson M. E. 1956. Early Precambrian rocks of the Timiskaning region, Quebec and Ontario, Canada.— Bull. Geol. Soc. America, 62, N 10.

Wolfart R. 1967. Zur Entwicklung der paläozoischen Tethys in Vorderasien. - Erdöl und Kohle, 20, N 3.

Wcollard G. P. 1959. Crustal structure from gravity and seismic measurement.-J. Geophys. Res., 64.

Woollard G. P. 1962. The relation of gravity anomalies to surface elevation, crustal structure and geology.— Wisconsin Univ. Res. Rept, 62—9. Woollard G. P., Strauge W. E. 1962. Gravity anomalies and crust of the Earth in Pa-

cific basin.— Geophys. Monogr., N 6.

Worzel J. L., Shubert G. L. 1955. Gravity interpretations from standard oceanic and crustal sections .-- Geol. Soc. America, Spec. Paper, N 62.

Wright G. M. 1959. Aeromagnetic map 1073 A, Boyd Lake, district of MacKenzie, Northwest Territories. Ottawa, Geol. Surv. Canada.

Wrigth G. M. 1963. Aeromagnetic map 1127 A, Beaverhill Lake, district of MacKenzie, Northwest Territories. Ottawa, Geol. Surv. Canada.

Zietz L., Geddes W. 1965. Crustal study of a transcontinental strip east of the Rocky Mountains -- Trans Amer. Geophys. Union, 46, N 1.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Плелисловие (П. Н. Кропоткин)	
Часть І. Геофизические данные о строении земной коры древних платфор	рм
северного полушария (И. А. Соловьева)	
Глава I. Европейская платформа	•
Часть II. Тектоника фундамента и типы магнитных полей древних платфо	рм
северного полушария (Р. А. Гафаров)	
Глава I. Евроцейская платформа	• •
Часть III. Структурные формы поверхности фундамента Европейской пла	ат-
формы и северной части Африканско-Аравийской платформы (в св	вя-
зи с вопросами нефтегазоносности платформенного чехла	1)
(Б. М. Валяев)	1
Глава I. Европейская платформа	
Часть IV. Структурные формы поверхности фундамента Сибирской платформ	иы
(Ю. А. Трапезников)	
Часть V. Структурные формы поверхности фундамента Северо-Американско	ой
платформы (П. Н. Кропоткин, Ю. А. Трапезников)	
Часть VI. Глубинное строение и деформации древних платформ (в связи вопросами нефтегазоносности платформенного чехла) (П. Н. Кро поткии)	С)-
Глава I. Гетерогенность фундамента древних платформ и его поз	вд-
нейшая переработка	
Глава II. Формирование тектонических структур на древних пла	ат-
формах	
Глава III. Значение глубинной тектоники для нефтегеологическо	ГО
районирования платформ	
Литература	

CONTENTS

	Pages
Foreword (P. N. Kropotkin)	. 5
Part I. Geophysical data on structure of the Earth's crust of ancient platfor of the Northern hemisphere (I. A. Solovieva) Chapter I. European platform	rms 9 9 9 36
Part II. Tectonics of the basement and types of magnetic fields of ancient pl forms of the Northern hemisphere (R. A. Cafarov)	lat- 61 62 115 147 170
 Part III. Structural forms of the basement surface of the European platform a northern part of the African-Arabain platform (in connection w problems concerning oil and gas presence in the platform cover (B. M. Valyaev)	and (ith er) 176 176 228
Part IV. Structural forms of the basement surface of the Siberian platform (Ya Trapeznikov)	. A. · · 249
Part V. Structural forms of the basement surface of the North-American p form (P. N. Kropotkin, Yu. A. Trapeznikov)	lat- 292
 Part VI. Deep structure and deformation of ancient platforms (in connection v problems concerning oil and gas presence in the platform concerning oil and gas presence in the platform concerning of the basement of ancient platforms and latest reconstruction Chapter II. Formation of tectonic structures on ancient platforms. Chapter III. Importance of deep tectonics for oil geological zoning platforms 	vith ver) 321 . its 321 343 g of 358
Bibliography	365

Глубинная тектоника древних платформ северного полушария

(Труды ГИН, вып. 209)

Утверждено к печати Геологическим институтом АН СССР

Редактор В. С. Журавлев. Редактор издательства И. М. Ерофеева Художник А. Я. Михайлов. Технический редактор В. Д. Прилепская Сдано в набор 9/IV-71 г. Подписано к печати 15/VI-71 г. Формат 70×108¹/16. Печ. л. 24,5+9 вкл. Усл. печ. л. 38,2. Уч.-изд. л. 36,0. Тираж 1500 экз. Т-09276. Бумага № 1. Тип. зак. 2130 Цена 2 р. 92 к.

> Издательство «Наука» Москва К-62, Подсосенский пер., 21 2-я типография издательства «Наука» Москва Г-99, Шубинский пер., 10

Стра- ница	Строка	Напечатано	Должно быть
108	7 св.	25 км	7 км
160	7 сн.	Norton a. o., 1964	Horton a. o., 1964
295	6 св.	так как	так же как
392	20 св.	Ya. A.	Yu. A.

ОПЕЧАТКИ

П. Н. Кропоткин и др. Глубинная тектоника древних платформ...





Рис. 34. Трансформированная карта поверхности фундамента с размещением нефтяных и газовых месторождений на территории Русской плиты

- І складчатое обрамление докембрийской платформы: а области герцинской складчатости, б — области альпийской складчатости;
- 2 палеозойский складчатый фундамент под мезозойскокайнозойским платформенным чехлом;
- 8 выходы на поверхность докембрийского екладчатого фундамента: а — дорифейского, б — байкальского;
- 4 границы краевых прогибов: а — герцинских, б — альпийских;
- 5 разломы фундамента: а установленные, б — предполагаемые;
- 6 зоны с глубиной залегания фундамента менее 0,5 жм;
- 7—11 зоны с наклоном поверхности фундамента (в м/км):
- 7 менее 10, 8 — от 10 до 20,
- 9 от 20 до 40,
- 10 от 40 до 80,
- 11 более 80;
- 12 нефтяные и газовые месторождения;
- 18 крупнейшие нефтяные месторождения



10 - средне- и верхнепротерозойский (эпигудзонский) платформенный чехол;

га и др.)

кенорэнской

- 11-13 область развития комплексов зоны Гренвилл:
- 11 гнейсы, другие метаморфические породы и граниты воны Гренвилл,
- 12 архейские глубоко метаморфизованные породы зоны Гренвилл,
- 13 массивы анортизитов;
- 14 границы платформенного чехла докембрийской Северо-Американской плиты;
- 15 разломы;
- 16 общие простирания;
- 17 оси магнитных аномалий;
- 18 оси гравитационных максимумов;
- 19 границы основных тектонических зон



Рис. 41. Схематическая карта распределений нефтяных и газовых месторождений Русской плиты и распространения температур (более 150° С в основании платформенного чехла), необходимых для преобразования биогенного органического вещества в метан и нефтяные углеводороды согласно органической гипотезе происхождения нефти. Геонзотермы даны по Ф.А. Макаренко и др. (1967)

- I складчатое обрамление докембрийской платформы: а области каледонской и герцинской складчатости, б — области альпийской складчатости;
- 2 палеозойский складчатый фундамент под мезозойскокайнозойским платформенным чехлом;
- 8 выходы на поверхность докембрийского складчатого фундамента: а — дорифейского, б — байкальского; 4 — границы краевых прогибов:
- 4 границы краевых прогибов: а — герцинских, б — альпийских;
- 6 разломы фундамента: а установленные, б — предполагаемые;
- 6 изотермы по поверхности докембрийского фундамента (в °С);
- (в С),
 7 территорни с температурой 150—200° С в основании платформенного чехла;
- территория с температурой
 более 200° С, при которой возможно интенсивное нефтегазообразование;
- 9 нефтяные п газовые месторождения;
- 10 -- крупнейшие нефтяные месторождения;
- 11 известные области промышленной нефтегазоносности



3 — Пестовский локальный выступ,

- 4 --- Локновский локальный выступ,
- 5 --- Брестский локальный прогиб 6 - Львовский локальный прогиб.
- 7 Пижский структурный нос. 8 — Оршанский локальный про-
- гиб, 9 — Мудьюгский локальный про-
- гиб. 10 — Онего-Двинский локальный
- прогиб, локаль**ный**
- 11 Архангельский выступ,
- 12 Беломорский локальный прогиб.
- 13 Канпалакшский грабен. 14 — Воже-Лачский локаль**ный**
- прогиб, 15 — Нелидово-Бежецкий локаль ный выступ,
- 16 Солигаличский локальный прогиб.
- 17 Порецко-Пошехонский кальный прогиб.
- 18 - Переславль-Залесский кальный прогиб,
- 19 Окско-Клязьминский локаль ный выступ,
- 20 Меленковская седловина, 21 — Лузско-Сысольский локаль ный выступ,
- Моломская вершина.
- 23 Пижменский локальный вы СТУП. – Лойновский локальный вы-
- складчаты**й** 24 фундамент под мезозойскоступ, кайнозойским платформенным

лока**льный**

складчатого

8 ---

- 25 Чепецкая седловина, 26
 - Альметьевская вершина, 27 — Кукморская вершина,
 - 28 Кажимский грабенообразный
 - локальный прогиб, 29
 - Мосоловский локальный про гиб,
 - 30 Чембарский локальный прогиб.
 - 31 Камская вершина,
 - 32 Чермозская седловина,
 - 33 Кунгурская вершина, 34 — Жигулевско-Пугачевский ло
 - кальный выступ,
 - 35 Жигулевский локальный про гиб,
 - 36 Орлянско-Ивановская гряда 37 — Уметовский локальный про-
 - гиб. 38 — Верхнепечорский локальный
 - прогиб. 39 — Печоро-Кожвинский локаль-
 - ный прогиб, 40 — Денисовский локальный прогиб







- 1—7— области докембрийских складчатостей:
- 1 область кенорэнской складчатости (киватинские массивы),
- 2 то же, под платформенным чехлом.
- чехлом, 8 — гудзонские складчатые зоны,
- 4 то же, под платформенным чехлом,
- 5 Центральная зона, 6 — зона Гренвилл,
- 8 зона гренвилл,
 7 то же, под платформенным
 - чехлом; —12 — области палеозойских
- 8—12 области палеозойск складчатостей:
- 8 складчатая зона Уошито,
- 9 складчатая система Аппалачей,
- 10 Иннуитская складчатая система,
- 11 Восточно-Гренландская складчатая система,
- 12 платформенный чехол на складчатом палеозойском и местами на более древнем основании;
- 18 область мезозойской складчатости — складчатая система Кордильер;
- 14 платформенный чехол на мезозойском складчатом основании;
- 15 глубинные разломы: α установленные, δ — предполагаемые;
- 16 региональные надвиги;
- 17 разломы;
- 18 общие простирания;
 19 простирания осей магнитных аномалий;
- 20 простирания гравитационных максимумов: а — на щите, б — в пределах Северо-Американской плиты;
- 21 границы тектонических областей: а — установленные, б — предполагаемые



Рис. 26. Схема магнитных ано-малий Канады (Magnetic ano-maly map of Canada, 1968)

- 1 магнитные максимумы (более 200 гамм);
- 200 гамм); 2 магнитые минимумы (менее —200 гамм); 3 границы Канадского щита и его тектонических зон;
- 4 границы съемки



магнитных максямумов); 37 — контуры массивов немагнитных пород фундамента (выделены в пределах магнитных минимумов)

делены по точкам перегиба

