

ГЛУБИННОЕ
СТРОЕНИЕ
ВОСТОЧНОЙ
ЧАСТИ
РУССКОЙ
ПЛАТФОРМЫ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

В. А. Савинский, 1977, Уд.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ЛАБОРАТОРИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

(ВДОЛЬ ПРОФИЛЯ ГСЗ КУПЯНСК—ВОРКУТА)



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1977



Глубинное строение восточной части Русской платформы. Коллектив авторов. М., "Наука", 1977 г. 124 с.

Работа посвящена анализу геологических данных, физических свойств пород и результатов глубинного сейсмического зондирования по профилю Купянск – Воркута. В монографии рассматриваются существующие геолого-геофизические глубинные построения по восточной части Восточно-Европейской платформы и новые представления о возможных формах и содержании модели глубинного строения консолидированной коры.

Работа рассчитана на самый широкий круг геологов и геофизиков, интересующихся проблемами глубинного строения Земли.

Табл. 4, рис. 21, библи. 128 назв.

Авторы:

М.П. Волярович, В.Е. Дибров, Ю.С. Куцев, Ф.М. Левитова,
И.Н. Леоненко, Е.В. Мараховская, О.А. Нестоянова, Ю.Г. Юров,
Н.М. Чернышев, Е.И. Баяк, Э.И. Пархоменко,
С.С. Степашин, Е.Б. Горшкова

Ответственный редактор
член-корреспондент АН СССР
И.В. Лучицкий

ВВЕДЕНИЕ

Глубинное сейсмическое зондирование по профилю Купянск — Воркута, осуществлявшееся экспедициями треста Спецгеофизика, сопровождалось специальными комплексными исследованиями по изучению вещественного состава и физических свойств кристаллических пород консолидированной коры. Они проводились ЛОПИ совместно с упомянутыми экспедициями, ГУЦР и ИФЗ АН СССР по единой программе, утвержденной Министерством геологии СССР.

Общей целью предусматривалось получение всесторонней геолого-геофизической основы для глубинных построений по профилю. Исследования продолжались в течение 6 лет (начиная с 1967 г.). В первую очередь внимание было уделено, естественно, Воронежскому массиву, как наиболее доступному и хорошо изученному объекту. Он пересекается профилем в наиболее широкой части.

За указанное время был отобран и исследован керновый материал из многих сотен опорных глубоких скважин по Воронежскому кристаллическому массиву, а также из нескольких десятков глубоких скважин, пробуренных по бортам Московской синеклизы, Токмовскому своду, Воротиловскому выступу, Воркутинскому району, Тиману и южной части Печорской впадины. Материал был использован для спектральных и химических анализов, минералогических исследований, изучения физических свойств пород, а также для изготовления около 5000 прозрачных шлифов. Изучение как этих, так и нескольких тысяч шлифов из шлифотек местных экспедиций вместе со всеми полученными и опубликованными в литературе аналитическими данными позволило детально охарактеризовать состав осадочно-метаморфических комплексов и магматических формаций с существенным уточнением их стратиграфического положения, общей этапности тектонического развития и многих других вопросов. В частности, существенно новым явилось то, что на основании проведенного формационного анализа первичного состава пород раннего докембрия впервые для Восточно-Европейской платформы установлен самый ранний этап геосинклинального развития — раннепротерозойский с выделением в пределах исследованной полосы эв- и миогеосинклинальных зон. При этом впервые предпринята попытка определить глубину заложения раннепротерозойских геосинклиналей — самых мощных во всей истории геологического развития Земли, что имеет принципиальное значение для решения вопросов глубинного строения земной коры. В этом свете особое значение приобретает установление формационной и генетической связи железо-

рудных месторождений КМА с инициальным магматизмом раннепротерозойского этапа, позволяющее однозначно решить вопрос об их глубинном прогнозировании. Весь комплекс геологических исследований осуществлялся группой сотрудников ЛОПИ.

Несколько сот образцов, отобранных для физических определений, подвергались экспериментальным исследованиям по изучению плотностных, скоростных и электрических свойств пород при различных температурах и давлениях. Полученные результаты увязывались с петрографическим составом и текстурно-структурными особенностями пород с целью выявления зависимостей. Одним из главных итогов здесь является установление того, что столь четкой зависимости между вещественным составом кристаллических пород и скоростными и другими характеристиками, на которых строятся современные модели глубинного строения консолидированной коры, в действительности не существует. Этот комплекс исследований осуществлялся группой сотрудников ИФЗ АН СССР под руководством М.П. Воларовича.

Анализ грави- и магнитометрических материалов сопровождался составлением обобщающих схем, отражающих элементы глубинных структур и, в частности, поведение главнейших глубинных разломов, обуславливающих блоковое строение консолидированной коры. Эти исследования проводились группой сотрудников ГУЦР под руководством И.Н. Леоненко.

Наконец, заново была пересчитана и перестроена та часть профиля ГСЗ, которая основывается на изменениях пластовых скоростей (Купянск — Воркута) и изображается прежними авторами в виде многослойной модели. На этом примере в дополнение к другим уже известным случаям показывается, почему многослойные модели консолидированной коры, состоящие из слоев с увеличивающейся с глубиной скоростью, не удовлетворяют первичным экспериментальным данным и являются результатом некорректной интерпретации. Эта работа проделана группой сотрудников треста "Спецгеофизика" под руководством Ю.Г. Юрова.

Анализируя полученный материал и воссоздавая возможные варианты глубинного строения консолидированной коры в пределах профиля, авторы не ставили перед собой цель улучшить или дополнить уже существующие схемы других авторов, поскольку все они основаны на представлении о слоистом строении земной коры.

В книге на основании анализа нового фактического материала мы приходим к выводу о полном несоответствии такого рода моделей геологической реальности.

Новые тектонические гипотезы, ставят вопрос о необходимости разработки новой модели, более отвечающей реальной действительности. Речь идет о назревшей важности замены существующих лишь чисто геометрически-параметрических моделей земной коры моделями структурно-генетическими, основанными, в первую очередь, на закономерностях взаимодействия континентальных литосферных плит. Для этого нужны специальные обширные исследования и главным образом глубокое бурение.

СТРАТИГРАФИЯ

В строении той части Восточно-Европейской платформы, которая пересекается профилем ГСЗ Купянск — Воркута (рис. 1), участвует широкий комплекс пород от архейских до кайнозойских включительно. Они распространены неравномерно по площади и чаще локализуются в отдельных зонах, отвечая определенным этапам тектонического развития.

В пределах центральной и южной частей профиля фундамент платформы составляет кристаллический комплекс от архея до среднего протерозоя включительно, а самыми ранними отложениями чехла являются рифейские.

На северо-восточном окончании профиля (Тиман) складчатое основание платформы более поздней консолидации — оно включает и рифейские отложения, представленные здесь геосинклинальными формациями. Соответственно наиболее ранними отложениями чехла здесь являются вендские отложения.

В пределах архея разделение произвести не удастся, протерозойские же отложения довольно отчетливо делятся на три отдела — нижний, средний и верхний, расчлененные складчатостью и несогласиями. Возрастная граница между археем и протерозом принимается на уровне 2700—2500 млн. лет, остальные соответственно на уровне 1900 ± 50 , 1600 ± 50 и 700 ± 50 млн. лет. Объем вышележащего венда как самого раннего подразделения палеозоя принимается в интервале 700—600 млн. лет.

АРХЕЙ

Архейские образования могут быть выделены условно лишь на отдельных участках, где они слагают небольшие пятна (выступы?) среди полей раннепротерозойских гнейсов в пределах Воронежского массива, Токмовского свода, Московской синеклизы и Валдайско-Солигаличского авлакогена. В Воронежском кристаллическом массиве это Льговско-Сумский, Курско-Корочанский, Западно-Воронежский, Алексеевский и другие выступы. Они сложены преимущественно амфиболитами и биотит-плаггиоклазовыми гнейсами, чаще сильно мигматизированными, выделяющимися под названием обоянской серии. Наиболее полно она представлена в северо-западной части Воронежского массива. Здесь выделяются биотит-амфиболовые, пироксен-амфиболовые, гранат-биотитовые, двуслюдяные, реже силлиманит-ставролит-биотитовые гнейсы и

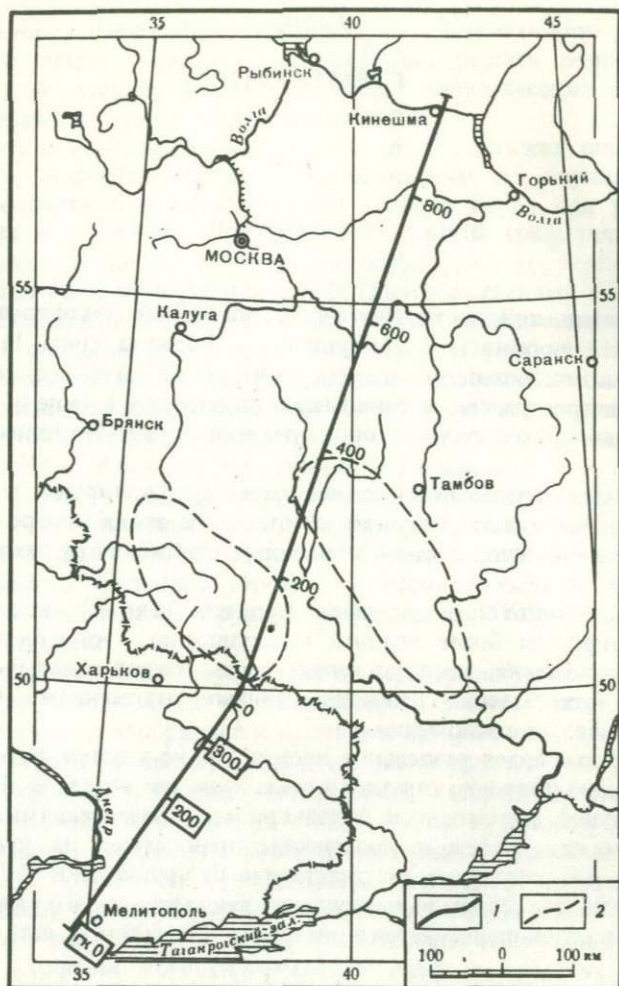


Рис. 1. Схема расположения профиля ГСЗ

1 — профиль ГСЗ Ближнецы — Шевченко — Купянск — Липецк — Тума — Воркута; 2 — область взятия образцов для измерения физических свойств горных пород

амфиболиты (апогаббровые, биотитовые, гранат-биотитовые, двупироксеновые, гранат-пироксеновые). Вместе с ними встречаются пироксеновые и роговообманко-пироксеновые гранулиты.

Первичными породами, за счет которых образовались эти гнейсы, являются вулканиты основного состава и терригенные осадки, в последующем подвергшиеся прогрессивному метаморфизму гранулитовой и амфиболитовой ступеней и мигматизации. Абсолютный возраст пород по биотитам определен на уровне 2500 млн. лет (К-Аг метод).

В зонах, подвергшихся более поздним метасоматическим процессам, среди этих пород локально развиты железистые кварциты и кварц-магнетитовые породы. Видимая мощность обоянских гнейсов до 2–3 км.

Близкий состав имеют условно архейские образования Токмовского свода, где они представлены амфиболитами, гиперстен-роговообманковыми, биотит-гиперстеновыми, биотит-пироксеновыми, биотит-гранатовыми и другими гнейсами. В прибортовых частях Валдайско-Солигаличского авлакогена и в южном борту Московской синеклизы архей представлен аналогичным гнейсовым комплексом, с тем лишь отличием, что входящие в его состав плагиогнейсы отличаются высоким содержанием глинозема. Он сопоставляется с гнейсами тетерево-бугской свиты Украинского и беломорской серии Балтийского щитов.

В различной степени гранитизированные биотит-плагиоклазовые гнейсы имеют относительно низкую плотность ($2,67 \text{ г/см}^3$) и слабую намагниченность ($0-500 \cdot 10^{-6}$ CGS). У биотит-роговообманковых и пироксеновых гнейсов и амфиболитов плотность повышается до $2,67-2,77 \text{ г/см}^3$ и намагниченность — до $500-1000 \cdot 10^{-6}$.

ПРОТЕРОЗОЙ

Нижний протерозой

Нижний протерозой наиболее полно изучен в пределах Воронежского массива, где в его составе выделяются (снизу — вверх) три серии — михайловская, курская и воронцовская.

Михайловская серия характеризуется преобладанием метаморфизованных диабазов, аспилитов и их туфов (спилит-диабазовая формация), содержащих отдельные пачки и прослои кремнистых сланцев, а в приразломных зонах — и биотит-плагиоклазовых и других гнейсов. Породы секутся гипабиссальными телами комагматичных эффузивов конга-диабазов и апогабброидов.

Весь этот комплекс пород соответствует проявлению начального магматизма по Г. Штилле.

Полнее разрез михайловской серии представлен в Тим-Щигровской и Белгород-Михайловской зонах погружений. Здесь выделяются две толщи — нижняя и верхняя, общей мощностью до 3 км.

Нижняя толща сложена метаморфизованными аподиабазами, аподиабазовыми порфиритами — амфиболитизированными и нередко с реликтами офитовой и бластоофитовой структур, а также эпидот-хлоритовыми, актинолит-хлоритовыми, амфибол-биотитовыми, биотит-гранатовыми и другими гнейсами. Толща прорывается субвулканическими дайками и силлами габбро-диабазов и диабазовых порфиритов. Мощность толщи $0,25-0,4-1,5$ км.

Верхняя толща сложена аспилитами, метаморфизованными туфами и аподиабазовыми, частично миндалекаменными порфиритами, а также альбит-хлорит-амфиболовыми, альбит-хлоритовыми и другими сланцами, которые местами прорываются субвулканическими телами кератофиров. Мощность толщи $0,3-0,4$ км (Яковлевский район).

В Западно-Воронежской антиклинорной зоне в качестве стратиграфического аналога михайловской серии рассматривается лосевская серия близкого состава.

В Московской синеклизе амфиболиты, отвечающие уровню михайловской серии, вскрыты в разрезе Поваровской скважины. На северо-западном склоне Токмовского свода этот комплекс пород неизвестен. Восточнее же аналогом данной серии может являться сарма́новская серия, сложенная амфиболитами, амфибол-биотитовыми, амфиболовыми, биотит-гранатовыми и зелеными сланцами в ассоциации с железистыми кварцитами (Сарайлинский прогиб). В пределах Украинского щита аналогом михайловской серии служат метаморфизованные вулканиты саксаганской и частично конско-верховцевской серий, также представляющие собой метаморфизованные вулканиты спилит-диабазовой формации.

Определения абсолютного возраста пород михайловской серии дают 2060 (К-Аг метод) и 2180–2600 млн. лет (Pb-U метод).

Курская серия. Породы курской серии, так же как михайловские, тяготеют к приразломным зонам эвгеосинклиналей. В составе серии выделяются три свиты.

Нижнекурская свита представлена слюдястыми кварцитами, серицит-хлоритовыми, серицит-кварцевыми, кварц-хлорит-биотитовыми, филлитовидными, кварц-серицитовыми, хлоритовыми и кварц-хлорит-серицитовыми сланцами, частично развившимися по вулканогенным породам. Мощность свиты 0,04–0,3 км.

Среднекурская (железородная) свита представлена железистыми кварцитами, различными сланцами, частично развивающимися по вулканитам. Тектонические позиции этой свиты определяются приуроченностью ее к узким линейно вытянутым в северо-западном направлении зонам. К ним нередко тяготеют цепочки серпентинизированных гипербазитов, а также дайки основного состава.

В Украинском кристаллическом массиве аналогом ниже- и среднекурской свит являются метаморфизованные вулканиты и железистые кварциты криворожской серии, а на Балтийском щите — железистые кварциты в составе оленегорской серии.

На примере михайловской и курской серий намечается отчетливая генетическая связь в формировании железородной формации с проявлением начального основного магматизма.

Верхнекурская свита распространена в Белгород-Михайловском, Старо- и Ново-Оскольском и других железородных районах, где она вскрыта многими скважинами. В ее составе главную роль играют кварц-серицитовые, серицит-хлоритовые, графитизированные серицит-кварцевые сланцы, микрокварциты и другие породы. Мощность свиты 0,6–0,8 – 1,5 км.

Нижняя граница курской серии по абсолютным данным определяется в пределах 2180–2610 млн. лет, верхняя — на уровне 2000–2100 млн. лет.

Воронцовская серия включает тимскую и курбакинскую свиты.

Тимская свита выделяется в Тим-Щигровской зоне, где выполняет наложенные приразломные прогибы. Нижняя граница тимской свиты

почти повсеместно обрывается тектоническим контактом, а верхняя — размыта. В ее составе ведущая роль принадлежит метадиабазам, миндалекаменным метадиабазовым порфирирам и их туфам, претерпевшим зеленокаменные изменения и рассланцевание. Мощность свиты 0,6—1,0 — 2 км.

Возраст ее, судя по определениям из субвулканических пород — 1850—2100 млн. лет. Это соответствует рубежу раннего и среднего протерозоя.

Курбакинская свита вскрыта в пределах Михайловского синклинали. Она состоит из кварц-серицитовых сланцев, кварцевых порфиров, туффитов и туфов. Ее раннепротерозойский возраст устанавливается условно (Полищук, 1972). Согласно другой точке зрения, венчающие ее кислые метавулканиды выделяются в самостоятельную свиту и относятся к среднему протерозою (Шуркин и др., 1972).

Нерасчлененная воронцовская серия выходит в пределах Восточно-Воронежской и частично в Западно-Воронежской зон. Ее возраст здесь определяется в пределах 2280—1800 млн. лет (К-Аг метод).

Средний протерозой

Среднепротерозойские образования в центральной части Восточно-Европейской платформы выделяются условно. К ним относятся метапесчаники, углистые и другие сланцы, туффиты, средние и кислые лавы и их туфы, абсолютный возраст которых 1650—1850 млн. лет. Эти отложения выполняют приразломные прогибы северо-западного простирания. Такой же состав сохраняют эти отложения в пределах Восточно-Воронежской синклинали зоны, здесь их мощность — первые сотни метров.

В Токмовском поднятии к среднему протерозою условно относятся кварцито-песчаники и серицито-хлоритовые сланцы, вскрытые в Юлово-Ишимской скважине.

В Рязано-Саратовском авлакогене к рассматриваемому комплексу относятся низы кавернинской свиты, представленные красноцветными аркозовыми и кварцевыми песчаниками, гравелитами и конгломератами с пачками аргиллитов.

Севернее среднепротерозойские отложения известны в Подмосковном грабене (в Павлово-Посадской скважине) и в Валдайско-Солигаличском авлакогене. Здесь они представлены субплатформенными красноцветными и наземными вулканическими формациями, выполняющими авлакогены среднепротерозойского заложения.

Среднепротерозойские отложения венчают разрез складчатого основания платформы в пределах центральной и южной частей профиля ГСЗ.

Верхний протерозой (рифей)

Рифейские отложения представлены двумя формационными рядами — геосинклинальным и платформенным.

Геосинклинальный рифей, как уже отмечалось ранее, развит на Тимане в основном в пределах западной и восточной зон. Наиболее пол-

ный разрез рифея устанавливается в районе Четласского камня, где он разделяется на две серии — четласскую и быстринскую.

Четласская серия включает светлинскую, бобровскую и визингскую свиты.

Светлинская свита сложена разноцветными кварцитами с пачками и прослоями кварц-серицитовых, хлоритовых и других сланцев. В нижней части свиты залегают преимущественно кварцево-глинистые сланцы с прослоями кварцито-песчаников. Мощность, вскрытая скважиной, 0,2 км. Верхняя часть свиты главным образом сложена кварцитами и кварцито-песчаниками с линзами гравелитов, мелкогалечных конгломератов и сланцев. Мощность 0,25–0,3 км. Общая мощность свиты до 1,9 км.

Бобровская свита представлена преимущественно сланцевым комплексом с прослоями туфогенных пород с титанитом и лейкоксеном. Мощность свиты 0,75–0,8 км.

Визингская свита сложена аркозовыми песчаниками, алевролитами, иногда туфогенными песчаниками, содержащими значительную примесь пирокластического материала андезито-дацитового состава и обломки серицитизированных кремнекислых вулканитов липарито-дацитового состава с наложенной микроклинизацией. Среди метатуфогенных песчаников отмечаются пачки филлитовидных кварц-хлоритовых и кварц-серицитовых сланцев. Судя по наличию в них сосюритизированного плагиоклаза и титанита, это рассланцеванные метаморфизованные вулканомиктовые породы за счет перемыва кислых и основных вулканитов. Мощность свиты до 1 км.

В восточной зоне Тимана в качестве аналога четласской серии отмечается толща, состоящая из кислоручейской и потчурской свит.

Кислоручейская свита представлена кварц-серицитовыми, хлоритовыми и другими сланцами. Наблюдающиеся в этих породах в изобилии эпидот и цоизит указывают на основной состав тех вулканитов, за счет которых формировались туфогенные отложения. Мощность свиты до 1,6 км.

Потчурская свита отличается ритмичным чередованием кварцито-песчаников и метаалевритов с кварц-серицитовыми и кварц-полевошпатовыми сланцами. Местами имеются пачки магнетитовых песчаников. Мощность свиты 3,7–4,2 км.

Быстринская серия в западной зоне Тимана представлена терригенными и карбонатными отложениями, а в восточной — мраморизованными известняками и доломитами с прослойками глинистых сланцев с рифогенными строматолитами (аналоги катауской серии позднего рифея Башкирского мегаантиклинория). Мощность карбонатного разреза в восточной зоне 3 км, а в западной 0,8–0,9 км.

На Северном Тимане и полуострове Канине рифейские отложения выделяются под названием барминской свиты. Она представлена кварц-серицитовыми, хлоритовыми и другими сланцами мощностью в несколько километров. Среди филлитовидных углистых сланцев присутствуют рассланцованные диабазы, диабазовые порфириды, спилиты и субвулканические дайки основного и кислого состава. Такой разрез свиты может

указывать на возможность ее формирования в условиях, близких к эвгеосинклинальным.

Платформенный рифей распространен значительно шире геосинклинального и в виде больших или меньших пятен рассеян на всем протяжении профиля. Образования представлены средним и верхним отделами и на более ранних отложениях залегают трансгрессивно, тяготея к осевым частям Рязано-Саратовского, Валдайско-Солигаличского, Подмосковского и других авлакогенов. В восточных районах Московской синеклизы эти образования предположительно выделяются в Котласе, Яренске и на Солигаличской площади. Наиболее полный разрез рифея изучен в пределах Московского грабена, где снизу вверх выделяются иотнийская и сердобская серии.

Иотнийская серия сложена в основном плотными красноцветными кварцевыми песчаниками мощностью около 1,2–1,5 км.

Сердобская серия представлена пестроцветными, плохо отсортированными песчаниками с прослоями гравелитов и конгломератов. Вверх по разрезу на некоторых участках эти отложения замещаются глауконитовыми, доломитовыми и глинисто-мергелистыми песчаниками. Мощность серии 1,6–1,8 км.

В Рязано-Саратовском прогибе рифейские отложения по своему составу отвечают верхней части приведенного разреза — сердобской серии. Здесь наблюдаются аркозовые песчаники с прослоями алевролит-аргиллитовых пород, сменяющихся выше глауконитовыми песчаниками, алевролитами и доломитами общей мощностью 0,8 км, возраст которых 943–830 млн. лет.

Резко отличаются по своему составу рифейские отложения, развитые в Валдайском прогибе; здесь они представлены вулканитами трапповой формации.

Палеозой

Палеозойские отложения на всем протяжении профиля входят в состав осадочного чехла платформы и включают:

- 1) вендские пестроцветные вулканогенно-осадочные отложения (вольнская и валдайская серии);
- 2) кембрийские терригенные отложения (балтийская серия Московской синеклизы), постепенно переходящие в лежащий ниже венд;
- 3) ордовикские и силурийские терригенные и терригенно-карбонатные отложения Тимана и Печорской синеклизы;
- 4) средне- и верхнедевонские терригенные и терригенно-карбонатные отложения, трансгрессивно перекрывающие различные горизонты более древних комплексов;
- 5) карбоновые, преимущественно морские карбонатные отложения;
- 6) пермские морские и лагунно-континентальные пестроцветные отложения;
- 7) мезокайнозойские (нижнетриасовые, юрские, меловые и четвертичные) терригенные отложения, развивающиеся в виде редких мелких пятен и маломощных покровов.

Сопоставление разрезов докембрия, развитого вдоль профиля ГСЗ, с докембрием смежных регионов см. в табл. 1 (вклейка).

В ы в о д ы. В пределах профиля ГСЗ достоверного архея не известно. Обоянский гнейсовый комплекс и его стратиграфические аналоги к архею могут быть отнесены лишь условно. По первичному составу они представлены вулканогенными и терригенными образованиями. Пока трудно восстановить всю последовательность метаморфических превращений, которые претерпели эти породы. Гранулиты, как возможные свидетели их архейского происхождения, встречаются лишь в виде редких и неясных реликтов, что, вроятно, обусловлено регрессивной переработкой пород в раннепротерозойский этап (до уровня амфиболитовой ступени).

Главную часть метаморфического разреза на широком пространстве составляют раннепротерозойские гнейсы (амфиболиты, плагиогнейсы и др.). Анализ формационного состава первичных осадков этой толщи отчетливо указывает на развитие в это время геосинклинального процесса, характеризующегося в начальные этапы широким излиянием подводных вулканитов основного состава, переслаивающихся с кремнистыми и терригенными накоплениями. Выше по разрезу, по мере выравнивания условий осадконакопления в эв- и миогеосинклинальных зонах, терригенные осадки начинают существенно преобладать, постепенно принимая изофациальный характер (с переходом к орогенному этапу). Отличительной особенностью рассматриваемого раннепротерозойского разреза в сравнении с одновозрастными разрезами Сибири является незначительная роль карбонатных осадков.

Железородные формации, занимающие значительное место в разрезе нижнепротерозойской толщи, обнаруживают отчетливую генетическую связь с проявлением инициального основного вулканизма.

Метаморфизм раннепротерозойской гнейсовой толщи в целом отвечает амфиболитовой ступени с наложением различных форм регрессивного метаморфизма, обусловленного различными стадиями гранитизации и динамическими процессами. Это составляет его существенное отличие по сравнению с метаморфизмом, проявившимся в архее.

Развитие раннепротерозойской геосинклинали завершилось проявлением своеобразного (отсутствуют молассы) орогенного этапа с проявлением исключительно интенсивных процессов гранитизации.

Среднепротерозойский этап в пределах Восточно-Европейской платформы, как и в Сибири, знаменовался наступлением субплатформенных условий, окончательно стабилизовавшихся в рифейский и вендский этапы, с появлением траппов.

ТЕКТОНИКА

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Профиль ГСЗ Купянск – Воркута (рис. 2, вклейка) протягивается через центральную часть Восточно-Европейской платформы и с юго-запада на северо-восток последовательно пересекает следующие различные по размерам, возрасту и глубине заложения структуры: 1) северо-восточный борт Днепровско-Донецкого прогиба; 2) Воронежский массив; 3) Рязано-Саратовский авлакоген; 4) западную часть Токмовского свода; 5) Подмосковский авлакоген; 6) Валдайско-Солигаличский авлакоген; 7) Притиманский прогиб; 8) Тиман; 9) южную часть Печорской впадины.

Кристаллическое основание платформы (фундамент) в зоне профиля, как и повсеместно, сложено в различной степени метаморфизованными осадочными и магматогенными дорифейскими комплексами. Наиболее близко к дневной поверхности кристаллическое основание расположено в пределах Воронежского массива, по направлению же к северо-востоку оно погружается.

Чехол платформы преимущественно составляют неметаморфизованные отложения рифея, венда и более молодых пород, мощностью от 1–3 до 10 км и более.

Восточная часть платформы ограничена послекарельскими складчатыми системами, на северо-востоке – Тиманской, на востоке – Уральской, на юге – Доно-Мангышлакской. От этих систем платформа отделяется крутыми и наклонными глубинными разломами, значительная протяженность которых (до 1500–2500 км) и выдержанность простирания указывают на большую глубину их заложения, в большинстве случаев доходящую до верхней мантии, и длительную историю развития.

По данным ГСЗ, глубина залегания поверхности Мохо меняется на Балтийском щите от 30 до 40 км, на Украинском щите – от 40 до 50 км, в Волго-Камской области – от 35 до 40 км, а в Прикаспийской синеклизе она составляет 40–45 км.

В пределах зоны ГСЗ, как и всей платформы, отчетливо выделяется три структурных этажа. Нижний – архейский, с наиболее высокой метаморфической переработкой пород и относительно небольшой степенью их дислоцированности (преимущественное развитие куполовидных структур). Средний – раннепротерозойский, сложенный сильно дислоцированными гнейсами и крупными гранитоидными плутонами с широ-

кой интенсивной переработкой пород процессами гранитизации. Верхний — средне-позднепротерозойский, представленный комплексами, претерпевшими главным образом зеленосланцевый метаморфизм.

Таким образом, сейсмический профиль пересекают структуры, имеющие ведущее значение в строении платформы, но так как в основном они скрыты под осадочным чехлом, суждение об особенностях их строения может быть высказано лишь по характеру физических полей и по данным глубоких скважин.

Гравитационные аномалии по размерам и форме (линейные, изометричные) чаще совпадают с магнитными аномалиями и обычно образуют совместные с ними обширные мозаичные и протяженные (полосовые) системы.

Области с мозаичным строением магнитного поля в пределах платформы принято рассматривать как указание на наличие древнейших массивов (архейских), а разделяющие и обтекающие их системы полосовых аномалий трактуются как приспособленные к ним более поздние геосинклинально-складчатые зоны раннепротерозойского возраста.

Глубинные разломы, ограничивающие отдельные глыбы, чаще всего достаточно четко отражаются в региональных геофизических полях в виде линейно вытянутых аномалий и ступеней, а также проступают в платформенном чехле в виде систем валов и плакантиклиналей. Среди них, например, такого типа валы, как Сухонский, Окско-Цнинский, Печорский и другие, указывают на разграничение наиболее крупных разнородных блоков фундамента.

Характеристика главнейших особенностей тектонических структур, пересекаемых профилем ГСЗ, сводится к следующему (рис. 3, вклейка).

Днепро-Донецкий прогиб (авлакоген) расположен между Украинским кристаллическим щитом на юге и Воронежским массивом на севере. По условиям залегания палеозойских комплексов в нем выделяются: Припятский прогиб, Днепровский грабен и Донецкое складчатое сооружение (Донбасс).

В Донбассе преобладающее развитие имеют субширотные складки с углами падения до $60-80^\circ$ вплоть до запрокидывания. По периферии развивается куполовидная складчатость. Складчатые структуры осложнены разрывными нарушениями типа крутых и пологих разломов, местами переходящих в надвиги. Последние наиболее отчетливо прослеживаются вдоль северного крыла Донбасса. Местами они ветвятся. Их амплитуда достигает 1–2 км, а при их слиянии — 4 км.

Разрывные нарушения имеют различный возраст, обычно несут следы повторных тектонических подвижек и, что самое главное, ни в одном случае не представляют собой либо чисто сдвиговых, либо чисто сбросовых структур, а являются сбросо-сдвигами.

Границами между теми структурами, которые намечаются внутри Днепрово-Донецкого прогиба, служат разломы с образованием бортовых уступов. В частности, сложную конфигурацию имеет граница между Донецким складчатым сооружением и Днепровским грабеном, которая может характеризовать переход геосинклинальной части Днепрово-Донецкого прогиба в платформенную.

Северный борт Днепровско-Донецкого прогиба в пределах Днепровского грабена по системе ступенчатых разломов северо-западного простирания плавно погружается на юго-запад. Эта структура также осложнена субмеридиональными разломами, секущими прогиб вкрест простирания и располагающимися на продолжении субмеридиональных полос магнитных аномалий Украинского щита.

Метаморфизм и степень дислоцированности пород в Донбассе усиливаются с северо-запада на юго-восток, т.е. в направлении к центральной части прогиба.

Воронежский кристаллический массив представляет собой крупное блоковое поднятие, расположенное между Московской синеклизой на севере, Рязано-Саратовским прогибом на северо-востоке, Прикаспийской синеклизой на юго-востоке и Днепровско-Донецким прогибом на юго-западе. В западной части антеклизы намечается ряд протяженных магнитных аномалий. Они группируются в две полосы, соответствующие двум главным железорудным зонам КМА — юго-западной и северо-восточной. Первая из них начинается примерно в 50 км юго-восточнее Белгорода и протягивается до Борятина. Вторая полоса представлена несколькими зонами, расположенными между Валуйками и Щиграми. Наряду с главными полосами наблюдается ряд второстепенных изолированных аномалий, расположенных северо-западнее и юго-восточнее г. Сумы, в районе Брянска, Смоленска и других местах.

Строение дорифейского фундамента Воронежского массива и особенно района КМА устанавливается главным образом по структурам, сложенным михайловской, курской, тимской и курбакинской сериями. Внутри массива намечается система сложно построенных антиклинорных и синклинорных зон. Наиболее значительные магнитные и гравитационные аномалии связываются с синклинорными зонами.

Общее простирание протерозойских структур — северо-западное 330° .

В пределах Воронежского массива с северо-запада на юго-восток выделяются несколько зон: Юго-Западная (Белгородско-Михайловская) синклинорная, Центральная антиклинорная, Северо-Восточная синклинорная (Тим-Щигровская), Западно-Воронежская антиклинорная, Восточно-Воронежская синклинорная. Перечисленные зоны выделяются чисто условно исходя из предположения, что наиболее интенсивные магнитные и гравитационные полосовые максимумы соответствуют осям синклинорных зон, а наиболее интенсивные полосовые минимумы — осям антиклинорных зон. Эти зоны характеризуются сложным строением с развитием складчатых структур более высоких порядков.

Пликативные структуры разбиты разломами преимущественно северо-западного и северо-восточного направлений на систему блоков. В частности, они контролируют развитие железорудных зон, распределение гипербазитовых поясов и многих других. Кроме того, отчетливую связь с глубинными разломами обнаруживают структуры Белгород-Михайловской и Тим-Щигровской зон.

По некоторым глубинным разломам смещения достигают нескольких километров (Михайловский разлом и др.), обычно же они составляют десятки и сотни метров. Наряду с разломами северо-западного

направления, контролирующими основные тектонические структуры, распространены разломы северо-восточного простирания. Наиболее крупными среди них являются: Обоянский, Тимский, Дичнянский, Костельцевский и Михайловский, которые сопровождаются линейными минимумами силы тяжести. Некоторые из разломов северо-западного и северо-восточного простираний отражены в изгибах осадочного чехла, что свидетельствует о возобновлении подвижек по ним в палеозойское время. Северо-восточная ориентировка одной из таких систем разломов позволяет связывать их возникновение с формированием Днепровско-Донецкого и Рязано-Саратовского прогибов.

Северо-восточный и восточный склоны фундамента Воронежского массива изучены значительно слабее. Наиболее высоко поднятыми участками фундамента здесь являются районы Тулы и Тамбова. По данным электроразведки, здесь установлены значительные неровности на поверхности фундамента, которые, возможно, являются тектоническими уступами.

В некоторых случаях отмечается приуроченность элементов современной гидрографической сети к предполагаемым зонам крупных разрывных нарушений докембрия.

Рязано-Саратовский прогиб является протяженной отрицательной структурой, отделяющей Воронежский массив от Токмовского свода. На юго-востоке прогиб доходит до Саратова, на северо-западе — до Рязани, где смыкается с Подмосковным авлакогеном под углом около 50° .

Рязано-Саратовский прогиб располагается в центральной части Восточно-Европейской платформы и характеризуется асимметричным строением с более крутым северо-восточным склоном. По направлению к осевой части прогиба общая крутизна склонов увеличивается. Он имеет большую протяженность (700 км), сравнительно небольшую ширину (50—150 км) и максимальную мощность осадочного чехла до 4,5 км. Осевая часть прогиба представляет собой ряд отдельных впадин, вытянутых согласно с общим простиранием структуры, которые при протяжении до 60—80 км и ширине до 30—40 км разделены между собой относительно приподнятыми участками.

В районе Шацка от прогиба отделяется побочная ветвь, огибающая с востока систему поднятий Окско-Цнинского вала. От главного прогиба она отделяется Чучковским выступом. Зона ГСЗ захватывает лишь западную часть прогиба, примерно от места его причленения к Подмосковному авлакогену до Чучковского выступа включительно. Западная часть прогиба состоит из двух депрессий почти одинаковой протяженности, разделенных Рязанской седловиной. Депрессия, расположенная западнее седловины, имеет сложное строение и включает Коломенскую впадину. Депрессия, расположенная восточнее седловины, получила название Рязано-Московской впадины.

Северо-восточная ветвь прогиба по направлению совпадает с Окско-Цнинским валом и огибает его с востока. Поскольку образование малых форм в осадочном чехле вызвано перемещением блоков кристаллического фундамента, можно предполагать, что формирование побочной ветви прогиба и плакантиклиналей Окско-Цнинского вала вызвано перемещениями блоков фундамента по одной и той же системе разломов.

В пределах прогиба наблюдается сопряжение резко выраженных интенсивных положительных и отрицательных полос гравитационных и магнитных аномалий. Такая форма аномалий позволяет высказать предположение о формировании Рязано-Саратовского прогиба вдоль разломов, тектонические перемещения по которым сопровождались внедрением магматических образований.

Токмовский свод является западной частью Волго-Уральской антеклизы. На юго-западе он граничит с Рязано-Саратовским, на востоке — с Верхнекамским прогибами; на северо-западе он смыкается с Московской, а на юго-востоке — с Прикаспийской синеклизами.

Узкое западное окончание Токмовского свода, отделяющее Рязано-Саратовский прогиб от Московской синеклизы, получило название Окско-Клязьминского выступа. Он почти целиком пересекается профилем ГСЗ.

Мозаичность гравитационного и магнитного полей свода может свидетельствовать о значительной раздробленности фундамента разломами и о возможной насыщенности полостей этих разломов интрузивами основного и ультраосновного состава. Такой характер гравитационных и магнитных аномалий вызван, вероятно, тем, что дорифейский фундамент здесь переработан и приобрел черты, соответствующие структурному плану рифейско-раннепалеозойского этапа платформенного развития.

На фоне сравнительно пологого залегания карбоновых и особенно мезозойских пород чехла платформы на северном склоне Рязано-Саратовского прогиба и южном склоне Токмовского свода вырисовываются плакантиклинали Окско-Цнинского вала и Керченско-Чембарские дислокации как отражение разломной тектоники фундамента. Полоса последних поднятий располагается над наиболее прогнутой частью Рязано-Саратовского прогиба согласно с его северо-западным простиранием. Плакантиклинали и флексуры, образующие эту систему дислокаций, характеризуются крупными северо-восточными и очень пологими юго-западными крыльями. Эта полоса дислокаций после некоторого перерыва сменяется системой дислокаций Окско-Цнинского вала. Последние представляют собой сложную систему плакантиклиналей с северо-западным на юге, меридианальным в середине и северо-восточным на севере простираниями. Ось вала проходит от Морсово на Ковров при общей протяженности около 300 км и ширине 30—50 км.

К юго-западу от Окско-Цнинского вала располагается Владимиро-Шиловский прогиб, простирающийся параллельно оси Окско-Цнинского вала. Ширина его наиболее погруженной части в районе Шилова достигает 20—30 км, а на участке Шацк — Заметчино она не более 4 км. Прогиб имеет асимметричное строение. Его северо-восточный склон значительно круче юго-западного. Амплитуда прогиба по кровле верейского горизонта относительно Окско-Цнинского вала составляет около 0,3 км.

Можно предположить, что на площади Токмовского свода Окско-Цнинский вал фиксирует разлом или, точнее, серию разломов, отделяющих Окско-Клязьминский выступ от остальной части свода.

Московская синеклиза представляет собой наиболее крупную отрицательную структуру, пересекаемую профилем. Она располагается между Балтийским щитом, Воронежским массивом, Волго-Уральской антеклизой и Тиманом.

Синеклиза асимметрична как в продольном (северо-восточном), так и в поперечном (северо-западном) направлениях. Наибольшая глубина залегания фундамента (в районе Солигалича) превышает 5 км. С северо-запада и юго-востока синеклиза ограничена разломами.

В физических полях синеклиза выражена системой полосовых магнитных и частично гравитационных аномалий. Субпараллельными системами преимущественно магнитных аномалий она расчленена на отдельные полосы, большей частью косо ориентированные по отношению к простиранию синеклизы в целом.

Зонам карельской складчатости свойственны линейные магнитные и гравитационные аномалии, повышенная намагниченность удлиненных, выдержанных по простиранию магнитных тел (до $2500 \cdot 10^{-6}$ CGS иногда до $7000-8000 \cdot 10^{-6}$ CGS). При этом синклиории характеризуются более интенсивным магнитным и в целом пониженными гравитационными полями (возможно, за счет сильной насыщенности телами интенсивной намагниченности). Антиклинориям соответствуют менее интенсивные магнитные и в общем повышенные гравитационные поля (видимо, в связи со слабой насыщенностью телами небольшой намагниченности). Как правило, участки с небольшим погружением сопровождаются отрицательными локальными аномалиями. К относительно приподнятым зонам обычно приурочены положительные локальные аномалии. В целом же пересекаемая профилем юго-восточная граница осевой зоны Московской синеклизы отличается повышенными градиентами силы тяжести, которым в магнитном поле соответствуют разноориентированные аномалии. Это позволяет предполагать грабенообразное строение зоны. К востоку и юго-востоку от гравитационных ступеней располагаются области положительного гравитационного поля. В рельефе фундамента выделяются четковидно и кулисообразно сочленяющиеся горстообразные выступы и грабенообразные депрессии, разделенные разломами. При этом продольные разломы большей частью четко выражены в магнитном аномальном поле и в ряде случаев — гравитационными ступенями. Поперечные нарушения в аномалиях физических полей отчетливого выражения не имеют, и они проводятся предположительно.

Рельеф фундамента Московской синеклизы достаточно сложен. Он состоит из ряда глубоких (до 5 км) прогибов и выступов северо-восточного простирания. Юго-восточная граница Московской синеклизы совпадает с положением Подмосковного авлакогена, который как бы отделяет ее от Токмовского свода. Московская впадина, расположенная на крайнем юге синеклизы и, по-видимому, являющаяся юго-западной частью Подмосковного авлакогена, отделена от Рязано-Саратовского прогиба Окско-Клязьминским выступом. Павлопосадской скважиной, пройденной в восточной части Московской впадины, были вскрыты отложения, наиболее древними из которых оказались нижнерифей-

ские. Осевая часть фундамента синеклизы соответствует осевой части рифейско-каледонского прогиба, выполненного мощными толщами верхнего кембрия и нижнего палеозоя.

В той же части Московской синеклизы, которая пересекается профилем ГСЗ, важнейшими структурами являются Харовско-Вожелачский, Валдайско-Солигаличский и Ярославско-Галичский авлакогены. Первый из них представляет структуру северо-западного простирания, заложённую на карельском складчатом основании в среднем протерозое. Другие два авлакогена имеют северо-восточное простирание и являются наиболее прогнутыми структурами синеклизы. Они разделены между собой Чухломским валом, в западной части которого выделяются Буйское, в центральной — Ореховское, в восточной — Чухломское поднятия.

Южная бортовая зона синеклизы состоит из ряда субмеридиональных выступов фундамента и разделяющих их впадин. Фундамент этой части синеклизы представлен складчатыми структурами Вычегдской системы архея (?) — раннего протерозоя. Как структуры северо-западной и юго-восточной бортовых зон синеклизы, так и структуры авлакогенов осложнены более мелкими дислокациями. М.В. Муратов предполагает, что наиболее глубокие прогибы имеют рифейский возраст.

Область погружения фундамента из центральной части Московской синеклизы через относительно узкий прогиб у Котласа распространяется в более северные районы.

На северо-востоке продолжение Московской синеклизы соединяется с впадинами Притиманья. Это смыкание осуществляется посредством узких, но глубоких прогибов — Мезенского и Яренского. К югу от Яренского прогиба расположен Сысольский, а к северу — Пинежский выступы.

Пинежский и Сысольский выступы вместе с Кулойским, выходящим севернее, образуют приподнятую зону докембрийского фундамента, представляющую северо-восточное обрамление древнего ядра Восточно-Европейской платформы. Зона сочленения разновозрастных комплексов фундамента — дорифейских на западе и рифейских на востоке — проходит, вероятно, в пределах Западно-Притиманских впадин. Причем, судя по развитым здесь интенсивным полосовым магнитным максимумам, сочленение это осуществляется в обстановке значительной раздробленности зонами глубинных разломов, с которыми связаны внедрения основного состава. Местами отмечается надвигание рифейского сланцевого комплекса на дорифейские метаморфические комплексы.

К подчиненным структурам, локализующимся в пределах осадочного чехла, относятся Ремшинская зона поднятий, Нейская и Никольская (Кологривская) впадины, Сухонская седловина и Вычегодский прогиб.

В частности, Ремшинские поднятия обусловлены наличием выступа кристаллического фундамента амплитудой около 250 м, расположенного на глубине 2760 м. Он не находит отражения в кровле карбонат-

ного комплекса. Нейская впадина отчетливо выделяется в нижнепалеозойских отложениях, но не прослеживается в девонских и вышележащих отложениях. В пределах Сухонской седловины наблюдается совпадение структурного плана кристаллического фундамента с контурами распространенных здесь пермских отложений. Вычегодский прогиб (он в самой широкой части пересекается профилем ГСЗ) составляет южную часть Притиманского желоба и, по региональным гравиманнитным данным, является самой погруженной частью этого желоба — фундамент в его пределах опущен до глубины 5–6 км. В строении Вычегодского профиля участвуют очень мощные платформенные отложения рифея, палеозоя и мезозоя.

Тимано-Печорская область включает Тиман и Печорскую синеклизу. Осадочный комплекс, слагающий данную область, залегает на рифейском, а местами, возможно, и вендском в большей или меньшей степени дислоцированном основании, погружающемся на глубину до 7 км (Печорский прогиб).

Поскольку рассматриваемая территория практически полностью закрыта мощным осадочным чехлом, о строении ее кристаллического основания приходится судить главным образом по поведению осадочного чехла и по геофизическим данным.

В западной половине данной области (на территории Тимана) наблюдается однородное отрицательное магнитное поле с отдельными повышенными аномалиями, вытянутыми в том же северо-западном направлении. В восточной половине (Печорская синеклиза) отмечается повышенное магнитное поле с отдельными разбросанными более интенсивными аномалиями, придающими ему мозаичность. Это поле по интенсивности и рисунку весьма похоже на аномальные магнитные поля отдельных участков Восточно-Европейской платформы.

Между этими двумя участками с резко различными магнитными полями расположена узкая зона интенсивных магнитных и повышенных гравиметрических аномалий, совпадающая с Печорской грядой.

Анализ геофизических полей рассматриваемой тектонической области позволяет в ее фундаменте выделить два разнородных в тектоническом отношении региона — Тиманскую складчатую систему на западе и более древний Большеземельский массив на востоке. Отмеченные регионы разделены Печорской зоной глубинных разломов, сопровождающейся интенсивными линейными магнитными аномалиями.

Существование Большеземельского жесткого массива подтверждается также изменением простирания складчатых структур Полярного Урала севернее широты 65° с меридионального на северо-восточное. На этой же широте изменяется и простирание линейных магнитных аномалий, связанных с Уральской складчатой системой. Массив сложен, по-видимому, древними метаморфическими породами, аналогичными породам фундамента Восточно-Европейской платформы.

Тиман представляет собой кряж, вытянутый от р. Вычегды до Белого моря на расстояние 900 км при ширине около 150 км. Он делится на Северный, Средний и Южный. Профилем ГСЗ захватываются два последних.

Средний Тиман представляет собой наиболее приподнятую область, ограниченную на юго-западе бассейном р. Мезени, а на северо-востоке — бассейнами рек Цильмы, Пижмы и Выми. Южный Тиман ограничен бассейнами рек Пижмы и Выми на юго-западе и Ижмы — на северо-востоке.

В строении Тимана участвуют три залегающих с перерывами разновозрастных комплекса пород: 1) рифейский комплекс дислоцированных метаморфизованных пород, прорванных различными магматическими образованиями; они составляют консолидированное основание платформы; 2) комплекс палеозойских пород среднего этажа, несогласно лежащих на более древних породах; 3) комплекс мезокайнозойских отложений верхнего этажа, несогласно покрывающих палеозой. Эти два комплекса составляют чехол платформы.

Юго-западная граница Тимана проходит по региональному разлому с крутым северо-восточным падением (Тиманский краевой шов). Высказывается предположение, что по этому разлому рифейские складчатые толщи Тимана надвинуты на карельский комплекс северо-восточного края Восточно-Европейской платформы.

Структурный план Тимана определяется интенсивной разбитостью его протерозойского фундамента на блоки со смещением их один относительно другого на различную амплитуду. В целом осевая часть Тимана занимает более высокое положение. Она представляет собой асимметричный линейный горст северо-западного простираения, частично выступающий на поверхность. Северо-восточную и юго-восточную части Тимана составляют депрессии, где фундамент опущен на значительную глубину (до 3 км).

Горстовая часть Тимана разбита на систему выступов или глыб, частично вскрытых под осадками до уреза рек. В рельефе она выступает как центральное поднятие, прослеживающееся от р. Вычегды до Баренцева моря и служащее водоразделом между Печорским и Мезенским бассейнами. Здесь может быть намечено три вытянутых в северо-западном направлении приразломных вала: Четлаский, Цильменский и Вымско-Вольский с отметками соответственно 0,05—0,5; 0,06—0,4 и 0,6—0,9 км. Разделяющие их продольные понижения достигают 0,3—0,4 и даже 2 км. Наряду с ними развиты также поперечные депрессии, протяженность которых от нескольких десятков до нескольких сотен километров.

По юго-западной окраине Тимана располагается Мезенская депрессия, которая состоит из Сафоновского прогиба на северо-западе и Сторожевской впадины на юго-востоке.

На Южном Тимане, к юго-западу от Очь Пармы и Вымско-Вольских сланцевых выступов, располагается глубокая Вымская депрессия, опущенная на глубину 1—2 км.

К северо-востоку от центрального поднятия в области Северного и Среднего Тимана протягивается широкая полоса, в которой слабо расчлененный сланцевый фундамент опущен относительно неглубоко. Его небольшие выступы отмечаются лишь в пределах северной оконечности Чайчинского Камня, а также в верховьях рек Тобыща и Умбы. На

южном продолжении этой полосы сланцевый фундамент погружается на значительную глубину. Здесь отмечаются лишь отдельные подземные выступы (Ухтинская и Верхне-Ижемская антиклинали и др.). Ухтинская антиклиналь представляет собой крупный, полого изогнутый брахиантиклинальный свод, поднятый в виде горста вдоль крупных сбросов. В своде Ухтинской антиклинали сланцы залегают на глубине до 0,2 км, а в Верхне-Ижемской антиклинали — на глубине до 0,5 км. Эта полоса вскрытых под осадками выступов отделена от расположенной к юго-западу от нее полосы наземных выходов сланцев зоной погружения, в которой сланцевый фундамент опущен на глубину более 1000 м. К северо-востоку от Ухто-Ижемской полосы подземных поднятий и от зоны неглубокого погружения фундамента отмечается постепенное погружение фундамента в сторону Печорской впадины, где он залегают на глубине 2—3 км. На этом фоне наблюдаются местами резкие выступы с амплитудой до 0,3—0,4 км, образовавшиеся в результате перемещений по разломам.

Тиманский авлакоген испытал главным образом раннебайкальскую складчатость. Окончательная его консолидация произошла в позднерифейское время. Общее блоковое строение и перемещение их относительно друг друга привели к развитию линейных структур типа флексур, валов, плакантиклинелей в осадочном чехле. Валы в современном плане длиной 100—200 км при ширине 20—80 км обычно резко асимметричны и повторяют положение блоков фундамента. В пределах Южного Тимана наиболее четко выделяются Елво-Нившерский и Обдырско-Ропчинский валы, объединяемые в Обдырско-Синдорскую зону (Дедеев и др., 1971). Восточнее этой зоны располагаются Вымьско-Вольский вал (складчатый косой горст), Ухтино-Тобысский прогиб и Ухто-Ижемский вал (плакантиклиналь). Углы наклона восточных крыльев этих структур 1—5°, западных 10—45° и более. Ю.А. Косыгин рассматривает Тиман как зону перикратонного опускания. В.С. Журавлев, Р.А. Гафаров и другие относят Тиманские структуры к внешней миогеосинклинальной зоне обширной геосинклинальной области, эвгеосинклинальный прогиб которой расположен северо-восточнее. Близкая точка зрения ранее была высказана А.Н. Мазаровичем. В.А. Разницын (1971) относит Тиман к вторичным наложенным геосинклиналям, возникшим в результате регенерации в пределах древних платформ. Близкая точка зрения ранее была изложена Г. Штилле, выделившим плиту Баренцию. П.Е. Оффман рифейские отложения Тиманского кряжа рассматривает как чехол, заполняющий Печорскую синеклизу.

В северо-западном направлении тиманские структуры переходят в типично геосинклинально-складчатые.

Печорская синеклиза располагается между поднятием Тимана на западе и Предуральским краевым прогибом на востоке, занимая северо-восточный внешний угол Русской платформы. Морфологически она представляет собой плоскую, полигонально очерченную впадину на западе и юго-западе, обрамленную глыбовым поднятием Тимана, на востоке и северо-востоке ограниченную герцинским Предуральским краевым прогибом, отделяющим Русскую плиту от складчатых структур

Урала. Южное замыкание синеклизы образовано сочленением юго-восточного погружения Тимана с поперечным поднятием Полюдова Камня Предуральского краевого прогиба.

Геологический разрез синеклизы представлен породами протерозойского (рифейского) фундамента и палеозойско-мезо-кайнозойского осадочного чехла. Породы фундамента обнажены только в пределах Тимана и полуострова Канина, а также на Полярном и Северном Урале. На остальной территории фундамент погружен на глубину от 1 до 6 км и более. Только в отдельных участках он вскрыт единичными скважинами.

Строение фундамента Печорской синеклизы характеризуется следующими особенностями.

На территории Малоземельской тундры и несколько восточнее располагается Малоземельский свод. С запада он окаймлен Сульско-Сойминской депрессией, которая глубоким заливом окаймляет Малоземельский свод с запада и отделяет его от Северного Тимана. Наиболее расширенная часть Печорской впадины находится к югу от широтной петли р. Печоры. Восточнее Усть-Ижемского поднятия располагается Тобыш-Печорская часть Печорской впадины. Восточное обрамление Печорской впадины отличается сложным строением и выделяется под общим названием Печорской гряды. Печорская впадина осложнена по восточной периферии зоной глубинных разломов. На южном продолжении Печорской гряды наиболее четко обособляются две крупные ветви — юго-восточная и южная. Первая из них как бы продолжает Печорскую гряду и, сохраняя ее простирание, прослеживается до западных склонов Урала, где она, по-видимому, сочленяется с его краевыми прогибами. Вторая ветвь в северной части проявляется в структуре осадочного покрова в виде поднятий с таким же, как и у Печорской гряды, юго-восточным простиранием. Общая дислоцированность затухает на юго-восточном продолжении Печорской гряды, которая погружается в Предуральский прогиб.

Во внутренних районах Большеземельской тундры располагается обширная зона поднятий почти меридионального простирания, названная Колвинским сводом. Западнее этого поднятия проходит Печорский прогиб, а с восточной стороны — Мореюсская впадина, узкая в южной части, но расширяющаяся и углубляющаяся к северу по направлению к Хайпудырской губе.

На крайнем северо-западе Печорского прогиба намечается обширное поднятие фундамента — Малоземельский или Нарьян-Марский свод.

К востоку от Колвинского свода предполагается еще одно крупное по площади, но пологое поднятие древнего фундамента — Адзвинский свод. Он отделен от Колвинского зоной погружений и на севере граничит с областью поднятия Чернова, а на юго-востоке — с грядой Чернышева.

В пределах впадины, вдоль линии профиля ГСЗ в пределах осадочного чехла, выделяются несколько более мелких структур, а именно — Лемью-Ирайольская (80x50 км) и Дыжско-Лузская (20x5 км) структурные террасы, Верхне-Лузская мульда (50x30 км) и Айюва-Нерицкая зона линейно вытянутых структурных швов. Они оконтурив-

ваются стратоизогипсами 850–1050–1200 м по кровле артинских и нижнепермских отложений и характеризуются пологим, почти горизонтальным, залеганием слоев. Наличие локальных структур обусловлено разломами и ступенчатым строением фундамента.

Вдоль всего западного борта Ижма-Печорской впадины прослеживается полоса линейно-вытянутых структур, ориентированных по региональному простиранию нижнепермских слоев.

Аналогичная картина наблюдается вдоль восточной окраины впадины, где также отмечается осложнение, но с кулисообразным расположением структур, ориентированных примерно в меридиональном направлении (Гафаров, 1963).

Печорская гряда (Печоро-Кожвинский мегавал) в современном плане представляет крупную, линейно-вытянутую в северо-западном направлении положительную структуру длиной около 500 км и шириной 25–40 км. Строение ее резко асимметричное: юго-западное крыло довольно крутое (угол наклона в районе Мутного Материка до 30° по верхним горизонтам и до 80° по глубоким слоям), осложненное крупными тектоническими разрывами с амплитудой свыше 1000 м; северо-восточное крыло относительно пологое (7–12°). Печорская гряда осложняется серией локальных складок, которые объединяются в линейные поднятия – валы. Вкрест простирания гряды таких линейных поднятий насчитывается не менее трех.

Профиль ГСЗ пересекает мегавал в пределах горста, в той его части, где располагается зона, называемая Дыжско-Кыртайольским валом (кулисой). В сводах этой структуры обнажаются фаменские и нижнекаменноугольные отложения, протягивающиеся в северо-западном направлении на 95–100 км, при ширине 18–20 км. Структура вала ограничивается региональными разломами, последовательно и кулисообразно подставляющими друг друга. Расположенные в этой части поднятия вала (Южнолыжское, Каменское, Кыртайольское) на западных крыльях оборваны взбросом, амплитуда которого по р. Кожве достигает 1400 м, а по р. Лыже 600–700 м.

На восточном крыле вдоль разлома развита полоса интенсивных дислокаций палеозойских отложений – Печоргородская ступень. Локальные поднятия невелики по размерам, куполовидной формы, вытянутые в северо-западном направлении (Южнолиственничное, Песчанское, Печорокожвинское, Печоргородское). Отмечается некоторое несоответствие сводов – смещение сводов с глубиной к северу. Северо-восточные крылья круче (23–28°), чем западные (5–7°). Асимметричность характерна для общей структуры вала.

Довольно мощный комплекс осадков, наличие вулканогенных пород свидетельствуют о том, что Печорская гряда возникла в зоне узкой борозды, заложившейся по глубинному шву. Н.Д. Матвиевская, В.С. Журавлев по характеру осадков, исключительной мобильности прогибания с последующей резкой инверсией склоны относят вал к категории авлакогенов.

Большесынинская впадина располагается между горстом Чернышева с востока и Печоро-Кожвинским валом с запада. Линия профиля ГСЗ

пересекает впадину в северной ее части. По данным З.И. Цзю, эта впадина по характеру отложений аналогична Короталхинской и Косью-Роговской; осадки впадин принадлежат угленосной формации. Однако строение Большесынинской впадины изучено значительно слабее двух других упомянутых структур.

По данным геофизических исследований, глубины до поверхности фундамента увеличиваются с северо-запада на юго-восток, т.е. к прибортовой части Урала от 5 до 7 км и более. Глубины до кровли карбонатных пород верхнего палеозоя возрастают в том же направлении от 2,5 до 3,5 км, а по данным Н.И. Литвиненко — до 4,5 км.

В восточной части впадины сейсморазведочными работами последних лет выявлено юго-восточное продолжение поднятий Колвинского мегавала — Сынинский вал. Последний и многочисленные локальные структуры, осложняющие его, ориентированы в северо-северо-западном направлении. К западу от Сынинского вала располагается Ядкинская мульда.

Гряды Чернышева представляет собой крупную линейно-вытянутую в субмеридиональном направлении положительную структуру, состоящую из серии чешуеобразных горстов, наклоненных к юго-востоку, и отвечает краевому поднятию Уральской геосинклинали.

В пределах горста обнажены отложения от нижнесилурийских до юрских включительно. Они смяты в крутые (до $70-90^{\circ}$) асимметричные складки северо-восточного простирания с падением осевых плоскостей складок к центральной линии горста, что придает структуре общий веерообразный характер. Наиболее крупные складки разорваны серией продольных сбросов и надвигов с амплитудой до 1000 м. Наиболее крупным нарушением гряды является Адакский сброс. Для гряды характерно общее чешуйчатое строение, что наряду с ее резко выраженной линейностью подчеркивает ее шовный характер. Северная часть гряды, имеющая северо-восточное простирание, осложняет внешний приплатформенный борт Косью-Роговской впадины, выполняя роль структуры внешнего ограничения краевого прогиба. Южная часть гряды имеет субмеридиональное простирание, располагается на непосредственном продолжении структур западного склона Уральской складчатой области и по отношению к Предуральскому краевому прогибу является поперечным поднятием. Н.С. Шатский (1964) назвал эту часть гряды поперечной краевой флексурой, а В.С. Журавлев — поперечным поднятием. В общем обе части гряды отвечают положению северного Тальбейского и южного Шарью-Заостренского блоков. Наиболее сложным строением характеризуется пересекаемая профилем ГСЗ южная часть гряды. В ее пределах, помимо крупной Адакской чешуи, ограниченной сбросом, как показали исследования последних лет, выявлены еще и поперечные секущие разломы субширотного простирания, уходящие в пределы платформы. Так, разлом, обрывающий Шарью-Заостренский блок на юге, находит свое продолжение в Колвинском своде, а на продолжении разлома, ограничивающего блок с севера, располагается южная оконечность Верхне-Колвинского поднятия. Установленные разломы имеют простирание, присущее и платформенным

структурам, ориентировка которых совпадает с направлением структур фундамента лежащей к западу платформы. Наличие в зонах разломов широтной фашиальной зональности доказывает, что поперечные разломы гряды Чернышева являются унаследованными от структур фундамента и проявились уже в карбоне, т.е. значительно раньше сформировавших гряды разрывов уральского простирания.

В формировании чехла рассматриваемой территории выделяются три структурных комплекса, соответствующие основным этапам развития соседней уральской геосинклинальной области: 1) ордовикско-каменноугольный, отвечающий собственно геосинклинальному (доорогенному) этапу развития геосинклинали; 2) пермо-триасовый, отвечающий орогенному этапу ее развития и 3) мезо-кайнозойский структурный комплекс, характеризующий посторогенный этап развития.

Формационный анализ показывает, что гряда Чернышева не является конседиментационной структурой. В доорогенное время здесь находилась краевая часть зоны перикратонного опускания, которая от остальной части Тимано-Печорской плиты была отделена флексурой, отвечающей на глубине разлому в фундаменте.

Мощный комплекс осадков, слагающих гряды Чернышева, отвечает довольно длительному и интенсивному этапу накопления. Имеющийся геологический материал не дает полного представления о времени заложения гряды Чернышева. По утверждению Н.И. Тимонина, современный структурный план в основных чертах был сформирован в послетриасовое время, в течение самых поздних тектонических фаз, формирующих структуру Урала.

Воркутинский прогиб располагается к востоку от гряды Чернышева и к западу от горного сооружения Уральской складчатой области. С севера он ограничивается грядой Чернышева, а с юга — Кожимским поднятием. Воркутинский прогиб в северо-восточном направлении располагается на палеозойском складчатом основании.

На его периклиналильный характер указывает появление специфических формаций — флишевой, паралической и угленосной, достигающих значительных мощностей и залегающих с угловыми несогласиями. В то же время для Северного Периклиналильного прогиба Уральской складчатой системы характерны отложения четырех формаций — флишевой, морской и континентальной молассы (мощность ее в несколько раз больше, чем в краевых прогибах) и угленосной паралической. В осадочной толще периклиналильного прогиба Уральской складчатой системы отмечаются черты обоих формационных рядов, но признаки ряда, характерного для периклиналильных прогибов, резко преобладают. Они и послужили основанием для выделения в пределах рассматриваемой структуры трех впадин, разделенных поперечными поднятиями: Косью-Роговской, Коротаихинской и Карской.

Наибольший интерес представляет Косью-Роговская впадина, пересекаемая профилем ГСЗ. С запада и юго-запада она ограничивается сооружением гряды Чернышева, восточная граница очерчивается передовыми хребтами Урала. Северная часть структуры постепенно переходит в поднятие Чернышева. От остальной части впадины она отделена Вор-

кутинским глубинным разломом, находится на более высоком структурном уровне и поэтому выделяется как структура второго порядка, названная Воркутинской ступенью. Она является продолжением Собского поперечного поднятия Урала, существующего уже с ордовика (Усть-Обского, по И.И. Горскому). Южная часть впадины в зоне Кочимского поднятия также резко приподнята. На востоке отложения впадины постепенно переходят в складчатые сооружения уралид.

Впадина выполнена дислоцированными осадочными толщами палеозоя (кембрий (?) — ордовик-пермь), несогласно перекрывающимися мезо-кайнозойскими отложениями. В строении палеозойских толщ участвуют породы двух комплексов — сульфатно-карбонатно-терригенного (нижнего) и терригенного (верхнего). Эти отложения смяты в довольно сложные, разбитые разломами, крупные складки. Они, как правило, ориентированы вдоль оси впадины и простираются согласно структурам уралид. Степень дислоцированности центральной и прибортовых частей впадины, по-видимому, одинакова. В пределах впадины среди второстепенных структур известны Кочмесско-Роговский вал, Усинско-Сейдинская моноклираль, Ярвожская брахиантиклиналь.

ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ

Среди глубинных разломов прежде всего должна быть выделена группа, включающая такие разломы, как Белгород-Михайловский, Тим-Щигровский, Лосево-Мамоновский и другие, отличающиеся по всем признакам наиболее глубоким заложением (заведомо уходят ниже поверхности Мохо). Затем может быть выделена группа разломов, которые оконтуривают Днепровско-Донецкий, Рязано-Саратовский, Подмосковный и Валдайско-Солигаличский авлакогены. Можно полагать, что они не отличаются такой большой глубиной заложения, как разломы первой группы. Следующую группу составляют Тиманский краевой шов и разломы, развивающиеся внутри Тиманского прогиба, Окско-Цнинский разлом, разломы, оконтуривающие поднятие Чернышева и другие, уходящие до поверхности Мохо. Наконец, внутри крупных блоков, образуемых разломами упомянутых групп, развито большое количество сопряженных с ними или опережающих их разрывов, развивающихся в основном в пределах верхней части коры.

Разломы первых трех групп характеризуются длительной и сложной историей развития. Горизонтальные и вертикальные подвижки по ним возобновлялись неоднократно. Позднее возникшие разрывы четвертой группы не пересекают и не смещают главные разломы.

Большинство из глубинных разломов, по-видимому, функционируют в течение длительного времени, оставаясь рубежами между смежными региональными структурами и оказывая непосредственное влияние на ход осадконакопления в соответствующих впадинах. Протяженность их достигает иногда нескольких сот километров. Все разломы по существу представляют собой систему отдельных сбросо-сдвигов различной длины и амплитуды смещения.

В зонах глубинных разломов, иногда достигших многих километров ширины, в результате проявления динамического, гидротермального и других форм метаморфизма развиваются самые разнообразные вторичные породы как по составу, так и по степени динамической переработки — от тектонитов до бластомилонитов.

Зоны разломов обычно сопровождаются резкими перепадами в физических полях или появлением отчетливо выраженных линейных гравитационных и магнитных аномалий, торцовым сочленением различных по возрасту и составу метаморфических комплексов и другими явлениями. С некоторыми из них связано формирование первичных геосинклинальных трогов.

Глубинные разломы контролируют внедрение и размещение как магматических пород, возникших из мантийных магм, так и генерированных в их пределах различных гранитоидов.

Состав и количество магматических образований в различных структурах неодинаковы и в определенной мере связаны с различной глубиной проникновения этих разломов, а также с их различной активностью.

По характеру проявившегося магматизма чисто условно могут быть выделены две категории глубинных разломов: а) разломы с развитием тел основных и ультраосновных интрузий как в пределах главных сместителей, так и их "перьев" с развитием вдоль них офиолитовых и ультрабазитовых поясов; здесь же достаточно широко распространены линейно-вытянутые тела гранитоидов, но более позднего происхождения; сюда должны быть отнесены разломы первых двух групп; б) разломы, где магматизм представлен мелкими и крупными телами гранитоидов и эффузивами смещенного состава, т.е. продуктами преимущественно средних глубин. Основные и ультраосновные породы отсутствуют или встречаются редко, так как они связаны с более древними залеченными швами; сюда могут быть отнесены разломы остальных двух групп.

На основе анализа соотношений между различными магнитными и гравитационными полями представляется возможным наметить четкую картину последовательности консолидации Восточно-Европейской платформы от одной области к другой. Этот анализ основан на выдвигании более "старых" и более "молодых" тектонических линий и направлений, которые отображаются в гравитационных и магнитных аномалиях (см. рис. 1).

Самыми древними ядрами консолидации на Восточно-Европейской платформе были области Балтийского, Воронежского, Волго-Уральского и Украинского массивов. Во второй этап к этим консолидированным областям присоединились территории Рязано-Саратовского прогиба, Белорусской впадины и Приладжье (Белорусско-Ладжская область). Третий этап — консолидация северных частей Прибалтийской, Среднерусской и Ульяновско-Бузулукской областей, четвертый этап — консолидация Тимано-Печорской области, пятый этап — консолидация Днепровско-Донецкого прогиба (см. рис. 2).

Анализ соотношений магнитных и гравитационных полей и соотношений между различными разломами, отображенных в этих полях,

позволяет наметить последовательность консолидации платформы от одного участка к другому, основываясь на выделении более ранних и более поздних тектонических линий.

Первый этап консолидации — это образование первых древних ядер: Балтийского, Воронежского, Волго-Уральского и Украинского жестких массивов.

На втором этапе эти жесткие массивы увеличили свою площадь за счет приращения вновь образованных складчатых систем Рязано-Саратовского прогиба, Оршанской впадины и Приладожья.

Третий этап — переход от геосинклинального к платформенному состоянию областей с консолидацией структур Прибалтийской, Средне-Русской и Ульяновско-Бузулукской областей.

Четвертый и пятый этапы — консолидация структур соответственно Тимано-Печорской и Днепровско-Донецкой областей.

Все это подчеркивает тот факт, что Восточно-Европейская платформа состоит из неоднородных и разновозрастных составных элементов, а также то, что ее становление охватывает длительный отрезок геологической истории — от архея до венда.

Глубины залегания поверхности Мохо в пределах Воронежского массива Московской синеклизы меняются в интервале 35—40 км, при изменении мощности консолидированной части коры от 30 до 38 км.

Поверхность консолидированного основания наиболее близко лежит в пределах Воронежского массива, а в районе Московской синеклизы меняется на различных участках от 2,5 до 3,8 км и своим продолжением контролирует выделяемые по разрезу тектонические структуры.

В районе Решменского поднятия глубина залегания фундамента равна 2,7 км, по направлению на северо-восток она увеличивается и достигает в Никольском прогибе 3,5—3,8 км.

Более высокое гипсометрическое положение занимает поверхность консолидированного основания в пределах Яренского прогиба, отделяющегося от Галичской впадины подъемом фундамента до глубины 2,0 км, образующего несколько обособлений, названных нами Никольским горстом. Яренский прогиб в своей центральной части характеризуется более глубоким залеганием поверхности фундамента — до 3,0 км в Котласской впадине, к юго-западу и северо-востоку от которой происходит подъем до глубин 2,6 км в пределах Сухонской седловины (по осевой части прогиба), а в Вилецком поднятии до 2,5 км.

В северо-восточной части Московской синеклизы четко выделяется Вычегодский прогиб с наибольшей глубиной залегания поверхности фундамента 3,5 км. От осевой части прогиба наблюдается его подъем в сторону Тиманского поднятия до глубин 1,5—1,7 км.

На территории Галичской впадины выделяется Решменское поднятие и Никольский прогиб с локализацией в пределах последнего Кологривского поднятия, четко отражающегося также в осадочном чехле. На северо-востоке Никольский прогиб по региональному разлому граничит с Никольским горстом, к которому с северо-востока примыкает

Еловинская впадина. На ранних этапах развития чехла она составляла с Никольским горстом единый блок.

Сухонская седловина по поверхности фундамента обнаруживает блоковое строение с постоянным погружением в сторону Котласской впадины, которая выделяется в виде ограниченного разломами погруженного блока.

Вычегодский прогиб на поверхности фундамента имеет резко асимметричное строение и разбит разломами, по которым отдельные участки испытывают перемещение. Границей между Тиманским поднятием и Вычегодским прогибом служит крупный региональный разлом с серией оперяющих более мелких разломов, секущих фундамент. По нему проходит контакт древнего эпикарельского фундамента Московской синеклизы и эпибайкальского фундамента Тимано-Печорской провинции. Вероятно, характер сочленения этих структур проходит по разлому, уходящему далеко внутрь консолидированной коры. Этот разлом, по-видимому, можно отнести к категории краевых швов, ограничивающих блоки земной коры с резко разными строением и историей развития.

По данным обменных волн, в разрезе осадочного чехла Московской синеклизы прослеживаются четкие границы обмена. Первые две границы контролируют кровлю и подошву карбонатного комплекса пород, что хорошо согласуется с данными бурения на этой территории. Третья граница прослеживается только в Яренском прогибе и, вероятно, является поверхностью рифейских отложений. Это подтверждают данные Яренской скважины (2060 м), которая остановлена в рифейских отложениях, Котласская же скважина (2,5 км) остановлена в породах венда.

Достижение фундамента скважины у Решмы, Макарьева и Чухломы, расположенные на удалении от профиля соответственно 25, 35 и 80 км, вскрыли разрез венда — кембрия. Следовательно, можно считать, что в этой зоне вдоль профиля поверхность фундамента перекрывается вендскими терригенными отложениями и из разреза выпадает толща рифея.

Выявление такой закономерности распространения рифейских отложений очень важно, поскольку это дает возможность установить различие в геологическом строении двух прилегающих зон: Галичского и Яренского прогибов.

По характеру поведения поверхности Мохо в пределах Московской синеклизы можно выделить два участка: юго-западный, характеризующийся плавным погружением поверхности Мохо до глубины 40 км и отвечающий Галичской впадине (с обращенными формами поверхности и подошвы соответствующей части земной коры) и северо-восточный, относительно приподнятый участок с осложненной формой рельефа, включающий Яренский и Вычегодский прогибы (при неопределенной форме поверхности и подошвы соответствующего горизонта земной коры). На этом участке выделяются два положительных перегиба в рельефе поверхности Мохо с глубинами около 35 км, разделенные погруженной зоной.

В пределах Тимана поверхность Мохо залегает на глубинах около 40 км и испытывает подъем в юго-западном и северо-восточном направлениях, образуя обращенные формы соответствия рельефа консолидированной коры и поверхности Мохо, т.е. приподнятой части Тимана отвечает прогнутость в поверхности Мохо. Мощность консолидированной коры здесь оказывается наибольшей (40 км) по сравнению с остальными структурами, захваченными профилем. Эта зона характеризуется повышенными граничными скоростями поверхности Мохо (до 8,4 км/сек). Под большим поднятием намечается как бы расширение консолидированной коры в нижней части в сторону Московской и Печорской синеклиз. Мощность земной коры Печорской синеклизы вдоль профиля меняется от 35—36 до 40—41 км. Она представляет собой довольно прогнутый по фундаменту участок земной коры. Поверхность консолидированного основания здесь постепенно погружается на северо-восток до глубин 3,0—3,2 км (в осевой части синеклизы). В составе Печорской синеклизы выделяются структуры первого порядка: Ижма-Печорская впадина и Печорская гряда.

Поверхность консолидированного основания Ижма-Печорской впадины имеет асимметричное строение с полого погружающимся юго-западным крылом и вздернутым ступенчатым восточным крылом. В рельефе фундамента погружающейся части выделяются антиклинальные перегибы, амплитудой до 0,3—0,5 км, соответствующие Сотчемьюскому и Лузскому поднятиям.

Печорская гряда шириной в пределах профиля 30 км представляет собой сложную структуру со значительными ступенчатыми перемещениями вдоль ограничивающих разломов. В целом здесь фундамент испытывает резкое погружение на северо-восток до глубины 5,5 км. В осадочном чехле Печорской синеклизы прослежены две границы, разделяющие его на нижний терригенно-карбонатный и верхний терригенный комплексы. Глубина залегания этих границ хорошо согласуется с данными бурения и материалами КМПВ и МОВ.

Поверхность Мохо Печорской синеклизы образует в рельефе два плавных поднятия, отвечающих Ижма-Печорской впадине и Печорской гряде. Мощность той части консолидированной коры, которая ограничена поверхностью Мохо и подошвой чехла, здесь достигает 36 км.

Особое положение в разрезе занимает Большесынинская впадина. Мощность земной коры, отсекаемой поверхностью Мохо, здесь составляет 39 км, при мощности консолидированной ее части 32 км. От Печорской гряды она отделяется разломом с амплитудой более 2 км (по данным обменных волн). Наибольшая глубина залегания фундамента определена в ее западной части и составляет 7,5 км; на востоке намечается подъем до 6 км. Выделяемые по сейсмическим данным горизонты в осадочном чехле этой структуры (их три) по сравнению с Печорской впадиной имеют увеличенную мощность. Поверхность Мохо под Большесынинской впадиной залегает на глубине около 40 км, образуя с поверхностью фундамента прямую форму соответствий. Мощность консолидированной части коры здесь составляет 34 км.

Глубина залегания фундамента гряды Чернышева изменяется от 5 км в юго-западной части до 8,5 км на северо-востоке. В рельефе поверхности Мохо она так же, как и в предыдущем случае, отражается слабо выраженным антиклинальным перегибом. Мощность земной коры составляет здесь 38 км, а ее консолидированная часть — около 32 км. Форма соответствий поверхности и подошвы земной коры обращенная.

Таким образом, особенности глубинных структур гряды Чернышева и Печорской гряды указывают на их однотипное развитие. В наиболее погруженных участках рельеф фундамента Косью-Роговской впадины залегает на глубине 9 км. Рельеф прослеженных границ в осадочном чехле здесь в основном повторяет рельеф фундамента. Границы, построенные по данным обменных волн в пределах осадочного чехла, совпадают с границами, по которым разделяются нижний терригенный карбонатный и верхний терригенный комплексы.

МАГМАТИЗМ

Магматические образования восточной части Восточно-Европейской платформы принадлежат архейскому (2600 млн. лет), ранне- (2600—1900 млн. лет), средне- (1900—1600 млн. лет) и позднепротерозойскому (1500—700 млн. лет) этапам магматизма.

К наиболее ранним — архейским проявлениям магматизма относятся излияния и интрузии базальтоидов, позднее метаморфизованных в ортоамфиболиты и метагабброиды. С ними ассоциируют пироксениты и перидотиты, в комплексе составляющие перидотит-пироксенит-габбровую формацию (бесединский комплекс). С инверсией тектонического режима связано развитие магматитов мигматит-плагиогранитной формации (салтыковский комплекс).

Раннепротерозойский этап знаменуется наиболее интенсивным проявлением магматизма, связанным с заложением и развитием самых ранних геосинклинальных трогов (вдоль глубинных разломов северо-западного направления). Здесь, так же как и для более поздних (неогейских) этапов развития, отчетливо выделяется инициальный и орогенный магматизм. Начальный магматизм выразился в многократных подводных излияниях лав спилито-диабазовой формации (михайловский комплекс) и внедрении комагматичных с ними интрузий основного состава. С ними ассоциируют аподунитовые и апогарцбургитовые интрузии дунит-гарцбургитовой формации, составляющие самую раннюю офиолитовую ассоциацию. В тесной ассоциации с проявлением инициального магматизма связано формирование джеспилитов и железистых кварцитов. Они располагаются в одних и тех же зонах — эвгеосинклиналях.

С наступлением орогенного этапа вероятнее всего связано проявление базальтоидного вулканизма приразломных прогибов (метабазиты тимского комплекса), затем происходил андезито-дацитовый вулканизм с накоплением лав базальтового, андезитового и дацитового составов (воронцовский комплекс) вплоть до появления в локальных поднятиях кислых вулканитов (курбакинский комплекс). Инверсия геотектонического режима ознаменовалась становлением плагиогранитов (осколецкий, усманский комплексы), гранитов — граносиенитов (павловский комплекс) и микроклиновых гранитов. Посторогенными образованиями, по-видимому, являются сиениты гостищевского комплекса.

Средний протерозой характеризуется субплатформенным тектоническим режимом с излиянием базальтовых и андезито-дацитовых лав.

С этим этапом связано образование стратифицированных тел габбро-норит-гипербазитовой формации (мамоновский комплекс) и кольцевых интрузий габбро-гранитной формации (ольховский комплекс). Интрузии гипербазитов сопровождаются локализацией медно-никелевого оруденения.

Поздний протерозой (рифей) ознаменовался формированием траппов.

В Тимано-Уральской геосинклинали в среднем протерозое проявился базальтоидный магматизм ранних стадий геосинклинального развития и сининверсионные гранитоиды. С консолидацией тиманид связано внедрение сиенитов и пикритов.

Магматические образования в пределах зоны ГСЗ разновозрастные и гетерогенные. Здесь развиты почти все магматические образования, присущие Восточно-Европейской платформе (табл. 2, вклейка).

Наиболее активным магматизм был в раннем протерозое. Сининверсионные гранитоиды базальтовой формации проявились дважды в раннем и позднем протерозое. Это указывает на то, что сложная и гетерогенная в тектоническом отношении территория северо-восточной окраины Восточно-Европейской платформы является в известном смысле полициклической.

АРХЕЙСКИЙ МАГМАТИЗМ

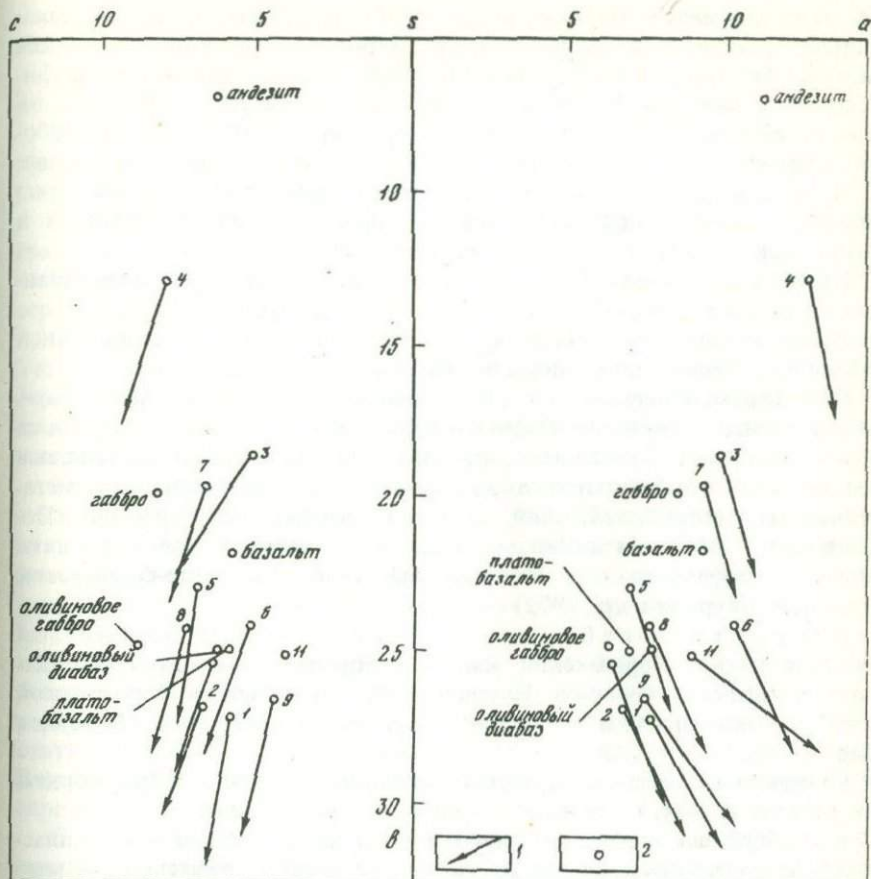
Архейские магматические образования играют значительную роль в структуре соответствующих выступов и могут быть охарактеризованы следующим образом.

Метабазитовая формация. Комплекс основных метавулканитов представлен пачками и толщами основных лав и интрузий основного состава, метаморфизованных в ортоамфиболовые и ортопироксеновые гнейсы.

Ортоамфиболиты входят в состав обоянского амфиболито-гнейсового комплекса, развитого в Курско-Карочанском, Сумском, Западно-Воронежском и других мегаблоках, Токмовском своде, бортах Московской синеклизы и более восточных районах Восточно-Европейской платформы. Ортоамфиболиты залегают в виде узких пластовых тел мощностью от десятков до первых сотен метров. Они чаще сопровождаются положительными магнитными и гравитационными аномалиями и представляют темно-зеленые часто разгнейсованные породы с гранобластовой и нематобластовой структурами, нередко с линейнополосчатой текстурой, обусловленной метаморфической дифференциацией.

Минеральный состав амфиболитов обычный. В результате наложения пропилитизации раннепротерозойского этапа в них нередко развивается гранат.

Наличие реликтов диабазовой, офитовой, апогаббровой структур позволяет считать, что первичными для них породами являлись базальтоиды. На это указывает и химический состав пород, близкий к среднему составу диабазы (по Р. Дели). Содержание SiO_2 в них колеблется от 46—47 до 50%. На диаграмме Заварицкого фигуративные точки векторов амфиболитов группируются вблизи основных пород нормального



Р и с. 4. Векторная диаграмма амфиболитов позднего архея
 1 — метабазиты; 2 — средние типы интрузивных пород по Дели

ряда — оливиновых диабазов, оливиновых габбро- и плато-базальтов. Иногда состав отклоняется с понижением кислотности и увеличением содержания феррических элементов, железа и магния (рис. 4).

Алогаббровые амфиболиты близки к оливиновым габбро, отличаясь некоторым обеднением кальция и магния.

В целом охарактеризованные породы относятся к слабо недосыщенным кремнекислотой и бедными щелочами породам. На Украинском кристаллическом массиве данные породы могут быть сопоставлены с ортоамфиболитами днестровско-бугской серии Побужья и Вольно-Подолли. Здесь эти породы залегают в виде тех же пластовых тел и состоят из лав основного состава, метаморфизованных в амфиболитовой и гранулитовой фациях. Единственное их отличие проявляется в интенсивной чарнокитизации. На Кольском полуострове их аналогами являются ортоамфиболиты и метамандельштейны в составе кольской и

беломорской серий (Шуркин и др., 1972). По этим породам местами широко развиваются чарнокиты. Среди пород архейского комплекса парагнейсы (амфиболовые, биотит-амфиболовые, гранат-биотит-амфиболовые, плагиоклаз-биотитовые и др.) характеризуются обычным составом. Входящие в состав комплекса ортопороды при наиболее глубоких стадиях метаморфизма переходят в пироксеновые гнейсы и сланцы.

Происхождение этих гнейсов за счет интрузивных и эффузивных пород основного состава подтверждается наличием реликтовых офитовой и диабазовой структур и их петрохимическими особенностями.

Пересчет по методу Т. Барта дает формулу гиперстен-роговообманкового гнейса $K_{18}Na_{49}Ca_{75}Mg_{19}(Fe^{+2} + Fe^{+3})_{56}Al_2O_5Ti_3Si_{519}$.

В целом для ортогнейсов характерны резкое преобладание окиси натрия над окисью калия и повышенная общая фемичность.

Ортогнейсы, входящие в состав обоянского комплекса, могут быть сопоставлены с гнейсами амфиболито-гнейсового комплекса Приднпровья и Побужья. Установлено, что здесь для них первичными являлись породы андезито-базальтового вулканогенного комплекса, или метавулканиды спилито-диабазовой, спилито-кератофировой формации (Половинкина, 1966). Их аналогами в восточной части Балтийского щита являются амфиболовые и гиперстеновые гнейсы андезито-базальтовой формации (Шуркин и др., 1972).

Перидотито-габбровая формация. Эта формация известна в Курско-Корочанской зоне, где породы выделены в бесединский комплекс (Чернышев, Бочаров, 1972), и в Западно-Воронежской зоне, где они описаны в составе сергеевского комплекса (Горбунов и др., 1970).

Бесединский комплекс представлен апогаббро, иногда габбро-норитами, пироксенитами, почти нацело серпентинизированными.

Апогаббро, по материалам глубокого бурения, залегают в виде пластовых и штокообразных тел и характеризуются положительными магнитными и гравитационными аномалиями (Бесединские и Комаричские аномалии).

Минеральный состав апогаббро представлен роговой обманкой (50–60%), реликтами клинопироксена и плагиоклаза (30%), в значительной степени деанортитизированного и сосюритизированного с примесью титанита, рутила, редко циркона и титаномагнетита.

По наличию апогаббровой структуры, особенностям минерального и химического составов к габброидам близки гранулиты, слагающие штокообразные тела (курско-бесединские аномалии). Они характеризуются наличием гиперстена (до 10%), диопсида (до 30%) и основного плагиоклаза — лабрадора (30%) или андезин-лабрадора, из рудных минералов — титаномагнетита (5%), пирита и халькопирита. Породы испытали ретроградный метаморфизм с развитием амфиболов по пироксенам. Анализ диаграмм апогаббро показывает, что векторы группируются в поле основных пород — ниже оливиновых габбро. От последних они отличаются повышенным содержанием магния и железа, некоторым обеднением кальцием (за счет частичного его выноса), кремнеземом и щелочами.

Гранулиты отличаются бедностью кремнеземом и щелочами, а также повышенным содержанием железа, магния и титана.

Ультраосновные породы представлены небольшими телами перидотитов и пироксенитов, вскрытыми в единичных скважинах.

Перидотиты нацело замещены серпентинитами, состоящими из хризотила, иногда хризотила и антигорита с примесью магнетита, пирита, халькопирита и миллерита.

Пироксениты обычно сильно амфиболизированы, а также замещены гранатом.

К архею эти породы относятся чисто условно, вероятен их раннепротерозойский возраст.

Перидотит-пироксенит-габбровая формация. Ультраосновные и основные породы архея выделены в бесединский и сергеевский комплексы. Бесединский комплекс представлен гипербазитами, лерцолитами, оливиновыми и безоливиновыми пироксенитами и серпентинитами. Породы часто амфиболизированы.

Гипербазиты отличаются высоким содержанием хрома и появлением никеля (Чернышев, Бочаров, 1972). Ассоциирующие с ними габброиды и габбро-нориты, метаморфизованные до габбро-амфиболитов и гранулитов, залегают в виде пластовых тел и состоят из основного плагиоклаза и пироксенов, замещаемых роговой обманкой и биотитом, и обычных примесей.

В прибортовых частях Московской синеклизы и Подмосковного авлакогена к данному комплексу отнесены габбро, состоящие из лабрадора и авгита, реакционно замещенного роговой обманкой. Присутствующий в небольшой примеси гиперстен обычно значительно изменен. Возможно, эта порода должна быть отнесена не к архею, а к раннему протерозою.

Сергеевский метабазит-гипербазитовый комплекс выделен на юго-восточном склоне Воронежского массива, где он представлен амфиболизированными пироксенитами, серпентинитами, горнблендитами и ортоамфиболитами, слагающими жилы и силлообразные залежи среди гнейсов. Архейский возраст их условен.

Амфиболизированные пироксениты состоят из гиперстена (в реликтах), диаллага, роговой обманки и небольшой примеси плагиоклаза с пестрым составом вторичных минералов.

Горнблендиты отличаются высоким содержанием роговой обманки, развивающейся по пироксену лишь в реликтах, составляющих 10% всего состава породы, и большим количеством магнетита, титаномагнетита и пирита. Спектральными анализами установлены медь, ванадий, никель, кобальт.

Серпентиниты слагают небольшие согласные тела, состоящие из хризотила (85%), псевдоморфоз антигорита по оливину и примеси тремолита. Из рудных минералов обычны магнетит и сульфиды.

По химизму ультраосновные породы в целом отличаются низким содержанием кремнезема, глинозема и щелочей, повышенным содержанием железа и заметно пониженным содержанием магния. Отношение молекулярных количеств железа и магния больше 6 ($Fe : Mg > 6$).

Формация мигматитов. Формация мигматитов распространена в пределах центральных частей куполов среди глубокометаморфизованных пород, условно отнесенных к архею. Формирование их связано с инверсией тектонического режима. Наиболее детально породы данной формации изучены на Воронежском кристаллическом массиве, где они развиваются по породам обоянского амфиболито-гнейсового комплекса.

Мигматиты чаще представлены тевевыми и полосчатыми мигматитами, а в массивных амфиболитах преобладают сетчатые, ветвистые и агматитовые разновидности. Плагииграниты образуют мелкие тела и характеризуются согласными контактами и постепенными переходами к мигматитам.

Тевевые мигматиты — обычно мелко- и среднезернистые blastsgranitные породы, состоящие из плагноклаза, кварца, биотита и микроклина с примесью мусковита и граната. Роговая обманка встречается в мигматитах с амфиболитовым субстратом. Акцессорные минералы — апатит, циркон, магнетит, сфен, пирит и ортит. Субстрат мигматитов обычно претерпевает перекристаллизацию и замещения.

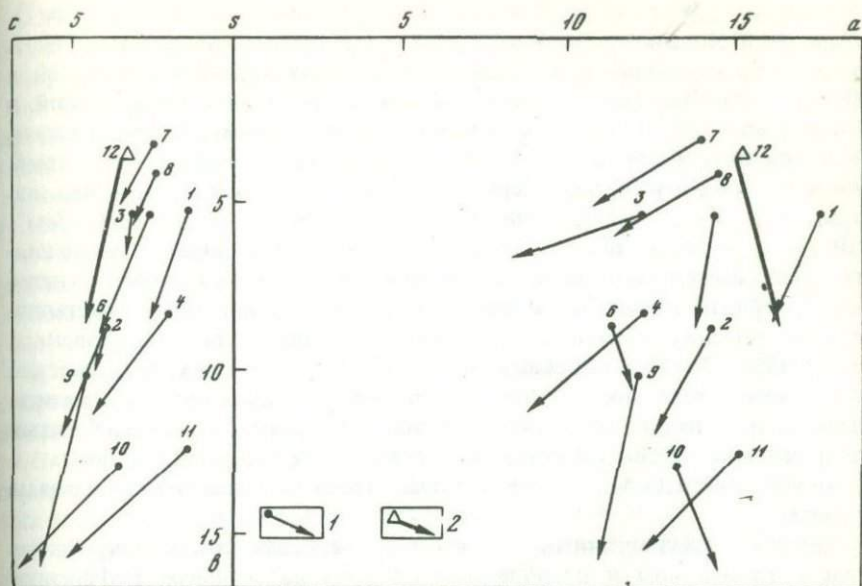
Плагииграниты выделяются как наиболее однородные участки среди тевевых мигматитов, приобретая свой специфический состав и структуру (чаще порфировидную).

В пределах Токмовского свода к архейским гранитоидам отнесены вскрытые скважинами в Прудах, Лыскове и других местах плагноклаз-микроклиновые граниты, содержащие биотит и реже роговую обманку.

В центральной части платформы архейские гранитоиды неизвестны.

По химизму мигматиты близки к среднему составу гранодиоритов и диоритов, по Р. Дели (рис. 5). В целом породы отличаются высоким содержанием щелочей с преобладанием натрия над калием. Собственно плагииграниты отличаются от среднего типа плагиигранита (трондьемита) повышенной кислотностью, пересыщенностью глиноземом и значительными содержаниями магния, кальция и железа. Физические свойства мигматитов определяются их минеральным составом и структурно-текстурными особенностями. Средняя плотность пород $2,70 \text{ г/см}^3$. Наиболее плотными являются мигматиты, развивающиеся в амфиболитах и амфибол-плагноклазовых гнейсах, со средней плотностью $2,72\text{--}2,74 \text{ г/см}^3$. Тевевые мигматиты в гнейсах различного состава характеризуются средней плотностью $2,64\text{--}2,68 \text{ г/см}^3$. Минимальная плотность, равная $2,60\text{--}2,62 \text{ г/см}^3$, наблюдается у гранитов и у мигматитов в плагиигнейсах и биотитовых гнейсах. Породы преимущественно немагнитны или слабомагнитны, что вполне согласуется с практически полным отсутствием в них ферромагнитных минералов. Скорости продольных волн при возрастании давления от 0 до 10 кбар изменяются от 5,7 до 7,3 км/сек.

Электрические параметры пород колеблются в пределах стандартных величин, однако в низкотемпературной области катаклиз, как и следует ожидать, способствует их увеличению (Пархоменко, Бондаренко, 1972). Мигматитовые формации характеризуются плавным слабоотрицательным гравитационным полем и спокойными региональными магнитными минимумами. Максимально отрицательные значения гравита-



Р и с. 5. Векторная диаграмма гранитоидов мигматитовой формации позднего архея

1 — породы салтыковского комплекса, 2 — средний тип плагиогранита по Дели

ционного поля отмечаются в северо-восточной и юго-западной частях КМА; некоторое повышение магнитного поля отмечается в антиклинной зоне КМА.

Цифры абсолютного возраста, полученные калий-аргоновым методом по биотиту и микроклину, определяют лишь возраст позднее наложенного метаморфизма — 1565–2260 млн. лет. Абсолютные определения по циркону из плагиогранитов дают 2750 млн. лет (Тугаринов, Войткевич, 1966). Они, вероятно, отражают верхний возрастной предел пород.

Возрастными аналогами данных пород являются гранодиориты, плагиограниты и мигматиты Карелии и Приладожья, гранодиорит-плагиогранит-тоналитовая формация Кольского полуострова, плагиограниты Белорусского массива, плагиограниты, гранодиориты, мигматиты Татарского и Токмовского сводов, плагиограниты, гнейсо-гранодиориты и мигматиты Азовского выступа, а также плагиограниты и мигматиты днепровского комплекса Украинского кристаллического массива.

В частности, архейские гранитоиды Карелии представлены плагиогранитами и теневыми мигматитами, биотит-плагиоклазовыми диоритами с постоянным присутствием незначительной примеси торита и ортита. По химизму эти породы отличаются преобладанием натрия над калием и нормальным содержанием глинозема.

Вариации физических свойств гранитоидов Карелии обусловлены изменением вещественного состава от плагиогранитов (плотность

средняя — 2,67 г/см³) к мигматитам (плотность 2,62–2,76 г/см³). В пределах Кольского региона аналогичные гранодиориты и плагиограниты распространены преимущественно в зонах глыбовых поднятий и образуют разобщенные массивы и ареалы среди гнейсов кольской и беломорской серий. Породы характеризуются повышенным содержанием циркона и ортита. По химизму они близки к среднему докембрийскому граниту и характеризуются преобладанием натрия над калием. Плотность плагиогранитоидов 2,60–2,67, средняя 2,64 г/см³. Эти породы здесь обычно сопровождаются небольшими повышениями гравитационного поля и неоднородным магнитным полем. Аналогами охарактеризованных пород в пределах Украинского кристаллического массива являются архейские гранитоиды днепропетровского комплекса. По Н.П. Щербаку и др. (1971), это синкинематические автохтонные тела полосчатого или пятнистого сложения. Мигматиты здесь часто с пятнистой и пегматитовой текстурами. В зонах, богатых отторженцами метаморфизованных пород, наблюдаются агматиты и блоковые мигматиты. С мигматитами тесно связаны олигоклазовые граниты.

Химизм плагиогранитов отличается пересыщенностью кремнеземом и глиноземом и преобладанием натрия над калием. По физическим свойствам данные гранитоиды относятся к группе средних пород (Беланов и др., 1972), средняя плотность которых 2,60–2,65 г/см³.

Аналогично архейские гранитоиды Татарского и Токмовского сводов характеризуются преимущественно плагиоклазовым составом и обладают средней плотностью, равной 2,66 г/см³ и слабой намагниченностью.

Выводы. 1. Наиболее ранние магматические образования архейского этапа представлены вулканогенными и интрузивными породами основного состава. Они широко распространены и отличаются отсутствием какой-либо четко проявляющейся их тектонической приуроченностью. Основные породы архея от более молодых таких же пород отличаются повышенной основностью; числовая характеристика *b* у них обычно выше 30 (Усенко и др., 1972).

Ультраосновные породы чаще представлены ультраферобазитами и реже гипербазитами габбро-перидотитовой формации.

2. Отличительной особенностью гнейсового комплекса архея является глубокий региональный метаморфизм в гранулитовой фации, обусловленный высоким геотермическим градиентом с последующим широким развитием наложенного ретроградного метаморфизма амфиболитовой фации и диафторезом.

С этими процессами связано формирование гранитоидов как палиногенных выплавок типа латераль-сегрегационных венитов со структурой *lit-par-lit*, образующих широкие поля среди гнейсов.

Гранитоидный метаморфизм не сопровождался ореолами контактового метаморфизма в связи с тем, что гранитообразование происходило без выхода из зоны термодинамического равновесия с вмещающими породами и носило изофациальный и изохимический характер.

3. При общем широком и неопределенном распространении упомянутых гранитных инъекций намечается общая тенденция к увеличению их сгущений в пределах куполов и сводовых поднятий.

4. В пределах зоны ГСЗ, как, по-видимому, и всей восточной окраины Восточно-Европейской платформы, развитию гранитов не предшествовало сколько-нибудь значительное развитие чарнокитов. Эти породы широко распространены лишь западнее — в пределах Балтийского и Украинского щитов.

5. По химизму гранитоиды архея близки к среднему составу докембрийских гранитов, по Р. Дели. Мигматиты нередко характеризуются меланократовым характером, что обусловлено влиянием амфиболитового субстрата.

В целом для гранитов характерно повышенное содержание щелочей с преобладанием натрия над калием, бедность известью и повышенная железистость биотита.

6. Физические свойства гранитоидов архея характеризуются повышенными значениями плотности ($2,64-2,74 \text{ г/см}^3$) и скорости продольных волн, достигающих наибольших величин у мигматитов.

7. Возраст гранитоидов варьирует в пределах, характерных в целом для платформы, — от 2750 до 3200 млн. лет.

8. Общей характерной чертой архейского магматизма является его незавершенность. Поскольку в архее еще отсутствовали геосинклинальные условия и не проявился четко выраженный орогенный этап, столь характерный для настоящих геосинклинальных систем, то все проявления магматизма в архее, в том числе и гранитообразование, не приурочены к каким-либо тектоническим структурам. Мигматиты образуют широкие поля, трудно ограничиваемые в пространстве.

В архее не проявились сколько-нибудь существенно процессы гранитизации. Поэтому гранитообразование носило характер латераль-сегрегационных выделок, осуществляющихся *in situ*. Отсюда и рассеянный характер распределения гранитного материала в архейских полях при практически полном отсутствии сколько-нибудь значительных по своим размерам гранитных массивов. Гранитообразование проявлялось в виде мигматизации, протекавшей в условиях амфиболитовой фации. При этом кристаллизация палингенных выделок, как подчеркивают И.С. Усенко и др. (1972) на примере Украинского массива, протекала с последовательным изменением состава от котектического до эвтектического и соответственно с увеличением количества щелочей и кремнекислоты от начальных к конечным продуктам.

Преобладание среди архейских гранитоидов Воронежского кристаллического массива магматитов теневого типа и наличие однородных участков, по составу отвечающих плагιοграниту, указывают на широкое развитие здесь процессов ультраметаморфизма.

Архейские гранитоиды повсеместно представляют собой соскладчатые ультраметагенные образования, сформировавшиеся в течение единого развития процессов ультраметаморфизма в результате взаимодействия твердого вещества литосферы с возникающим на месте гранитоидным расплавом.

С началом раннепротерозойского этапа связано заложение вдоль глубинных разломов первых геосинклинальных трогов с развитием в них интенсивных процессов эффузивного и интрузивного базальтоидного магматизма, характерного для начальных стадий развития геосинклиналей.

В частности, в этом этапе происходит заложение и формирование Белгородско-Михайловской и Тим-Щигровской эвгеосинклинальных зон, где проявляется инициальный вулканизм в виде основных вулканитов (михайловская спилито-диабазовая формация) и их интрузивных комагматов-габбро-диабазов и габброидов.

К этому же этапу относятся штокообразные интрузии габброидов Воротиловского выступа, ортоамфиболиты лосевской свиты, а в бортах Московской синеклизы — ортоамфиболиты Поваровской и других скважин.

Возможно, несколько более поздними являются породы спилито-кератофировой и дацито-андезит-базальтовой формаций (тимский и воронцовский комплексы) и их интрузивные комагматы — габброиды и габбро-диабазы стойло-николаевского комплекса. Местами породы михайловского и тимского комплексов ассоциируют с гипербазитами дунит-гарцбургитовой формации (железногорский комплекс), составляя единую офиолитовую группу.

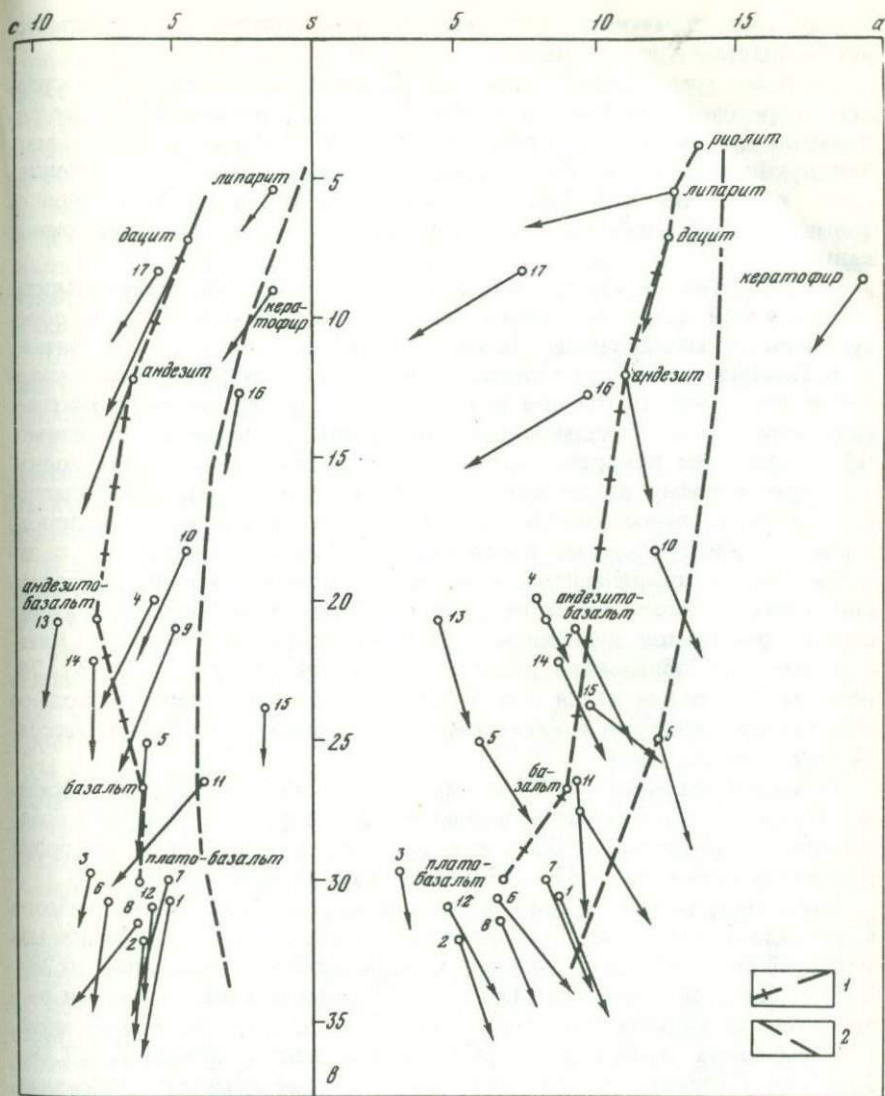
К орогенной стадии раннего протерозоя относятся проявления кислых вулканитов (курбакинский комплекс), интрузий сининверсионной плагиогранитной формации (осколецкий комплекс). К посторогенным образованиям, возможно, относятся граносиениты павловского комплекса и микроклиновые граниты.

Породы Михайловской аспилито-диабазовой формации наиболее широко распространены в пределах Воронежского кристаллического массива. Они представлены метадиабазовыми порфиритами, амфиболизированными метадиабазами, метаспилитами, чаще метаморфизованными до амфиболитов, и залегают в виде покровов мощностью до сотен метров и более. В них иногда сохраняются миндалинки и реликтовые аспилитовые структуры. Их интрузивные аналоги чаще представляют собой дайки и штоки габбро-диабазов.

По содержанию кремнезема (47–51%) эти породы соответствуют нормальным базальтоидам, отличаясь от них повышенной железистостью, низким отношением окиси к закиси железа, что характерно для "сухих" магм. В некоторых разностях отмечается повышенное содержание титана. По соотношению щелочей они относятся к натровым сериям.

На диаграмме А.Н. Заварицкого (рис. 6) рой векторов группируется в нижней части поля, вблизи платобазальтов. Спилитовые порфиры и спилиты по химизму близки к амфиболитам раннего протерозоя Украинского щита.

В зонах повышенной проницаемости за счет амфиболитов формируются метасоматиты с повышенной глиноземистостью — силлиманито-мусковитовые, нередко биотито-гранатовые сланцы, иногда с содер-



Р и с. 6. Векторная диаграмма раннепротерозойских пород михайловского комплекса апоспилито-диабазовой формации

1 — линия известково-щелочных ассоциаций; 2 — линии спилитовой ассоциации

жанием граната до 40–50% (Тим-Щигровская зона). Эти породы некоторыми исследователями ошибочно принимаются за древнюю кору выветривания.

В Белгородско-Михайловской зоне разломов амфиболиты подвергаются эпидотизации с образованием эпидот-альбит-роговообманковых и альбит-роговообманково-хлоритовых пород. При еще большем рас-

сланцевании образуются роговообманково-хлоритовые, амфибол-хлорит-биотитовые и другие сланцы.

Местами среди амфиболитов развиваются метасоматиты, состоящие из роговой обманки и актинолита с примесью биотита. Низкое содержание в этих породах кремнезема (34–45%) и повышенное — магния приближает их к метасоматическим ультрабазитам (горнблендитам). Иногда по амфиболитам развиваются биотит-карбонат-амфиболовые и карбонат-биотитовые метасоматиты с содержанием окиси кальция до 12%.

С удалением от приразломных прогибов основные метавулканиты михайловской серии сменяются кислыми вулканитами, иногда образующими небольшие силлы. По составу они отвечают дацито-липаритам.

В Тим-Щигровской зоне кислые вулканиты метаморфизованы в кварцевые порфиroidы. Позднее в них иногда развивается метасоматический микроклин. Локальное развитие кислых вулканитов, по-видимому, объясняется приуроченностью их к древнему поперечному поднятию, проходящему по меридиану Старого Оскола. Зональный плагиоклаз и значительное количество темноцветных в составе этих пород, вероятно, свидетельствуют о первоначальной принадлежности их к дацитам или дацито-липаритам. По наличию хорошо раскристаллизованной основной массы это были купола и силлы. По-видимому, в конце раннего протерозоя вулканиты подверглись кремнево-калиевому метасоматозу, что обусловило повышенное содержание SiO_2 (до 61–78, реже 83%) и окиси калия (до 3–3,8%). Кислые вулканиты несколько пересыщены щелочами и алюминием. В основной массе иногда рассеяна мелкая рудная пыль.

Экспериментальные исследования кислых метавулканитов показали несколько повышенные величины плотности (2,70–2,71 г/см³) сравнительно с кислыми вулканитами палеозоя и пониженные скорости распространения волн (5,85–5,87 км/сек) при одной атмосфере.

Изучение физических свойств разновидностей пород михайловского комплекса показало, что амфиболиты, образовавшиеся по эффузивным метадиабазам, обладают низким коэффициентом пористости (0,28–0,38%), высокой плотностью (до 3 г/см³) и высокими параметрами распространения упругих продольных волн — до 6,92 км/сек при 15 кбар.

Повышенная пористость (1,07%) и пониженная плотность (2,58–2,65 г/см³) характерны для рассланцованных амфиболитов и метасоматитов, которые развиваются по амфиболитам. Скорости распространения продольных волн в них варьируют от 5,68 км/сек при одной атмосфере до 6,04 км/сек при 15 кбар. Повышенной плотностью (3,01–3,15 г/см³) обладают амфиболитизированные разности с повышенным содержанием амфибола (свыше 50%), а также ставролит-гранат-биотитовые породы. В них устанавливаются довольно большие значения скорости продольных волн 6,58–6,28 км/сек при нормальном атмосферном давлении и до 6,92–7 км/сек при 15 кбар.

Биотитизированные амфиболиты характеризуются несколько пониженными скоростями продольных волн — 5,41 км/сек при одной атмосфере и до 5,83 км/сек при 15 кбар.

Михайловские метавулканы сопоставляются с раннепротерозойскими ортоамфиболитами саксаганской, белозерской и конско-верховцевской серии Украинского щита, с метавулканидами гимольской и оленегорской свит Кольского полуострова и амфиболитами парандовской серии Карелии. Последние несколько отличаются повышенным содержанием кремнезема и низким значением параметра b , что обусловлено наложенными процессами метаморфизма.

Комплекс габбро-диабазов является интрузивной разновидностью михайловских метавулканидов и представлен амфиболизированными габбро-диабазами, метадиабазовыми порфиритами и другими породами основного состава. Они залегают в виде даек, силлов или штоков.

По содержанию кремнезема (45–49%) они принадлежат к ассоциации базальтоидной магмы и характеризуются повышенной железистостью и пониженной щелочностью ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 2,2\%$).

Конга-диабазы известны в Белгород-Михайловской зоне и от габбро-диабазов отличаются наличием первичного калишпата. По химизму они отличаются повышенным содержанием кремнезема ($\text{SiO}_2 - 54-58\%$) и заметной ролью калия ($\text{K}_2\text{O} - 1,2-1,8\%$).

В процессе метаморфизма данные породы претерпевают те же стадии метасоматической перекристаллизации, которые присущи комагматичным им вулканитам.

Физические параметры габбро-диабазов характеризуются низкой пористостью (0,58%), большей плотностью (2,83–2,98 г/см³), близкой к средней плотности габбро-диабазов, и высокой скоростью распространения упругих волн 6,59–6,7 км/сек при одной атмосфере до 7,04 км/сек при 10 кбар. Сопоставление параметров данных пород с параметрами метавулканидов показывает их более высокую плотность, обусловленную наличием рудных компонентов (титаномагнетита, магнетита), и повышенные скорости распространения упругих волн до 7 км/сек при давлении 10 кбар.

Дунит-гарцбургитовая формация (железногорский комплекс). Породы гипербазитовой дунит-гарцбургитовой формации входят в Белгородско-Михайловскую зону, где вместе с вулканитами образуют протяженные офиолитовые пояса — Белгородско-Михайловский, Орловско-Шигровский. В пределах их гипербазиты залегают узкими прерывистыми телами, вытянутыми в цепочки. Размеры их достигают до 1 км в поперечнике.

В составе комплекса существенную роль играют аподунитовые и апогарцбургитовые серпентиниты, развившиеся по дунитам и гарцбургитовым перидотитам. Вместе с ними часто встречаются амфиболизированные пироксениты, часто превращенные в пироксеновые ортоамфиболиты. По серпентинитам развиваются тремолитовые, тальк-серпентинитовые и тальк-серпентин-карбонатные породы.

Гарцбургитовые апоперидотиты обычно состоят из оливина-форстерита, нередко нацело замещенного лизардитом, хризотилом, затем гиперстена (по которому развивается бастит) и диопсида. Рудные минералы — магнетит, хромит, пирит, пирротин, из вторичных минералов — тальк, магнезит.

В аподунитах оливин почти полностью замещен лизардитом, хризотитом и антигоритом. Серпентинизированные гарцбургитовые апоперидотиты содержат до 45% бастита и реликты пироксенов.

В целом для гипербазитовой дунит-гарцбургитовой формации характерны высокое содержание Mg, Cr, низкое содержание Si, Al, щелочей, невысокое содержание Fe, повышенное содержание Ni, Co.

Дунит-гарцбургитовая формация четко сопоставляется с подобной же формацией Украинского щита, где гипербазиты залегают среди измененных эффузивов и сами интенсивно изменены.

Аналогами данных пород на Кольском полуострове являются слабо измененные дуниты и гарцбургиты, сменяющиеся по периферии массивов энстатитовыми гарцбургитами и оливиновыми энстатитами. Эти породы характеризуются преобладанием магния над железом и хрома над титаном.

В Карелии в данную группу должны быть отнесены межпластовые интрузивы нацело серпентинизированных гипербазитов, редко апоперидотитов и апопироксенитов, объединяемых под названием габбро-гипербазитовой формации.

Метавулканиты кератофиристо-спилито-диабазовой формации (тимский комплекс) и дацито-андезитобазальтовой формации (воронцовский комплекс). Несколько более поздние проявления раннепротерозойского инициального магматизма представляет собой тимский метабазитовый комплекс, встречающийся в Тим-Щигровском прогибе в виде покровов мощностью до 1 км, субвулканических даек и штоков, рвущих осадочные и вулканогенно-осадочные отложения верхнекурской и среднекурской свит.

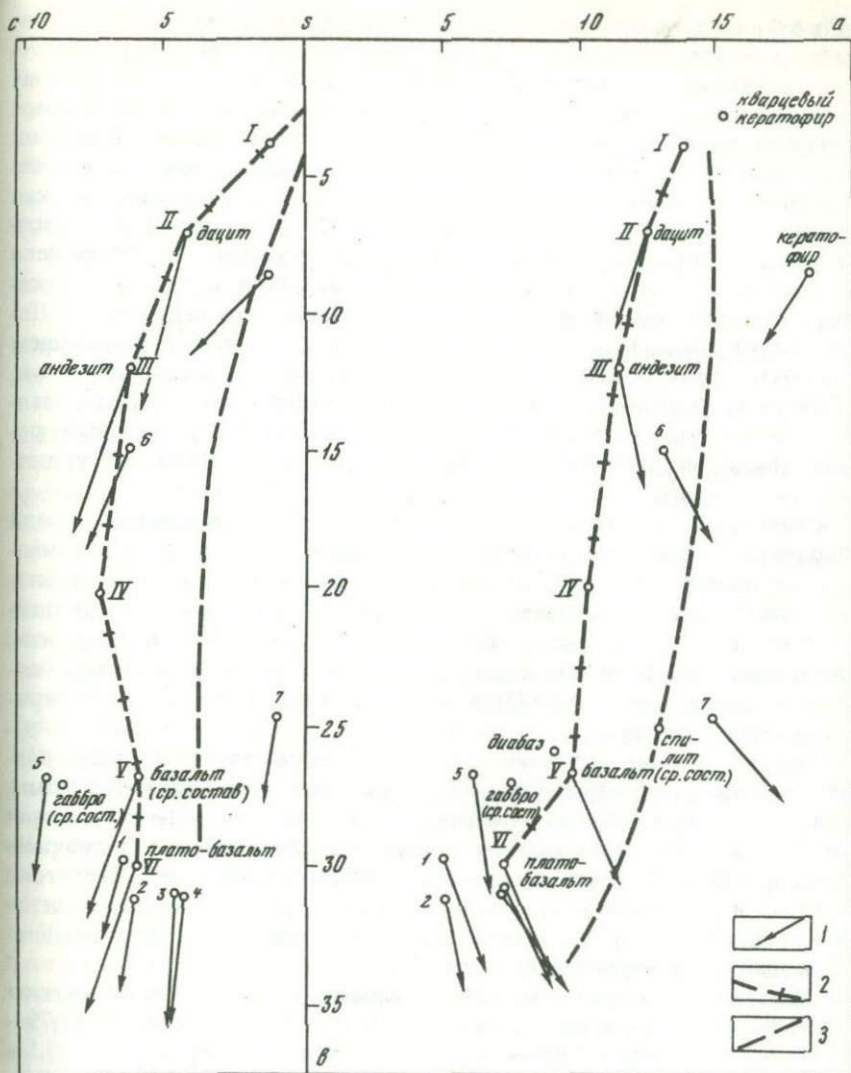
В составе комплекса преобладают метадиабазы, метадиабазовые порфириты, синвулканические брекчи и ортоамфиболиты обычного состава.

На диаграмме А.Н. Заварицкого метабазиты тимского комплекса группируются в ее нижней части — в поле платобазальтов, отличаясь от них пониженным содержанием кремнезема (рис. 7).

Для формации характерны: повышенная щелочность, пониженное содержание полевошпатовой извести, повышенное содержание титана, недосыщенность пород кремнеземом, преобладание натрия над калием. В целом она принадлежит к бедным титаном и маложелезистым базальтоидам.

Породы тимского комплекса часто превращены в амфиболитовые и биотит-амфиболовые породы. Развитие процесса протекает в несколько стадий: первоначально развивается зеленая роговая обманка (по бурому амфиболу и клинопироксену), затем актинолит и, наконец, иногда биотит.

Физические свойства метабазитов тимского комплекса характеризуются низким коэффициентом пористости (0,16–0,52), но высокими значениями плотности — от 2,8 до 3,0 г/см³ и большой скоростью распространения продольных волн — до 6,8–7,3 км/сек. Наибольшие значения имеют амфиболиты и биотит-амфиболитовые ортогнейсы с содержанием амфибола (до 70–80%) и магнетита до 7–12%. Они близки к значениям, полученным по породам михайловского комплекса, плотность в



Р и с. 7. Векторная диаграмма тимского комплекса раннего протерозоя

1 – метабазиты, 2 – линии известково-щелочных ассоциаций, 3 – линии спилитовой ассоциации

них 3 г/см^3 и даже больше, а скорость продольных волн $7,12\text{--}7,3 \text{ км/сек}$ при нормальном атмосферном давлении и $7,8\text{--}7,84 \text{ км/сек}$ при 10 кбар.

Более низкие плотности ($2,81\text{--}2,88 \text{ г/см}^3$) и пониженные скорости распространения волн ($6,6 \text{ км/сек}$) устанавливаются в диабазовых порфиритах и в метасоматических сланцах, развивающихся по метадиабазовым порфиритам ($6,58 \text{ км/сек}$). При давлениях до 15 кбар плотность возрастает до $3,04 \text{ г/см}^3$, а скорости продольных волн – до $7\text{--}7,15 \text{ км/сек}$.

Габбро-диоритовая формация. Породы габбро-диоритовой формации (стойло-николаевский комплекс) составляют интрузивные коагматы базальтоидов тимского комплекса и представлены многочисленными дайками и штоками габбро-диабазов и диабазовых порфиров, ассоциирующих с тимскими метавулканитами. Чаще они встречаются среди железистых кварцитов и других отложений верхнекурской свиты. Наиболее крупным телом является субвулканическая интрузия стойло-николаевского массива. Она расположена в восточной части Старо-Оскольского поперечного поднятия, осложняющего Тим-Шигровскую зону погружения, где приурочена к местам пересечения разломов северо-западного и меридионального направлений. Породы имеют следы переработки процессами гранитизации с появлением метасоматических образований типа сиенито-диоритов и гранодиоритов.

Габбро (с содержанием SiO_2 40–48,6%) сложено соскюриitized плагиоклазом, клинопироксеном, почти нацело замещенным роговой обманкой, магнетитом, титаномагнетитом и минералами эпидотцоизитовой группы.

Габбро-диабазы отличаются почти полной потерей пироксенов. Среди темноцветных минералов главное значение имеет зеленая роговая обманка, замещающая клинопироксен. По ней в свою очередь развивается биотит. Породы данного комплекса принадлежат к породам, бедным титаном и имеющим несколько повышенное содержание SiO_2 в соскюриitized, амфиболизированных разностях, а также повышенные содержания калия (до 38% K_2O) в микроклинизированных и биотизированных габбро-диабазов.

Субвулканические интрузии диабазовых порфиров и габбро-диабазов широко распространены в виде даек среди пород тимского комплекса. Они сложены обычно измененным плагиоклазом (40–45%), встречающимся во вкрапленниках и в основной массе, а также клинопироксеном, практически почти нацело замещенным актинолитом, биотитом, хлоритом и минералами эпидотцоизитовой группы. При расщеплении и диафорезе породы испытывают амфиболизацию и эпидотизацию с образованием актинолитовых и других сланцев.

Слабо метаморфизованные габбро-диабазы характеризуются низким коэффициентом пористости (0,4%), большой плотностью (2,79–2,89 г/см³) и повышенными скоростями продольных волн — 6,1–6,46 км/сек при атмосферном давлении и 7,7 км/сек при 10 кбар.

Габбро-диабазовая формация (воротиловский комплекс). Этот комплекс включает трещинные интрузивные тела базальтоидного состава, встречающиеся в пределах Воротиловского выступа. Они характеризуются изометричными и кольцевыми формами и представлены габбро-диабазовыми, частично габбро, интенсивно катаклазированными и амфиболизированными.

Обычно они сложены клинопироксеном (15%), замещаемым роговой обманкой (20–25%) и плагиоклазом (до 50%). Аксессуары обычные — апатит, титанит, магнетит и титаномагнетит. По своему химизму породы отличаются низким содержанием кремнезема (SiO_2 45–48%) при обычных для них соотношениях остальных окислов.

Среди амфиболизированных габбро выделяются меланократовые, мезократовые и лейкократовые мелко- и среднезернистые разновидности. Габбро обычно состоит из той же минеральной ассоциации, что и предыдущие породы, — плагиоклаза и клинопироксена с пойкилитовыми вростками плагиоклаза. Клинопироксен обычно замещается роговой обманкой, часто составляющей до 70% пород. При проявлении калиевого метасоматоза в породах иногда развивается вторичный микроклин (до 10–15%).

С габбро-диабазами и микрогаббро часто ассоциируют амфиболиты, нередко мигматизированные.

Общей особенностью пород воротиловского комплекса является широкое развитие катаклазитов, брекчий и милонитов, наблюдаемых во многих скважинах.

В зонах брекчирования отмечается повышенное содержание меди, лантана и церия.

Абсолютный возраст пород воротиловского комплекса по валовым пробам дает 1600 млн. лет — явно омоложенный за счет наложенных более поздних процессов.

Физические свойства пород характеризуются большим коэффициентом пористости — до 9,6% и низкой плотностью — до $2,7 \text{ г/см}^3$, а в гнейсовых разностях — до $2,2 \text{ г/см}^3$. Скорости распространения продольных волн в габброидах достигают 5,2–5,7 км/сек при атмосферном давлении и до 6,08–6,13 км/сек при высоких давлениях. Резко пониженная скорость продольных волн характерна для гнейсовых катаклазированных разностей от 4,7 км/сек при атмосферном давлении до 5,18 км/сек при высоком давлении.

Габбро- и габбро-диабазы обладают исключительно высокой электропроводностью, особенно при низких температурах (до 300°). С повышением температуры электропроводность колеблется от $4,8 \cdot 10^{-8}$ до $8,0 \cdot 10^{-5} \text{ ом}^{-1} \cdot \text{см}^{-1}$. Низкая электропроводность, по-видимому, обусловлена процессами цеолитизации и катаклаза.

Комплекс метадацитов, метапорфиритов, метадиабазов (воронцовский комплекс). Породы комплекса представлены метадиабазами, метадиабазовыми порфиритами, плагиоклазовыми (апоспилитовыми) порфиритами, их туфами и кислыми вулканитами (метадацитами, метадацито-липаритами).

Они распространены в Западно- и Восточно-Воронежских зонах, откуда протягиваются в Волгоградское Поволжье. Метавулканиты воронцовского комплекса входят в качестве составного компонента в вулканогенно-осадочные и терригенно-осадочные отложения, образуя покровы мощностью до сотен метров, согласные залежи и силлы.

В зонах разломов метавулканиты метаморфизованы до ортоамфиболитов и амфиболовых сланцев или гнейсовидных пород.

Метадиабазы и метадиабазовые порфириты обладают апоофитовой структурой и состоят из альбитизированного, сосюритизированного плагиоклаза (50–60%) и клинопироксена (30–40%), почти нацело замещенного амфиболом и хлоритом. В диабазовых метапорфиритах вкрапленники образуют плагиоклаз и клинопироксен. Основная масса состоит

из лейст плагиоклаза, промежутки между которыми выполнены хлоритизированным вулканическим стеклом, титанитом и магнетитом. В породах часты миндалины, выполненные вторичными минералами.

Апоспилитовые порфириды развиты более локально по сравнению с аподиабазами и аподиабазовыми порфиридами. Они отличаются наличием вкрапленников альбита и метаспилитовой основной массы, состоящей из тонких лейст плагиоклаза-альбита, эпидота и хлорита. Первичный состав пород, видимо, был близок к гиалоспилитам. Метаморфизованные туфы основного состава чаще представлены литокластическими разностями и ассоциируют с тонкозернистыми туффитами.

Кислые эффузивы в составе воронцовского комплекса встречаются в виде даек и экструзий. Во вкрапленниках они содержат кислый плагиоклаз и кварц, основная масса состоит из альбит-олигоклаза, кварца и серицита. Аксессуары обычные — апатит, циркон и лейкоксенизированный титанит.

По химизму породы принадлежат к натровой серии с резким преобладанием натрия ($\text{Na}_2\text{O} - 5,9\%$) над калием ($\text{K}_2\text{O} - 1,1\%$) при общей повышенной щелочности, с повышенным содержанием глинозема и низким содержанием полевошпатовой извести. Они обладают несколько повышенным содержанием кремнезема (SiO_2 до $51,48\%$) и относятся к бедным титаном базальтоидам.

Метаморфизм пород отвечает зеленосланцевой ступени, а в локальных зонах разломов — стадии эпидот-амфиболовой с хлоритизацией и карбонатизацией.

Физические свойства метавулканитов характеризуются значительной плотностью до $2,77-2,83 \text{ г/см}^3$ и низкой эффективной пористостью — $0,37\%$. Более низкой плотностью и повышенной пористостью обладают туфы основного и среднего составов, в которых плотность $2,7 \text{ г/см}^3$, а пористость $0,8\%$. Скорость продольных волн в метадиабазовых порфиридах составляет от $6,42 \text{ км/сек}$ при одной атмосфере до $6,56 \text{ км/сек}$ при 2 кбар. В субвулканических интрузиях скорость продольных волн достигает $7,4 \text{ км/сек}$ при давлении в 2 кбар.

Метавулканиты тимского и воронцовского комплексов сопоставимы с метавулканитами базальтового, андезитового и дацитового составов тундровой серии восточной части Кольского полуострова, тунгусской и большеозерской свит западной Карелии (Шуркин и др., 1972, Богачев и др., 1968).

Многие исследователи считают, что раннепротерозойские кислые вулканиты Балтийского щита возникли в начальные стадии формирования (застывания) земной коры и представляют ее остатки.

Основные метавулканиты тимского комплекса также коррелируются с ортоамфиболитами и ортосланцами, ассоциирующими с вулканогенными осадочными отложениями криворожской серии.

Ф о р м а ц и я г р а н и т о и д о в. Раннепротерозойские гранитоиды представлены плагиогранитным и гранит-граносиенитным комплексами. Плагиограниты приурочены к областям развития вулканогенно-осадочных раннепротерозойской геосинклинали, тогда как граниты и граносиениты тяготеют к зонам сочленения архейских и раннепротерозойских

структур, к геоантиклинальным поднятиям и антиклинальным структурам более высоких порядков. Гранитоиды сопровождаются полями анатектических и метасоматических инъекционных гнейсов (мигматитов) и широким проявлением процессов фельдшпатизации.

Плагиигранитный комплекс. Плагиигранитный комплекс представлен плагиигранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами и тоналитами. Он наиболее изучен на Воронежском кристаллическом массиве, где выделяется под названием осколецкого комплекса в пределах Тим-Щигровской синклинойной зоны и Усманского на юго-востоке массива.

Осколецкий комплекс. Плагииграниты образуют сравнительно мало мощные тела, секущие метабазиты михайловского комплекса и сланцы нижнекурской свиты. Породы состоят из олигоклаза № 15–20 (до 45–55%), кварца (до 15–30%), биотита (до 10–15%). Иногда присутствует роговая обманка. Среди акцессорных минералов часто встречается ортит, иногда появляется гранат.

Выходы плагиигранитов сопровождаются широким развитием полей инъекционных гнейсов (мигматитов), вытянутых вдоль зон разломов. Среди мигматитов выделяются брекчиевидные мигматиты, полосчатые и тентовые разновидности. Для последних характерны гнейсовидные текстуры с равномерным распределением кварц-полевошпатового материала и гранобластовые структуры.

В пределах Белгородско-Михайловской синклинойной зоны к данному комплексу относятся так называемые яковлевские гранитоиды, развитые в зоне сочленения архейских и раннепротерозойских структур. Это преимущественно гнейсовидные биотит-плагииоклазовые слабо микроклинизированные мигматиты. В зоне тектонических нарушений кварц подвергается развальцеванию. Субстрат имеет гранобластовую и гранолепидобластовую структуры плагиигранитного состава – бластогранитовую, гранобластовую и бластокатаклатическую структуры. Они состоят из плагииоклаза (30–75%), кварца (15–35%), биотита (5–15%), мусковита (до 7%), иногда роговой обманки (до 10%), рудных минералов (до 15%). Среди акцессорных минералов наиболее часты циркон, апатит, ортит.

Среди биотит-плагииоклазовых мигматитов выделяются меланократовые разновидности, обогащенные биотитом и почти без следов микроклинизации, близкие по составу к гранодиоритам и кварцевым диоритам. В их состав входят плагииоклаз (до 25–35%), кварц (до 20–30%), биотит (до 25–30%). Для этой группы характерно повышенное содержание слюд, минералов эпидот-цоизитового ряда и акцессорных – сфена и ортита.

Усманский комплекс представлен плагиигранитами, плагииомгматитами, кварцевыми диоритами, приуроченными к областям развития вулканогенно-осадочного лосевского комплекса в юго-восточной части Воронежского массива.

Плагииграниты образуют массивы изометричные или удлиненные площадью до 250 км² и более мелкие тела. Состав их обычный – олигоклаз № 28–30 (до 50–65%), кварц (до 30%), биотит (до 2–5%), амфибол (до 1–2%), с наиболее частыми среди акцессорных минералов

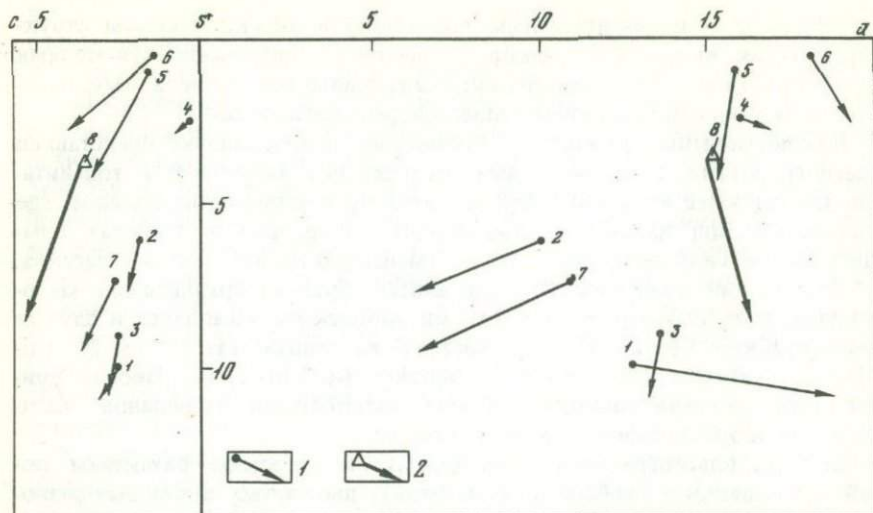


Рис. 8. Векторная диаграмма гранитоидов плагиогранитного комплекса раннего протерозоя

1 — породы осколецкого комплекса; 2 — средний тип плагиогранита по Дели

апатитом и сфеном. Сопровождающие их поля мигматитов отличаются заметным уменьшением степени насыщенности субстрата гранитным материалом по направлению от контактов массивов к периферии.

По химизму гранитоиды осколецкого комплекса несколько отличаются от среднего типа плагиогранита (трондьемита), по Р. Дели, меньшей ролью щелочей в составе полевых шпатов и кальция в составе плагиоклазов. Они больше приближаются к среднему составу диорита, отклоняясь от него лишь повышенным содержанием глинозема (рис. 8). Соотношение основных параметров показывает, что гранитоиды образовались из магмы, пересыщенной кремнеземом, с преобладанием натрия над калием и повышенным содержанием кальция.

Возраст осколецких гранитоидов условно определяется как раннепротерозойский на основании того, что они рвут породы михайловского комплекса и нижнекурской свиты. Верхняя граница остается открытой. Косвенным указанием на такой возраст является наличие обломков гранитоидов в среднепротерозойской грязинской толще. Абсолютные определения дают 2160–1840 млн. лет (по К-Аг методу в биотитах).

В физических полях гранитоиды отличаются пониженными значениями силы тяжести и локальными магнитными минимумами. Породы обладают низкой плотностью — 2,62–2,64 г/см³ для осколецких и 2,68 г/см³ для усманских гранитов. Мигматиты характеризуются более высокой плотностью — 2,70 г/см³. Н.С. Афанасьев (1970) отмечает, что мигматизированные породы лосевской толщи по составу, характеру реликтов и физическим свойствам очень близки к подобным образованиям михайловского комплекса и часто разделяются условно.

Скорость ультразвука пород равна 5,650 км/сек. Скорости продольных волн при давлениях от 0 до 10 кбар 5,7–6,7 км/сек. По сравнению с архейскими гранитоидами данные породы имеют меньшую электропроводность в высокотемпературной области и меньшие значения энергии активации (Пархоменко, Бондаренко, 1972). Аномальные содержания микроэлементов позволяют наметить геохимическую специализацию гранитоидов на ряд элементов. В тeneвых мигматитах, связанных с михайловским комплексом, устанавливается повышенное содержание меди, а в яковлевских гранитоидах — галлия и меди.

В пределах Московской синеклизы аналогами охарактеризованных пород являются порфиридные биотит-плагноклазовые граниты с возрастом 1720–1920 млн. лет (Веселовская, 1971). На Воротиловском выступе таковыми являются плагнограниты, развитые в виде тонких послонных инъекций или ветвистых магматитов в породах габбро-амфиболового комплекса с абсолютным возрастом 1600 млн. лет (по K-Ar), который явно занижен.

В пределах Кольско-Карельского региона аналогами рассмотренного комплекса являются раннепротерозойские плагнограниты, гранодиориты и кварцевые диориты Балтийского щита и калевальский гранитоидный комплекс Карелии с возрастом 2300 млн. лет. Эти гранитоиды характеризуются высокими величинами плотности 2,71–2,76 г/см³ и, как правило, немагнитны. Н.Б. Дортман отмечает, что раннеорогенные гранитоидные комплексы Карелии и Кольского полуострова слабомагнитны в связи с тем, что их образование якобы происходило в условиях кислородной недостаточности, препятствующей образованию магнетита.

На Украинском кристаллическом щите аналогами плагногранитного комплекса являются, по-видимому, звенигородские, саксаганские, кременчугские и другие плагнограниты, а также гранодиориты обиточенского комплекса Западного Приазовья, прорывающие породы конско-верховцевской серии и лозоватской свиты.

Сопоставление плагногранитных комплексов перечисленных регионов показало, что все они относятся к формации сининверсионных гранитоидов раннепротерозойского этапа. Для них характерны: преимущественная приуроченность к областям развития вулканогенных и вулканогенно-осадочных серий эвгеосинклинальных зон; натровый состав гранитоидов, образующих ряд гранодиориты — тоналиты — плагнограниты; становление в условиях инверсии геосинклинального режима и наступления орогенного этапа развития и конкордантное залегание.

Гранит-граносиенитовый комплекс представлен микроклиновыми и микроклин-плагноклазовыми гранитами, биотит-роговообманковыми граносиенитами, гранитами и гранодиоритами, аляскитовыми и лейкократовыми гранитами. Гранитоиды приурочены преимущественно к внутригеосинклинальным поднятиям, к областям сочленения архейских и протерозойских структур и к зонам глубинных разломов. Гранитоиды данного комплекса наиболее полно изучены в пределах юго-восточной части Воронежского массива и выделяются здесь под названием павловского комплекса (Египко, 1966). Они образуют массивы размером до 100–1200 км², изучены в естественных выходах и сква-

жинах, а также выделяются по геофизическим данным. Гранитоиды в основном тяготеют к зоне сочленения Павловско-Стрелецкого краевого поднятия и Богучаро-Елецкого блока. Формирование данного комплекса протекало в две фазы. В первую из них произошло образование биотит-роговообманковых граносиенитов, гранитов и гранодиоритов, во вторую — внедрялись аляскитовые граниты, лейкократовые граниты, аплитовидные мелкозернистые граниты и пегматиты.

Наибольшим распространением пользуются биотит-роговообманковые граносиениты и сиениты порфириковой структуры, состоящие из микроклина (до 45—60%), плагиоклаза (30—45%), кварца (до 5—10%), роговой обманки (3—7%), биотита (до 5%). В одном случае в граносиенитах встречен пироксен. Среди аксессуаров обычны апатит, циркон, ортит, магнетит, сфен.

В северо-западной части Воронежского массива граносиениты представляют собой крупнозернистые порфириковидные породы с пятнистым, кучным скоплением темноцветных. К северу от массива они чаще отвечают составу кварцевых сиенитов, и сиенито-диоритов, состоящих из калиевого полевого шпата, кварца и роговой обманки. Иногда они альбитизированы.

Роговообманково-биотитовые и биотитовые граниты тяготеют к эндоконтам массивов. Породы разгнейсованы и фельдшпатизированы с развитием в них порфиробластов розового микроклина, иногда имеющих кайму из кислого олигоклаза. В переменном количестве наблюдаются кварц и биотит.

Лейкократовые граниты образуют линзовидные пластообразные или неправильные тела с многочисленными апофизами. Они залегают согласно с линейной ориентировкой вмещающих пород и редко обнаруживают секущие контакты. Крупные тела содержат реликты крупнозернистых порфиробластовых граносиенитов, гнейсов, амфиболитов. Лейкократовые граниты характеризуются низким содержанием темноцветных минералов по сравнению с вмещающими их гранитоидами с большим содержанием аксессуарных минералов.

Аплитовидные граниты и аплиты образуют дайки мощностью от 0,03 до 2,5 м. Некоторые прожилки вдоль контактов имеют пегматоидные оторочки кварц-микроклинового состава. Аксессуарные минералы представлены апатитом, цирконом, гранатом, ильменитом и молибденитом. В единичных пробах установлены флюорит, галенит, ксенотим. В пределах Московской синеклизы наиболее распространены микроклиновые и микроклин-плагиоклазовые граниты. Микроклиновые граниты образуют послойные тела среди гнейсов и амфиболитов, а в породах курского метаморфического комплекса они прорывают железистые кварциты.

Граниты представляют собой лейкократовые породы с такситовой, полосчатой текстурой, обусловленной ориентированным распределением биотита, микроклина или кварца. Породы состоят из микроклина, плагиоклаза, кварца и биотита с варьирующим содержанием. Жилы микроклиновых гранитов в железистых кварцитах часто обнаруживают признаки зональности и в зальбандах сложены кварц-альбитовыми оторочками.

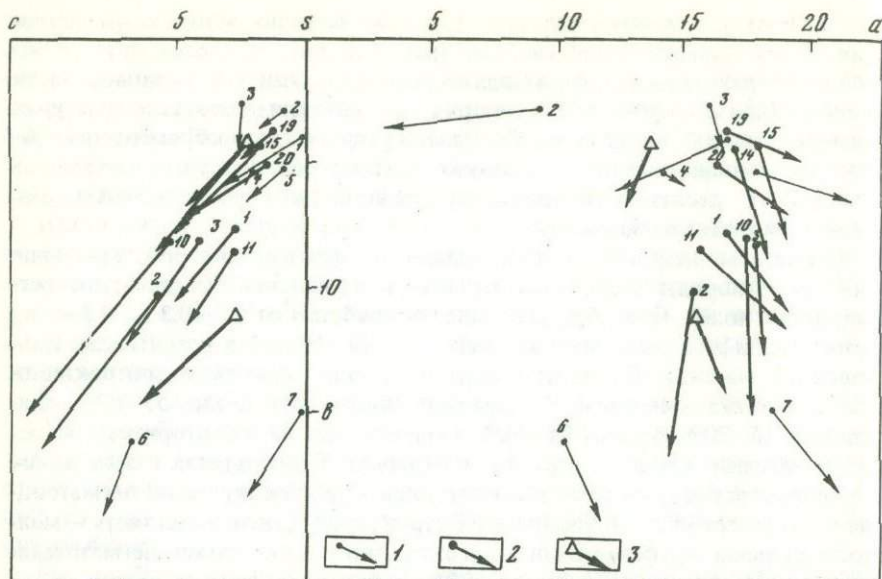
С развитием микроклиновых гранитов связано образование широких полей инъекционных гнейсов (мигматитов). Наиболее интенсивно процессы гранитизации и фельдшпатизации проявились в сводовой части Курско-Карочанского антиклинория и антиклинальных структурах Тим-Щигровской синклинойной зоны. Граниты здесь образуют послойные тела мощностью от нескольких сантиметров и первых метров до нескольких десятков метров, переходящие в грубополосчатые, послойные и теневые мигматиты.

Пегматиты широко распространены в экзоконтактной зоне, где они секут породы амфиболит-гнейсового комплекса (Сергеевское пегматитовое поле). Они образуют жилы мощностью от 0,2–0,3 до 1,5–2 м, реже — шлифы в виде маломощных линз (1–10 см) в гранитоидах Павловского массива. Пегматиты чаще по составу олигоклаз-микроклиновые и нечетко зональные. Содержание микроклина в них 55–60%, олигоклаза 15–20%, кварца 25–30% и биотита до 5%. Из вторичных минералов обычны альбит, мусковит и карбонат. В пегматитах с зональным строением периферические зоны сложены крупнозернистыми пегматоидными разностями с субграфической структурой, центральная часть — мелкоблоковыми графическими олигоклаз-микроклиновыми пегматитами с пластинами биотита размерами до 25–50 см.

Изучение химизма пород указывает на их образование за счет магмы, пересыщенной кремнеземом и богатой или умеренно богатой щелочами. Породы отличаются от среднего состава гранита, по Р. Дели, пересыщенностью глиноземом, повышенным содержанием извести, преобладанием натрия над калием и высоким содержанием магния и железа. Химизм гранитов существенно варьирует (рис. 9), что свидетельствует о принадлежности пород к разным стадиям гранитизации субстрата варьирующего состава. Для однородных микроклиновых гранитов типичны высокие содержания щелочей и преобладание калия над натрием. В процессе гранитизации обоянского комплекса наблюдается уменьшение, а при гранитизации пород михайловского комплекса — резкое возрастание общей железистости гранитоидов. Аплитовидные калиевые граниты отличаются от среднего состава гранитового аплита, по Р. Дели, большим содержанием калия и магния, а мусковитизированные и хлоритизированные разновидности — пересыщенностью алюминием. Лейкократовые граниты отличаются от аплитовидных более высоким содержанием кальция и щелочей.

Возраст гранитоидов (по циркону свинцово-ториевым методом) равен 1850–2200 млн. лет. Верхний возрастной предел пород устанавливается по наличию обломков микроклин-пертита в среднепротерозойских вулканомиктовых песчаниках грязинской толщи.

В геофизических полях микроклиновые граниты характеризуются отчетливыми гравитационными минимумами небольших размеров с резкими градиентами, которым обычно соответствует спокойное отрицательное или слабоповышенное магнитное поле. Мигматиты и граниты, развитые по обоянским гнейсам, также обладают пониженной плотностью и практически немагнитны, что свидетельствует об изохимической близости исходных пород мигматитов и гранитов. Мигматиты, содержащие



Р и с. 9. Векторная диаграмма гранитоидов гранит-граносиенитового комплекса раннего протерозоя

1 — микроклиновые граниты; 2 — гранитоиды павловского комплекса; 3 — средний тип пород по Дели

значительное количество реликтов основных пород, сопровождаются беспокойными, несколько повышенными магнитными полями. Гранитизированные породы михайловского комплекса обладают высоким гравитационным полем и повышенной намагниченностью пород. Высокое магнитное поле над гранитизированными образованиями михайловского комплекса связано со значительным содержанием в них ферромагнитных минералов. Гранитоиды павловского комплекса также характеризуются повышенным магнитным полем. По данным Н.С. Афанасьева (1970), павловские гранитоиды обладают сильно изменчивой плотностью ($2,66-2,90 \text{ г/см}^3$), переменной, но в целом высокой магнитной восприимчивостью (до $5000 \cdot 10^{-6}$ CGS и более) и скоростью распространения ультразвука до $5000-6000 \text{ м/сек}$. Последняя увеличивается в равномернозернистых меланократовых разновидностях и у рассланцованных пород. Максимальная магнитная восприимчивость павловских гранитоидов обусловлена повышенным (до 2–5%) содержанием магнетита. Магнитная восприимчивость обнаруживает связь с коэффициентом n , по А.Н. Заварицкому, и коэффициентом окисления. Максимальные значения магнитной восприимчивости отвечают определенным пределам значений отмеченных признаков, где $n = 40-65\%$, $K_0 = 0,2-0,8$. В диапазоне приведенных величин указанных коэффициентов осуществляются оптимальные окислительно-восстановительные условия для выделения магнетита. Такие высокие концентрации

железа могли быть накоплены только при преобразовании высокожелезистых пород типа базальтоидов.

Физические параметры микроклиновых гранитов характеризуются минимальными значениями в ряду докембрийских гранитоидов: плотность 2,61–2,62 г/см³, магнитная восприимчивость от 0 до 450·10⁻⁶ CGS, скорость ультразвука 4,85–5,2 км/сек (Афанасьев, 1973).

Характеристика скоростей продольных волн при высоких давлениях и электропроводности этих гранитов приводится в соответствующем разделе.

В породах гранит-граносиенитового комплекса установлены повышенные содержания ряда микроэлементов, таких как серебро, кобальт, никель, медь, молибден, цинк и другие. С гранитоидами павловского комплекса связывается ортитовая минерализация, а пегматиты нередко несут редкоземельную минерализацию.

В пределах соседних регионов возрастными аналогами гранит-граносиенитового комплекса являются плагиоклаз-микроклиновые граниты Кольско-Карельского региона, Карелии, Белорусского массива, Прибалтики, Токмовского и Татарского сводов, Азовского выступа, Украинского кристаллического массива.

Синорогенные гранитоиды Кольско-Карельского региона представлены микроклиновыми и плагиоклаз-микроклиновыми гранитами (анатектит-гранитами, по Батиевой, 1968). Они вскрыты в областях наибольшего эрозионного среза или образуют небольшие участки и зоны среди полей инъекционных гнейсов (мигматитов-гранитов, по И.Д. Батиевой). В областях наименьшего эрозионного среза, в сводовых частях антиклиналей, вдоль тектонически ослабленных зон разломов и катаклаза, гранитизация и фельдшпатизация приводят к образованию мигматитовых полей, порфиروкластических гранитов и гранодиоритов, сиенитов, развитых по архейским плагиогранитам и гранодиоритам и гнейсам беломорской и кольской серий. Подобные массивы в центральной и восточной частях Мурманского блока и Центрально-Кольского антиклинория имеют форму пятен или удлиненных полос с неясными и нечеткими границами.

Граниты по минеральному составу приближаются к типу нормальных биотитовых лейкократовых гранитоидов с неизменным развитием в них широких процессов микроклинизации.

В пределах Украинского кристаллического массива сининверсионные гранитоиды включают многочисленную группу плагиомикроклиновых пород, выделяемых здесь под названием кировоградско-житомирского комплекса (Усенко и др., 1972) и токмовского комплекса микроклиновых гранитов и сиенитов (Николаевский, 1967). В этот комплекс объединяются токмовские, верблюжанские, боковянские, новоукраинские граниты.

Сопоставление гранит-граносиенитового комплекса Воронежского массива с плагиоклаз-микроклиновыми гранитоидными комплексами Балтийского и Украинского щитов показывает, что все они составляют одну группу сининверсионных гранитоидов. Прямая связь с инверсией геосинклинального режима обнаруживается в том, что гранитоидные

плутоны всегда сосредоточены в складчатых зонах, а внутри них приурочены к ядрам геоантиклинальных поднятий. С этим структурным контролем связывается обычно вытянутая форма гранитоидных батолитов, грубая параллельность их простиранию складчатых структур. Такое тектоническое положение плутонов, их крупные размеры и другие особенности указывают на их становление путем магматического замещения (батолитовая формация, по Кузнецову, 1964) с активным участием трансмагматических растворов глубинного происхождения. Гранитоидные плутоны сопровождаются полями инъекционных гнейсов (мигматитов) частью чисто инъекционного происхождения (внедрение гранитного материала по зонам рассланцевания), а частью носящих метасоматический характер (процессы фельдшпатизации).

В центральных частях геоантиклинальных поднятий, вдоль тектонически ослабленных зон разломов инъекционные гнейсы могут носить самостоятельный характер, обусловленный интенсивной гранитизацией и проникновением метасоматических растворов в зонах наибольшей проницаемости. Мигматизации подвергаются не только раннепротерозойские инициальные эффузивные комплексы, но и области развития архейских пород. Наличие в последних интрузий и жил плагиоклазовых и микроклиновых гранитов и широкое проявление инъекционных процессов приводят некоторых авторов к ошибочному заключению о существовании в архее типичного орогенеза и мощного гранитообразования. Однако лишь с раннего протерозоя, в связи с первым в истории Земли развитием мощного геосинклинального процесса, гранитообразование происходит за счет переработки материала сиалической коры под интенсивным воздействием сквозьмагматических глубинных растворов и характеризуется интенсивным интрузивным магматизмом, анатексисом и другими явлениями, присущими интенсивному проявлению процессов гранитизации.

Комплекс сиенитов (гостищевский) выделен и изучен в пределах Белгород-Михайловской синклинойной зоны КМА (Полищук, 1964). Сиениты слагают массив линзовидной формы площадью 60 км² в пределах Белгородско-Михайловской синклинойной зоны. Он характеризуется зональным строением: сиениты центральной части имеют однородный состав, породы периферической зоны несут признаки гибридности — они обогащены темноцветными и содержат ксенолиты непереработанных микроклинизированных сланцев. В состав пород входят микроклин, роговая обманка, пироксен, биотит и кварц. Из аксессуарных характерны циркон, апатит, сфен и рудный.

Химизм пород характеризуется пересыщенностью щелочами с недостатком или некоторым содержанием свободного кремнезема.

Физические свойства сиенитов отличаются повышенными значениями плотности (2,65–2,83 г/см³) и высокими значениями магнитной восприимчивости (до $4000 \cdot 10^{-6}$ CGS). Скорость ультразвука равна 5,980 км/сек.

Абсолютный возраст сиенитов, определенный К-Аг методом по роговой обманке, равен 1830–2000 млн. лет. Сиениты прорывают гнейсы оскольской серии, в связи с чем условно отнесены к среднепротерозой-

ским образованиям, однако не исключается их принадлежность к гранит-граносиенитовому комплексу. В сиенитах установлена сфеновая и апатитовая минерализация и геохимическая специализация на барий и галлий.

Сиениты гостищевского комплекса обнаруживают большое сходство с сиенитами Кольско-Карельского региона, Гусихи, Граховки и Азовского выступа, которые также образуют трещинные и межформационные массивы, приуроченные к крупным тектоническим швам и оперяющим их разломам.

Формирование сиенитовых комплексов происходило на поздних стадиях раннепротерозойского магматизма, когда доминирующим типом тектонических движений являлись блоковые движения по радиальным разрывам. При этом в породах нижнего структурного яруса они образуют преимущественно трещинные, а на границе с породами верхнего структурного яруса — межформационные пластообразные тела. Высокие параметры плотности и магнитной восприимчивости этих пород Н.Б. Дортман связывает с формированием их на небольших глубинах при высоком кислородном потенциале.

Выводы. 1. Восточная часть Восточно-Европейской платформы в раннем протерозое характеризовалась развитием геосинклинальных условий. В приразломных линейно-вытянутых эвгеосинклинальных зонах погружений проявился активный базальтоидный эффузивный и интрузивный магматизм. Обилие интрузивных и субвулканических интрузий указывает на высокую проницаемость земной коры в раннем протерозое для магматических расплавов.

2. Однородный состав метавулканитов, линейная вытянутость полос, сложенных ими, свидетельствуют о трещинном типе первичных излияний. Большая глубина заложения разломов подчеркивается и приуроченностью к ним внедрений гипербазитов. Лишь в конце михайловского времени проявилась слабая эксплозивная деятельность в виде накопления пепловых туфов и появления кислых вулканитов.

3. В курское время, в связи с проявлением инициального магматизма накапливаются вулканогенно-осадочные отложения джеспилитовой формации, образование которой происходило в узких подвижных зонах эвгеосинклинали и сопровождалось выносом по разломам железа и кремнезема.

4. Проявление раннепротерозойского начального магматизма с образованием соответствующей офиолитовой ассоциации происходило также к северу от Воронежского массива — в бортах Московской синеклизы, Воротиловском выступе и в других местах. Однако здесь этот процесс не сопровождался формированием джеспилитовой формации.

5. С наступлением орогенного этапа связано значительно интенсивное проявление гранитизации. В начальные стадии эти процессы обусловили формирование плагиигранитного комплекса, а несколько позднее (в некоторых случаях, возможно, и одновременно) — образование гранит-граносиенитового комплекса. Внедрение этих гранитоидов сопровождается развитием широких полей инъекционных гнейсов, пег-

матитов и фельдшпатизацией. С проявлением процессов гранитизации связан прогрессивный метаморфизм раннепротерозойских толщ, достигающий амфиболитовой ступени. Почти повсеместно он сопровождается наложенным пневматолито-гидротермальным метаморфизмом с перекристаллизацией гнейсов в крупнолистоватые мусковитизированные сланцы.

СРЕДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ

После исключительно активного проявления тектонической активности и интенсивной магматической деятельности в раннем протерозое вполне логичным явилось наступление определенного затишья в среднем протерозое, выразившегося в развитии, близком к субплатформенному режиму. Тектоническая активность резко падает. Лишь в конце этапа отмечается оживление подвижек по некоторым, ранее возникшим глубинным разломам с заложением авлакогенов типа Московского, Подмоскownого, Вычегодского-Солигаличского и других и проявлением сугубо платформенного незначительного магматизма. Сюда прежде всего относятся локальные центрально-трещинные излияния андезитобазальтов, образование кольцевых интрузий габбро-норитовой формации и внедрение небольших тел габбро-долеритового состава. Условно с данным этапом связываются дифференцированные интрузии габбро-норит-гипербазитового состава.

Габбро-норит-гипербазитовая формация (мамоновский комплекс) развита в Восточно-Воронежской зоне, где тяготеет к глубинным разломам значительной протяженности. Она образует линейно-вытянутые тела, размеры которых достигают 4–5 км².

Формирование массивов мамоновского комплекса происходило в несколько фаз. К первой фазе относится внедрение гипербазитов-дунитов, перидотитов, оливиновых пироксенитов. Во вторую фазу происходит образование плагиоклазовых перидотитов, плагиоклазовых куммингтонитовых оливиновых пироксенитов, габбро-пироксенитов и оливиновых габбро. С третьей фазой связано внедрение габбро-норитов и габбро. Наконец, завершающую фазу представляют небольшие тела диоритов, кварцевых диоритов и адамеллитов (Чернышев, Бочаров, 1972). Интрузии мамоновского комплекса принадлежат к стратифицированным и дифференцированным интрузиям субплатформенной стадии стабилизации платформы. Перидотиты состоят из оливина (30–70%), гиперстена, бронзита (10–30%), диоксида, магнетита и хромита. Перидотиты имеют постепенные переходы в пироксениты, сложенные главным образом диоксидом, диаллагом (до 10%), в оливиновых пироксенитах — оливином (до 20%) и диаллагом (60%) с обычной примесью магнетита, ильменита и хромита. Дуниты состоят в основном из оливина, замещающегося лизардитом и хризотилом. С этой группой пород тесно связаны серпентиниты, состоящие на 80–95% из псевдоморфоз антигорита, хризотила и лизардита по оливину и бастита по ортопироксенам, а также рудных минералов.

По химизму гипербазиты характеризуются повышенной магнезиальностью, пониженным содержанием кремнекислоты и суммой щелочей при минимальной концентрации натрия.

Гипербазиты сопровождаются сульфидным медно-никелевым оруденением.

Габбро и габбро-нориты образуют мелкие тела. Габбро состоит из лабрадора (50–65%) и диопсида (15–45%). Габбро-нориты отличаются повышенным содержанием гиперстена (до 30%), а оливковые габбро-нориты — оливина. Примесь в них одинакова — апатит, титанит, циркон, магнетит, ильменит. Одинаковы вторичные минералы — различные роговые обманки тремолит, актинолит.

По петрохимическим особенностям — низкому отношению молекулярных количеств магния и железа, повышенной концентрации никеля в сульфидах, повышенному содержанию щелочей, титана, хрома — родоначальный магматический расплав этого комплекса при общем базальтоидном характере обнаруживает черты более глубокой перидотитовой мантийной магмы.

Физические свойства пород габбро-норит-гипербазитовой формации характеризуются большими плотностями (3,13–3,20 г/см³) и высокими скоростями продольных волн от 7,22 км/сек при атмосферном давлении до 7,54 км/сек при давлении 4 кбар. Наиболее высокие плотности и скорости характерны для меланократовых и амфиболизированных габбро. Большие плотности (2,7–2,8 г/см³) и высокие скорости продольных волн от 6,2–7,05 км/сек при атмосферном давлении до 6,4–7,28 км/сек при 4 кбар характерны для перидотитов и амфиболизированных пироксенитов. Наиболее низкие скорости получены для хризотилowych серпентинитов 5,55 км/сек при одной атмосфере и до 5,76 км/сек при давлении 4 кбар.

Электропроводность в слабо измененных габбро низкая. Повышенной электропроводностью обладают габбро-нориты и габброиды, в которых много магнетита.

Более или менее близкими аналогами охарактеризованной формации на Балтийском щите являются среднепротерозойские габбро-диабазы, габбро и гипербазиты Центрально-Кейвского прогиба, а в Карелии — породы диабаз-габбро-гипербазитовой формации, залегающие в грабен-синклиналях и мульдах среди пород сариольской, ятульской серий и свит Ветренного пояса.

Габбро-гранитный комплекс. Комплекс представлен роговообманково-биотитовыми адамеллитами и плагιοгранитами, слагающими центральные части кольцевых габброидных массивов в пределах Восточно-Воронежской синклинорной зоны, и относится к формации габбро-гранитных кольцевых интрузий, по Ю.А. Кузнецову (1964). Состав пород обычный и хорошо освещен в работах Д.И. Египко (1966). Как подчеркивает Е.В. Свешникова и др. (1973), в образовании габбро-гранитных комплексов принимают участие продукты глубинных очагов основного состава и коровых гранитоидных очагов. Наличие глубинных разломов обуславливает связь между глубинными источниками магмы и коровыми очагами гранитоидных магм.

Физические свойства адамеллитов и плагиогранитов характеризуются повышенной плотностью ($2,68 \text{ г/см}^3$), низкой магнитной восприимчивостью и скоростью распространения ультразвука, равной $5,66 \text{ км/сек}$.

Габбро-долеритовая формация (смородинский комплекс) выделена в северо-западной части Тим-Щигровской зоны, где составляющие ее породы приурочены к зонам глубинных разломов окраинных частей Воронежского кристаллического массива. Морфология тел характеризуется овальной и вытянутой формами с размерами от 30 до 160 км^2 .

В составе формации выделяются габбро-долериты, габбро-нориты, оливиновые габбро-долериты, оливиновые габбро-диабазы и трахитоидные габбро-долериты, приближающиеся к формациям базальтоидных дифференцированных интрузий раннеплатформенной стадии магматизма.

Габбро и габбро-долериты сложены лабрадором до битовнита ($\text{№ } 55-80 - 45-70\%$), авгитом, пижонитом ($30-50\%$) и иногда оливином ($8-10\%$). В габбро-норитах присутствует гиперстен (20%), замещаемый баститом или амфиболом. Акцессории обычные — ильменит, титаномагнетит, апатит, циркон, с обычным набором вторичных минералов.

По химизму породы отличаются повышенным содержанием магния, кальция при пониженном содержании натрия, высокими значениями относительной железистости ($f = 56-81$). Трахитоидные габбро-долериты устанавливаются по повышенной общей щелочности (содержание K_2O до 2%), по низким значениям Fe и Mg и высоким содержаниями TiO_2 .

Породы характеризуются высокой плотностью ($2,8-3,03 \text{ г/см}^3$) и низким коэффициентом пористости ($K = 0,57\%$). Отличительной особенностью их является большая скорость распространения продольных волн $6,2-7,0 \text{ км/сек}$ при одной атмосфере, до $7,58 \text{ км/сек}$ при 15 кбар , что сближает их с основными породами мамоновского комплекса.

Выводы. 1. Магматизм среднего протерозоя охватывает этап стабилизации и перехода подвижных геосинклинальных областей карелид в субплатформу. Магматические проявления тесно связаны с активизацией глубинных разломов преимущественно северо-западного направления и заложением новых разломов по новому структурному плану.

2. Магматическая деятельность среднего протерозоя претерпевает определенную эволюцию: вначале проявился дифференцированный базальтовый вулканизм, затем степень дифференциации достигает максимальных пределов с проявлением расслоенных интрузивов, в формировании которых принимают участие ультраосновные дифференциаты. Далее характер процесса достаточно резко меняется и в результате с появлением интрузий центрального и кольцевого типа, в которых рядом с внедрением мантийных магм основного состава некоторую роль играет переработка сиалического материала коры с появлением формаций габбро-гранитоидных кольцевых интрузий. И, наконец, завершается процесс внедрением очень ограниченных порций основных глубинных магм, но несколько ощелоченных за счет влияния материала коры.

3. В металлогеническом отношении представляют интерес породы мамоновского комплекса, к которым приурочено сульфидное медно-никелевое оруденение.

ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ (РИФЕЙСКИЙ) МАГМАТИЗМ

Поздний протерозой (рифей) характеризуется дальнейшей консолидацией платформенного режима, начавшегося в среднем протерозое.

В этом этапе окончательно оформились авлакогены, заложенные в среднем протерозое, с проявлением вдоль ограничивающих их разломов базальтоидного вулканизма. Его особенностью являются вариации состава — от кварцевых порфиров-трахитов до диабазов. Начиная со среднего рифея в авлакогенах и синеклизоподобных прогибах развивается трапповый вулканизм. Трапповая формация представлена эффузивными, эксплозивными и интрузивными фациями слабо дифференцированной базальтоидной магмы. При этом для рифея характерно внедрение интрузивов, тогда как в вендское время преобладают эффузивные и эксплозивные фации. Первые из них сложены оливиновыми диабазами, кварцевыми долеритами и диабазовыми порфиритами, слагающими sill и субвулканические дайки. Абсолютный возраст их 1345—1353 млн. лет.

Наиболее полно продукты вендского вулканизма в виде базальтовых миндалекаменных лав и туфов представлены в Вольно-Оршанском авлакогене за пределами рассматриваемой зоны профиля (Купянск — Воркута). Мощность их здесь достигает 0,3—0,4 км. Однако эксплозивные образования в виде витрокластических туфов базальтового состава известны в пределах Рязано-Саратовского, Подмосковного, Вычегдско-Солигаличского авлакогенов и Московском синеклизоподобном прогибе среди терригенных отложений венда.

На территории Тимана в начале позднего протерозоя (эпоха 1600—1400 млн. лет) происходит активизация глубинных разломов и формирование обширной рифейской геосинклинали.

Магматическая деятельность в западной части проявилась слабее, а в восточной — более активно. Наиболее ранней является интрузивно-вулканогенная формация юрматинского времени (возраст по глауконитам 1260 млн. лет). Сюда входят метабазиты, спилиты (?) и габбро-диабазы черноречинского комплекса, соответствующего ранней стадии геосинклинали развития. Продукты вулканической деятельности в виде туфобрекчий и пепловых туфов локально отмечаются среди барминской свиты на Северном Тимане. К этой же формации, вероятно, относятся метабазиты, метаморфизованные до амфиболитов (Ивенсен, 1964).

Более поздними являются габбро и габбро-диабазы барминского комплекса и гранитоиды тиманского комплекса.

Габбро и габбро-диабазы барминского комплекса залегают в виде пластообразных силлов, штоков и даек, секущих метаморфические сланцы Северного Тимана и полуострова Канина. В зонах рассланцевания дайки составляют до 30—40% вмещающих пород (Ивенсен, 1964). Их аналогами на западном склоне Среднего Урала являются габбро-диабазы бакало-саткинского комплекса с возрастом в 1100 млн. лет (М.А. Гаррис).

Гранитоиды тиманского комплекса принадлежат к сининверсионным интрузивным образованиям позднего рифея и распространены в вос-

точной зоне, где прослеживаются в виде отдельных массивов, реже штоков от Канина к Северному Тиману; на Южном Тимане они вскрыты скважинами на глубине 421–1952 м (Ивенсен, 1964).

Формирование гранитоидов произошло в две фазы. Главная фаза представлена розовато-серыми крупнозернистыми гранитами (массивы Большой Камешек, Сопки Каменные, скважины Верхней Чути, Нижней Оморы) с полосчато-эвтакситовой и гломеробластической текстурой при фрагментарно неравномерном распределении темноцветных минералов. Лейкократовые участки — преимущественно калишпатовые, с таблитчатозернистой порфиroidной, иногда гранофиroidной структурой. Их состав (в %): плагиоклаз (25–40), калиевый полевой шпат (30–35), кварц (20–30). Акцессорные минералы представлены обычно титанитом, цирконом, реже апатитом, магнетитом.

Граниты второй фазы представлены мелкозернистыми лейкократовыми породами, как калишпатовыми, так и существенно плагиоклазовыми, аплитовидными и крупнозернистыми пегматитовыми гранитами.

Мелкозернистые лейкократовые граниты с гипидноморфизернистой или аплитовидной структурой состоят (в %) из: кварца (27–38), плагиоклаза (1–43), калишпата (11–65) и биотита или мусковита (3–7).

Пегматиты образуют послойные инъекции, пластообразные или секущие жилы. По составу выделяются микроклин-плагиоклазовая, кварц-микроклиновая разновидности, обогащенные мусковитом и апатитом. В них фиксируется галлий. Химизм гранитов характеризуется резкой пересыщенностью глиноземом, пониженным содержанием щелочей и высоким содержанием алюмосиликатов. Это приближает их к среднему липариту. С процессами гидротермального метаморфизма гранитоидов связана слабая сульфидная минерализация, а также проявления молибдена, флюорита, реже касситерита.

Имеющиеся данные по абсолютному возрасту (К-Аг метод) все занижены. Для гранитов они колеблются в пределах 480–625 млн. лет, для пегматитов — в пределах 525–625 млн. лет.

С еще более поздним временем связано внедрение посторогенных сиенитов румяничного комплекса и лампрофиров, пикритов и шонкинитов четласского комплекса. Сиениты известны на Канине, Северном и Среднем Тимане. Среди сиенитов выделяются интрузивные разности обычного состава и метасоматические тела, представленные бостонитами, альбититами и др. С сиенитами связано рудопроявление рассеянных элементов. Абсолютный возраст сиенитов и щелочных пород румяничного комплекса определяется в диапазоне 640–600 млн. лет.

Наиболее поздние магматические образования составляют Четласский комплекс, представленный пикритами, лампрофирами и шонкинитами, отчетливо секущими гранитоиды Тиманского комплекса. Их внедрение осуществлялось после завершения складчатости и в постконсолидационную стадию. Лампрофиры характеризуются резко выраженным калиевым составом; стандартному составу отвечают и остальные представители. Абсолютный возраст их 640–475 млн. лет.

В в о д ы. 1. Рифейский магматизм на большей части Восточно-Европейской платформы осуществлялся в платформенных условиях.

В раннем рифее проявился базальтоидный вулканизм контрастной серии с формированием липарит-трахит-диабазовой формации. Для среднего рифея характерно проявление траппового интрузивного и эффузивного вулканизма. Проявления магматизма приурочены к разломам, осложняющим борта и прибортовые части авлакогенов.

2. Геосинклинальный магматизм в рифее локализовался в Тимано-Уральской геосинклинальной области. На ранних стадиях развития геосинклинали магматизм проявился в виде спилитов, диабазов и комагматичных им габбро и габбро-диабазов. Орогенный этап ознаменовался внедрением сининверсионных гранитоидов. Секущие их сиениты могут быть связаны с более поздними стадиями проявления орогенного этапа, отвечать времени формирования второй молассы, либо могут являться посторогенными образованиями. С посторогенными стадиями связаны пикриты, лампрофиры и шонкиниты четласского комплекса.

3. В отношении физических свойств некоторое исключение составляют Тимано-Уральские гипербазиты, характеризующиеся большой плотностью ($2,99 \text{ г/см}^3$) и более высокими скоростями продольных волн ($7,03 \text{ км/сек}$) по сравнению с такими же породами более поздних этапов.

4. Наиболее интересными в отношении потенциальной рудоносности являются сининверсионные гранитоиды, с которыми связаны проявления молибденита, касситерита и других металлов.

ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

1. В основу расчленения магматизма докембрия положено выделение естественных этапов геологического развития соответствующих регионов в раннем и позднем докембрии. Цикличность магматизма подчеркивается повторяемостью во времени однотипных формаций — базальтоидов, гипербазитов и гранитоидов. Устанавливается тесная связь основных этапов проявлений магматизма с определенными тектоническими событиями (заложенными вдоль глубинных разломов геосинклинальных трогов, орогенными этапами, этапами платформенного развития и т.п.).

2. В истории докембрийского развития земной коры изученных регионов выделяются следующие этапы: архейский, раннепротерозойский, среднепротерозойский и позднепротерозойский, рифейский. Связанные с ними магматические проявления имеют различную продолжительность во времени, различную активность и свои специфические особенности в отношении химизма, геофизических черт, термодинамической обстановки становления и др. Намечающиеся этапы полностью отвечают мегациклам глобального значения с интервалами 3500—2600, 2500—1900, 1850—1600; 1550—600 млн. лет.

Магматическая активность отмечается начиная с архея, но наибольшей интенсивности она достигла в раннем протерозое, в связи с развитием эвгеосинклинального процесса. Характерной особенностью архейского гранитообразования является проявление его в виде латераль-сегрегационных образований палингенового типа с одновременным развитием соскладчатых ультраметагенных чарнокит-мигматитовых формаций (Ук-

раинский, Балтийский щиты). В петрохимическом отношении гранитоиды архея близки к среднему составу докембрийских гранитов, по Р. Дели.

Весьма характерной чертой архейского цикла является очень слабое проявление, иногда почти полное отсутствие, магматизма поздних стадий, что объясняется слабой стабилизацией структур и тонкой земной корой. Архейский цикл на территории Восточно-Европейской платформы, как и на других древних щитах мира, является незавершенным.

3. Начало протерозоя знаменуется заложением вдоль разломов геосинклинальных трогов с активным проявлением всех форм магматизма, связанных как с собственно геосинклинальными, так и орогенными этапами развития.

4. Среднепротерозойский субплатформенный этап отличается резким снижением магматической активности с незначительным проявлением лишь дифференцированного вулканизма и интрузий, габбро-норит-гипербазитовой и габбро-гранитной формаций.

5. Верхний протерозой знаменовался окончательной консолидацией платформенных условий с проявлением базальтоидного вулканизма контрастной палеолипарит-трахит-диабазовой формации.

С наступлением палеозоя (венд) в авлакогенах проявился трапповый вулканизм, продукты которого представлены лавами и туфами диабазов.

6. Исключением является Тимано-Уральская область, где с рифеем-вендом было связано развитие геосинклинали с рудиментарным развитием спилитов и диабазов, затем габбро и габбро-диабазов. В связи с наступлением орогенного этапа проявились граниты и сиениты, но также в крайне скромных масштабах.

7. Намечаемые этапы проявлений магматизма подчеркиваются повторяемостью однохарактерных проявлений магматизма, хотя масштабность этих проявлений и их продолжительность во времени сильно варьируют.

8. Источником магматизма для базальтоидов и гипербазитов является верхняя мантия; интрузии основного и ультраосновного состава являются "сквозькоровыми", становление гранитоидов связывается с трансмагматическими глубинными растворами и переработкой сиалического материала коры.

9. Направленность в последовательном становлении определенных магматических формаций соответствует и последовательности образования руд; с вулканогенным комплексом раннего протерозоя связаны железо и медь, с гипербазитами — хром. Сининверсионные гранитоиды данного этапа практически безрудны, как и везде. Однако если повсеместно с ними связаны слюдоносные пегматиты, то в пределах изученного района они не развиты.

Металлоносность среднего протерозоя характеризуется сульфидными медно-никелевыми месторождениями и рудопроявлениями, приуроченными к дифференцированному габбро-норит-гипербазитовому комплексу.

Металлоносность смородинского комплекса обусловлена повышенным содержанием титана и магнетита, меди, никеля и кобальта, однако промышленное значение их не установлено. С эксплозивными образованиями ультраосновного состава, сопровождающими позднепротерозойскую трапповую формацию связывается алмазоносность Восточно-Европейской платформы.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЛАБОРАТОРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ
ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ И ТЕМПЕРАТУРАХ

СКОРОСТИ ПРОДОЛЬНЫХ ВОЛН И ПЛОТНОСТИ

Для характеристики физических свойств Воронежского массива была подобрана коллекция горных пород, которая содержала наиболее типичные породы основных геологических комплексов архея и протерозоя — всего 170 образцов горных пород. Из них 110 были испытаны в условиях высокого давления. При этом в образцах определялись скорости продольных волн при давлениях до 4 кбар (Баяк, 1966), что соответствует глубине 15 км в земной коре, и до 15 кбар — глубине 50–60 км (Воларович, Киреенкова, Баяк, 1971). Кроме того, для некоторых образцов определялось изменение плотности при высоких давлениях — до 15 кбар.

В остальных образцах измерены плотность и скорость продольных волн при атмосферном давлении. Экспериментальные результаты приводятся и обсуждаются в таком порядке, который находится в соответствии с вертикальным размещением геологических комплексов магматических и метаморфических пород архея и протерозоя Воронежского массива.

Архейские комплексы

Из пород обоянского комплекса были исследованы в основном слюдястые плагиогнейсы, ороговиковый кристаллический сланец и окварцованные гнейсы. Получены близкие значения скоростей продольных волн как при нормальном атмосферном, так и высоком давлениях. Намечается незначительное возрастание скорости с давлением. В области давлений от 1 до 4 кбар оно составляет 1–2% при значениях скоростей 6,0–6,4 км/сек. Плотность изменяется в пределах 2,66–2,83 г/см³.

Плагиогранит-мигматитовая формация (салтыковский комплекс) представлена плагиогранитами и плагиомигматитами. При атмосферном давлении они дают 5,7–6,2 км/сек, а при 4 кбар 6,2–6,5 км/сек; плотность при атмосферном давлении составляет 2,64–2,72 г/см³.

Здесь плагиомигматиты характеризуются более высокими скоростями упругих волн, чем плагиогнейсы, что можно связывать с наличием метасоматических процессов.

Раннепротерозойские комплексы

Породы михайловского комплекса характеризуются небольшой пористостью (0,28–0,99%) и довольно высокими значениями плотности для амфиболизированных аподиабазов и амфиболитов (2,83–3,03 г/см³), в порфиритах она меньше (2,64 г/см³ – 2,70 г/см³). Плотность увеличивается, когда присутствуют рудные минералы (магнетит, титаномагнетит). Для образцов, имеющих начальную плотность 3,03 г/см³, увеличение плотности с давлением небольшое (и при 10 кбар $\rho = 3,06$ г/см³), а для образцов, имеющих более низкие значения плотности (2,84 г/см³) при атмосферном давлении, изменение плотности несколько выше (при 10 кбар $\rho = 2,92$ г/см³). Увеличение плотности под влиянием давления в этом случае составляет 7% при 7 кбар и 12% при 15 кбар.

В амфиболитах и других породах, которые состоят на 50% из амфибола, скорости продольных волн имеют большую величину при атмосферном давлении 6,51–6,70 км/сек с плавным увеличением до 6,92–7,0 км/сек при давлении 10–15 кбар. В образцах биотитизированного амфиболита, содержащих амфибола до 20%, биотита 30% и кварца более 20%, скорости меньше (5,42 км/сек) при атмосферном давлении, 5,83 км/сек – при 15 кбар.

Плотности железногорского комплекса довольно высокие и составляют 2,75–2,86 г/см³ при атмосферном давлении.

Для амфиболизированного эпигаббро при повышении давления до 1 кбар скорость возрастает от 6,30 до 7,10 км/сек.

В окварцованных амфиболитах скорость снижается до 5,60–6,60 км/сек при атмосферном давлении. При давлении 2 кбар она увеличивается до 6,10–6,90 км/сек.

Большая плотность железистых кварцитов курской серии (от 2,92 до 3,22 г/см³) обусловлена присутствием рудных минералов. Скорость продольных волн в них варьирует от 5,6 до 6 км/сек при атмосферном давлении и от 5,9 до 6,6 км/сек – при 4 кбар. Как известно, содержание рудных минералов оказывает существенное влияние на плотность, но на скорость почти нет (Овчинников и др., 1971).

Мраморизованные известняки с 85–95% карбоната при 4 кбар дают 6,8–7 км/сек. Плотность их 2,68–2,78 г/см³. Породы Тимского метабазитового комплекса характеризуются высокими значениями плотности (2,81–3,10 г/см³) и незначительным изменением амфиболовых пород от 3,10 г/см³ при атмосферном давлении до 3,12 г/см³ при 10 кбар. В порфирах плотность возрастает на 0,6% при 15 кбар.

Изменение скорости стандартное от 6,4–6,7 км/сек при атмосферном давлении и до 6,8–7,20 км/сек при 15 кбар. Амфиболсодержащие породы при атмосферном давлении дают 7,10–7,30 км/сек, а при 10 кбар 7,70–7,84 км/сек.

Биотит-карбонат-амфиболовая порода и карбонитизированный порфирит характеризуются произвольным изменением скорости. При давлении от 2 до 5–6 кбар отмечается ее снижение, а более 6 кбар – ее возрастание. Это, вероятно, связано с полиморфными изменениями в карбонате (Баюк, Воларович и др., 1974).

В составе воронцовского комплекса наибольшие значения плотности ($2,93-3,01 \text{ г/см}^3$) и скорости имеют амфиболизированные породы. Скорости в них достигают $7,2-7,4 \text{ км/сек}$ при 4 кбар.

Диабазовые порфиры имеют плотность $2,71-2,78 \text{ г/см}^3$ и скорости $5,6-6,3 \text{ км/сек}$ при атмосферном давлении и $6,2-6,8 \text{ км/сек}$ при 10 кбар. Скорость в данных образцах возрастает плавно.

Для амфиболовых и других сланцев получен широкий интервал значений скорости: $5,6-6,50 \text{ км/сек}$ при атмосферном давлении, до $6,15-7,20 \text{ км/сек}$ при 10 кбар. Плотность данных пород варьирует в пределах $2,64-2,77 \text{ г/см}^3$, а пористость $3,25-3,37\%$. Плотность туфоалевролитов такая же, как и туфов основного состава — $2,72 \text{ г/см}^3$, что объясняется высоким содержанием в них магнетита (до 20%). Отсюда и высокая скорость в них ($6,25 \text{ км/сек}$) со слабым ее изменением при повышении давления.

Габбро-диабазы стойло-николаевского комплекса имеют плотность $2,79-2,89 \text{ г/см}^3$ и скорость при атмосферном давлении $6,10-6,46 \text{ км/сек}$. При давлении до 1 кбар скорость продольных волн возрастает на 10–19%. При 4 кбар она достигает $7,64 \text{ км/сек}$, а при 10 кбар — $7,7 \text{ км/сек}$. Плотность возрастает плавно и при давлении 10 кбар доходит до $2,93 \text{ г/см}^3$.

Для плагиигранитов и мигматитов осколецкого комплекса кривые зависимости скорости продольных волн от давления идут очень узким пучком и при 10 кбар возрастают до $6,5 \text{ км/сек}$. Плотность их составляет $2,64-2,74 \text{ г/см}^3$. Окварцованный разности яковлевского комплекса с плотностью $2,75 \text{ г/см}^3$ показали высокую скорость ($7,25 \text{ км/сек}$ при 4 кбар), более характерную для основных пород, чем для гранитоидов.

Плагииграниты усманского комплекса обладают небольшой пористостью (0,56), а также плотностью ($2,61 \text{ г/см}^3$). Скорость продольных волн наиболее круто возрастает в интервале 0–1 кбар от $6,25$ до $6,65 \text{ км/сек}$, затем она нарастает плавно, достигая $6,8 \text{ км/сек}$ при 10 кбар. Интервал значений плотности для гранитоидов составляет $2,61-2,74 \text{ г/см}^3$. Они обладают достаточно высокими скоростями продольных волн ($5,6-6,3 \text{ км/сек}$) при атмосферном давлении и $5,8-7 \text{ км/сек}$ при 10 кбар.

Среднепротерозойские комплексы

Серпентинизированные апоперидотиты мамоновского комплекса имеют плотность $2,69-2,97$ вместо 3 г/см^3 и скорость при высоком давлении $5,8-7,3 \text{ км/сек}$ (свежие разности дают 8 км/сек). При более глубоких метасоматических замещениях повышается плотность пород, однако скорость продольных волн обычно снижается за счет трещиноватости, которая сопровождает эти изменения.

Среди габброидов данного комплекса самыми большими скоростями продольных волн (более 7 км/сек) характеризуются наиболее свежие образцы габбро и габбро-норитов. Они имеют и меньшую плотность.

Габброиды смородинского комплекса обладают высокой плотностью ($2,8-3,03 \text{ г/см}^3$) и достаточно высокими значениями скорости $6,68-6,84 \text{ км/сек}$ при атмосферном давлении, до $7,58 \text{ км/сек}$ при 15 кбар. Кривые зависимости скорости от давления располагаются узким пучком и идут параллельно друг другу.

Примерно в 70 образцах кристаллических пород Воронежского массива были определены электропроводности σ в интервале температур 200–1050°C, значения энергии активации E_0 и коэффициент электропроводности σ_0 .

Для гнейсов обоянского комплекса температурная зависимость электропроводности выражена ломаной линией, состоящей из двух или трех отрезков, т.е. имеется по крайней мере две области температур, которые характеризуются различными электрическими параметрами. По значениям этих параметров гнейсы следует разделить на две группы.

В гнейсах первой группы первая смена носителей тока происходит при относительно низкой температуре, а именно 300°C; в этой области отмечаются весьма низкие значения энергии активации ($E_0 = 0,15-0,27$). Причиной этого является наличие ионов Fe, за счет которых энергия активации может уменьшаться до 0,1 эв. Такое же влияние сохраняется и в следующей области температур, которая распространяется до 90°C, где энергия активации и σ_0 для пород первой группы меньше, чем для пород второй группы, а именно 0,72–0,74 эв, вместо 0,76–1,1 эв.

В двух случаях наблюдается нерегулярное понижение электропроводности с ростом температуры в области 500–900°C. Такое отклонение, возможно, связано с выделением химически связанной воды, декрипитацией и влиянием рудных минералов.

Критический излом у зависимости $\lg \sigma = f(1/T)$ происходит почти при одной и той же температуре для всех пород, а именно около 900°C. Появление излома, возможно, связано с полиморфным переходом в калиевом полево шпате при $t = 900^\circ\text{C}$. Область температур выше 900°C для всех пород характеризуется высокими значениями энергии активации, которые лежат в пределах 2,5–3,2 эв, при этом большинство пород имеет $E = 3,0$ эв.

Из салтыковских гранитоидов имелись лишь катаклазированные образцы, что повлияло на величину электропроводности в сторону ее повышения в низкотемпературной области. В области высоких температур (900°C) электрические параметры находятся в пределах, характерных для гранитов, или чуть выше.

Таким образом, эти данные, так же как и для обоянского комплекса, подтверждают влияние катаклаза на величину электропроводности.

Амфиболиты михайловского комплекса. Они имеют высокую проводимость во всем интервале температур от 200 до 1000°C. При низких температурах их электропроводность на 3–5 порядков выше, чем гранитов, а при 1000°C, как видно из сопоставления экспериментальных данных (табл. 4), значительно меньше, т.е. не более двух порядков. Кроме того, для этих пород типично аномальное изменение σ при температурах 600–800°C и понижение значения энергии активации и σ_0 . Эти явления связаны с повышенным содержанием окислов натрия и железа, а также с присутствием гидроксильной группы, за счет которой происходит процесс дегидратации, нарушающий линейный ход σ с температурой.

Электропроводность железногорских габброидов соответствует электропроводности мамоновских габбро; что касается тимских, то их электропроводность получена в пределах значений, характерных для амфиболитов. То же относится и к энергии активации и σ .

Габбро-диабазы стойло-николаевского комплекса по полученным значениям ближе тяготеют к габбро, чем к диабазам.

Все исследованные осколецкие мигматиты как в области низких, так и высоких температур, проявляют четкую линейную зависимость $\lg \sigma = f(1/T)$ без аномалий, наблюдаемых в гнейсах и гранитах салтыковского комплекса. Температурная зависимость электропроводности мигматитов характеризуется тремя областями, а для микроклинизированных мигматитов — двумя. В мигматитах, обладающих наибольшей электропроводностью по сравнению с двумя другими, в области низких температур (примерно до 350°C) ток осуществляется частицами с довольно низкой энергией активации ($E_0 = 0,23-0,3$ эв). Малая величина σ_0 в этой области свидетельствует о незначительной концентрации токоносителей, а также об их небольшой подвижности. Для мигматитов низкотемпературная область распространяется до $t = 600^{\circ}\text{C}$ и характеризуется более высокими значениями параметров E_0 и σ . Это указывает на другой тип токоносителей и на большую их подвижность и концентрацию. Во второй области в переносе тока участвуют частицы с энергией активации $0,72-1,0$ эв. Источником этих частиц, по-видимому, является главным образом полевой шпат, поскольку в микроклине и ортоклазе в том же интервале температур токоносители характеризуются близкими электрическими параметрами.

Высокотемпературная электропроводность для всех мигматитов начинается с температур, близких к 900°C . Наименьшей электропроводностью в этой области обладают мигматиты, в которых содержится больше кварца. Значения энергии активации ($2,0-2,8$ эв) и $\lg \sigma$ ($4,7-6,4$) для рассматриваемых мигматитов отличаются меньшими значениями, чем для рассмотренных гранитов и гнейсов обоянского и салтыковского комплексов, несмотря на сходство основных породообразующих минералов.

Комплекс микроклиновых гранитов представлен гранитами и мигматитами, которые по электрическим характеристикам между собой не различаются. Среди тех и других имеются породы как с относительно высокой электропроводностью, так и с низкой.

Высокая электропроводность мигматитов в низкотемпературной области ($200-780^{\circ}\text{C}$) обусловлена наличием ионов-примесей с небольшой энергией активации ($E = 0,48$ эв). За счет присутствия последних нами не фиксируется промежуточная область (в интервале $600-900^{\circ}\text{C}$) со средними значениями параметров E_0 и σ .

Электропроводность гранитов аналогично другим породам зависит от величины зерен. Для мелкозернистых разновидностей гранита E_0 больше. В ходе нагрева роль структурного фактора уменьшается, что объясняется следующим образом. Как известно, в низкотемпературной примесной области в проводимости главную роль играют примесные дефекты. В мелкозернистых гранитах таких дефектов существенно больше, чем в крупнозернистых, главным образом за счет

большого количества в первых слабозакрепленных ионах основного состава по границам зерен.

По мере повышения температуры синхронно увеличивается количество ионов основного вещества, а роль пограничных ионов ослабевает. В связи с этим в области собственной проводимости различие в электропроводности сглаживается.

Граниты и мигматиты, подобно гнейсам, по величине следует разделить на две группы — с относительно высокой и низкой проводимостью.

Среднепротерозойские комплексы

Серпентинизированные гипербазиты мамоновского комплекса характеризуются самой большой электропроводностью по сравнению с остальными породами Воронежской антеклизы в областях низких температур (до 400–500°C). Это обусловлено наличием в них магнетита. При этом решающее значение имеет не процентное содержание магнетита, а структурное его положение. Чем большая часть магнетита выделена по границам зерен, тем выше электропроводность. Это обуславливает также появление низкотемпературной области с энергией активации около 0,14 эв, а возможно, и возникновение аномальной области. Единого мнения о причине происхождения последней нет, и высказывается несколько предположений.

Высокотемпературная область (аналогично низкотемпературной), характеризуется заниженными значениями энергии активации токоносителей, на величину которой, по-видимому, оказывает влияние присутствие того же магнетита. Значение энергии активации указанных пород колеблется в пределах 1,0–1,24 эв, которыми характеризуется энергия активации токоносителей в окиси железа (1,1–1,3 эв). Это еще раз подтверждает существенную зависимость электрических свойств этой группы пород от наличия магнетита.

Габбро данного комплекса по электрическим параметрам и минеральному составу можно разделить на три группы: плагиоклаз-клинопироксеновую, плагиоклаз-гиперстеновую и плагиоклаз-амфиболовую. К первой относятся неизменные габбро, обладающие низкой проводимостью. Гиперстеновые габбро за счет повышенного содержания ионов железа проявляют большую электропроводность, чем габбро, в составе которых преобладает пироксен в виде диоксида или амфиболовые габбро. Амфиболовые габбро характеризуются наименьшей электропроводностью, особенно при наличии кварца. В указанных габбро при температурах от 600 до 900°C проявляется аномальный ход электропроводности, обусловленный присутствием амфибола. Последний в данном интервале минерализует воду. Сопоставление указанных трех групп пород по величине энергии активации показывает, что в низкотемпературной области наименьшей энергией активации обладают породы первой группы ($E_0 = 0,63-0,7$ эв), а для двух других групп величина E_0 лежит в пределах 0,74–0,88 эв. В области собственной проводимости эти группы по возрастанию энергии активации (E_0) располагаются в следующем порядке: гиперстеновые габбро (1,6–1,9 эв) — диоксидовые (1,76–2,4 эв) — амфиболовые (2,1–2,5 эв).

Таким образом, изучение пород группы габбро позволило выявить влияние первичного минерального состава и вторичных изменений и установить наиболее типичные пределы электрических параметров в области примесей и собственной проводимости.

Исследование окварцованных диоритов показало, что они обладают близкими значениями электропроводности и проявляют аномальный ход электропроводности в узком интервале температур (650–800°). Низкотемпературная область характеризуется параметрами, которые по величине укладываются в пределы, типичные для кислых пород.

Относительно высокая проводимость габбро-диабазов и габбро смородинского комплекса обусловлена вторичными изменениями плагиоклаза, что приводит к увеличению токоносителей с невысокой энергией активации. Кроме того, в габбро присутствуют железистый пироксен — гиперстен, способствующий увеличению электропроводности пород, а также магнетит (5%).

Все результаты замеров обобщены в табл. 3. Здесь даются минимальные (в числителе) и максимальные (в знаменателе) значения физических характеристик (скорости продольных волн и плотности) при разных давлениях и электропроводности при температурах, соответствующих примесной (200 и 500°) и собственной (1000°С) проводимости. Числовые значения приведенных параметров показывают значительный их диапазон для каждой группы пород. Ширина диапазона как упругих, так и электрических параметров определяется степенью однородности минерального состава для каждого типа пород. Кроме того, для упругих параметров он тем шире, чем больше породы одного типа отличаются друг от друга по степени трещиноватости и коэффициенту пористости. Например, до 1 км/сек. различаются скорости в породах тимского метадиабазового комплекса, который объединяет весьма различные по минеральному составу амфиболовые породы, карбонитизированные порфириды и диабазы. Эти породы сильно различаются также по плотности и по величине электропроводности. То же можно отметить для воронцовского вулканогенного комплекса, представленного диабазовыми порфиридами, амфиболовыми и слюдястыми сланцами. Большой разброс значений скорости, плотности и электропроводности характерен и для серпентинитовых ультрабазитов мамоновского комплекса. Как правило, он уменьшается для скорости с увеличением давления, а для электропроводности уменьшается с повышением температуры. Малый интервал значений электропроводности наблюдается у гнейсов, гранитоидов и также у диоритов. Это обусловлено близкими значениями их электропроводности.

ОБСУЖДЕНИЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ МАТЕРИАЛОВ

Как видно из табл. 3, с повышением основности пород увеличивается в них скорость упругих волн. Амфиболовые породы, габбро, габбро-нориты характеризуются наибольшими скоростями. Ультрасосновные породы и эклогиты не испытывались.

Среди изученных пород практически отсутствуют чистые разновидности гранитов, в основном это мигматиты, плагиомигматиты и измененные микроклиновые граниты и плагиограниты.

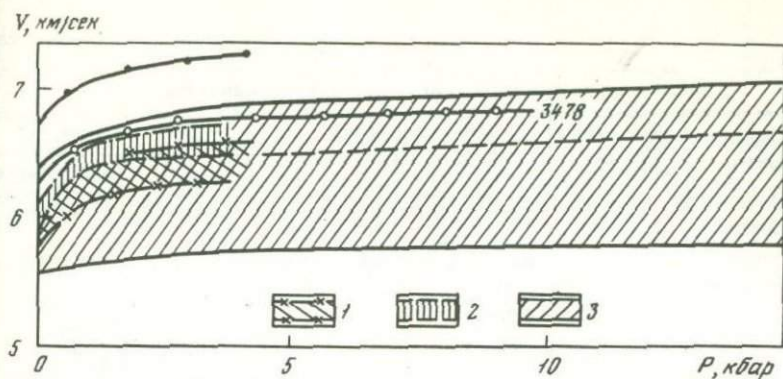
Анализ кривых зависимостей скоростей продольных волн от давления для разновозрастных гранитных пород (рис. 10) показывает, что они перекрывают друг друга, образуя область, ширина которой изменяется. Так, при атмосферном давлении она равна 0,8 км/сек; при 5 кбар — 1 км/сек, а при 10 и 15 кбар — 1,2 км/сек.

В общем виде верхняя часть области занята раннепротерозойскими гранитами со скоростью 6,5–6,75 км/сек. Средняя часть занята кривыми другой группы гранитоидов того же возраста со скоростью 6,2–6,5 км/сек. Группа микроклиновых гранитов занимает самую широкую зону при 5 кбар $V = 5,8–7$ км/сек, причем в нижней части зоны располагаются мелкозернистые граниты с незначительным содержанием темноцветных минералов, а большая часть кривых для данного комплекса лежит между 6,2 и 7 км/сек при давлении 10 кбар. Несколько обособленно от остальных стоят яковлевские гранитоиды,

Скорость продольных волн, плотность и электропроводность при высоких давлениях

Белгородско-Михайловская и Тим-Щигровская зоны

Возраст	Порода и комплекс	Кол-лич. обр.	Параметры	Давление, кбар				Температура, °С		
				0,001	1	4	10	200	500	1000
Средний протерозой	Габбро, габбро-нориты, диабазы (смородинский)	5	1*	6,7	6,85	7,05	7,25			
				6,9	7,15	7,3	7,5			
			2 ^{2*}	2,8	2,85	2,91	2,97			
				3,03	3,05	3,07	3,11			
		2	3 ^{3*}							
								8,0·10 ⁻⁸	4,0·10 ⁻⁷	8,5·10 ⁻⁶



Р и с. 10. Зоны расположения кривых $V=f(p)$ в гранитоидах Воронежского кристаллического массива

1 — салтыковский комплекс; 2 — осколецкий комплекс, 3 — комплекс микроклиновых гранитов; 2797 — гранит яковлевского комплекса

Таблица 3

температурах горных пород различных комплексов Воронежской антеклизы

Восточно- и Западно-Воронежские зоны

Порода и комплекс	Число обр.	Параметры	Давление, кбар				Температура, °С		
			0,001	1	4	10	200	500	1000
Серпентиниты (мамоновский)	13		$\frac{5}{7}$	$\frac{5,7}{7,2}$	$\frac{5,8}{7,3}$				
Дуниты (мамоновский)	5	3	$\frac{2,68}{2,97}$			$2,1 \cdot 10^{-9}$ $3,5 \cdot 10^{-6}$	$2,4 \cdot 10^{-6}$ $3,4 \cdot 10^{-6}$	$9,6 \cdot 10^{-6}$ $2,1 \cdot 10^{-5}$	
Аоперидотиты (мамоновский)		3				10^{-6} $2,2 \cdot 10^{-5}$	$1,4 \cdot 10^{-6}$ $4,5 \cdot 10^{-5}$	$5,8 \cdot 10^{-6}$ $4,0 \cdot 10^{-3}$	
Габбро, габбро-нориты (мамоновский)	19	1	$\frac{5,97}{7,25}$	$\frac{6,5}{7,4}$	$\frac{6,6}{7,6}$				
		2	$\frac{2,71}{3,19}$						
	9	3				$1,7 \cdot 10^{-9}$ $7,7 \cdot 10^{-8}$	I группа $2,3 \cdot 10^{-7}$ $1,1 \cdot 10^{-5}$	$9,0 \cdot 10^{-5}$ $3,4 \cdot 10^{-4}$	
Диориты (мамоновский)	2	3					II группа $1,2 \cdot 10^{-10}$ $8,3 \cdot 10^{-10}$	$4,1 \cdot 10^{-8}$ $7,7 \cdot 10^{-7}$	$7,6 \cdot 10^{-6}$ $6,5 \cdot 10^{-5}$
						$1,4 \cdot 10^{-10}$ $2,9 \cdot 10^{-10}$	$7,0 \cdot 10^{-8}$ $1,0 \cdot 10^{-7}$	$1,4 \cdot 10^{-5}$ $4,7 \cdot 10^{-5}$	

Таблица 3 (продолжение)

Белгородско-Михайловская и Тим-Щигровская зоны												
Возраст	Порода и комплекс	Кол-ч. обр.	Параметры	Давление, кбар				Температура, °С				
				0,001	1	4	10	200	500	1000		
Нижний протерозой	Гранитоиды (микроклиновы гранитов)	13	1	5,6	5,7	5,8	5,8					
				6,3	6,7	6,8	7					
		2	2,64									
					2,70							
			7	3					I группа			
							$4,1 \cdot 10^{-12}$	$1,5 \cdot 10^{-8}$	$9,0 \cdot 10^{-6}$			
							$3,3 \cdot 10^{-10}$	$7,1 \cdot 10^{-8}$	$1,5 \cdot 10^{-5}$			
									II группа			
				3			10^{-10}	$1,1 \cdot 10^{-8}$	$1,1 \cdot 10^{-5}$			
							$5,9 \cdot 10^{-10}$	$7,1 \cdot 10^{-8}$	$2,8 \cdot 10^{-5}$			
	Гранитоиды (осколецкий)	4	1	5,7	6,4	6,5	6,5					
2				6,3	6,6	6,7						
			2	2,64								
			3	2,74								
			3					$2,8 \cdot 10^{-11}$	$4,3 \cdot 10^{-9}$	$1,1 \cdot 10^{-6}$		
								$1,0 \cdot 10^{-10}$	$5,5 \cdot 10^{-8}$	$1,5 \cdot 10^{-5}$		
	Граниты (яковлевский)	1	1	6,70	7,10	7,26						
			2	2,75								
	Габбро-диабазы (стойло-николаевский)	2	1	6,1	7,2	7,5	7,8					
					6,5	7,3	7,6					
			2	2,79	2,81	2,87	2,93					
				2,89								
	Диабазы, порфириты, амфиболовые породы (тимский)	1	3					$1,6 \cdot 10^{-9}$	$5,0 \cdot 10^{-7}$	$8,6 \cdot 10^{-6}$		
					8	1	6,4	6,7	6,8	6,82		
							7,3	7,7	7,8	7,84		
			2	2,81	2,82	2,83	2,89					
				3,10	3,10	3,11	3,12					
	Метадиабазы (тимский)	5	3	6	6,4	6,8		$1,2 \cdot 10^{-7}$	$2,9 \cdot 10^{-6}$	$3,5 \cdot 10^{-5}$		
					3	1	6,1	6,7	7		$7,0 \cdot 10^{-5}$	$1,3 \cdot 10^{-4}$
	Мраморизованные известняки (верхнекурский)		2	2,68								
					2,78							

которые по своему составу близки к гранодиоритам. Они имеют довольно большую плотность ($2,75 \text{ г/см}^3$) и очень высокие скорости (более 7 км/сек), что приближает их по физическим параметрам к основным породам.

Полученные результаты не позволяют заметить влияния возраста на упругие свойства пород.

Восточно- и Западно-Воронежские зоны										
Порода и комплекс	Число обр.	Параметры	Давление, кбар				Температура, °С			
			0,001	1	4	10	200	500	1000	
Плагииграниты (усманский)	1		6,25	6,65	6,75	6,9				
	2	2	2,61							
Габбро-диабазы, амфиболовые сланцы (воронцовский)	3	1	6,6	6,9	7,1	7,2				
			7,1	7,2	7,4					
			2	2,77						
			3,01							
Туфы, туфоалевролиты (воронцовский)	8	1	5,4	5,5	5,8	6				
			6,3	6,5	6,6	6,7				
	2	2	2,64							
			2,78							

Средняя плотность воронежских гранитоидов составляет $2,68 \text{ г/см}^3$. По сравнению с гранитами других регионов она оказывается высокой (рис. 11). Как видно из рис. 11, кривая средней скорости занимает самое верхнее положение на графике; ближе других к ней расположены средние кривые для американских гранитоидов, индийских, а также Украинского щита. Сравнение параметров гранитоидов Воронежского

Таблица 3 (окончание)

Белгородско-Михайловская и Тим-Щигровская зоны

Возраст	Порода и комплекс	Колич. обр.	Параметры	Давление, кбар				Температура, °C			
				0,001	1	4	10	200	500	1000	
Нижний протерозой	Железистые сланцы (среднекурский)	2	1	5,6	5,8	5,9					
				6	6,2	6,6					
					2,92						
					3,22						
	Эпигаббро, амфиболиты окварцованные (железногорский)	3	1	6,3	6,8	7,1	7,1				
				6,7	7,1						
		2	2	2,75							
				2,86							
	Эпигаббро (железногорский)	1	3					$7,1 \cdot 10^{-10}$	$9,9 \cdot 10^{-7}$	10^{-5}	
	Кислые метавулканы (михайловский)	7	1	5,2	5,5	5,7	5,8				
5,8				6,2	6,4	6,6					
	2	2	2,64	2,73	2,82	2,92					
			2,83	2,88	2,94	3,0					
Амфиболизированные аподиабазы, амфиболиты (михайловский)	8	1	6,2	6,5	6,8	6,8					
			6,7	6,9	7,1	7,1					
	2	2	2,8	2,88	2,94	3,0					
			3,03	3,04	3,05	3,06					
	5	3					$3,2 \cdot 10^{-7}$	$2,6 \cdot 10^{-6}$	$1,9 \cdot 10^{-4}$		
							$1,7 \cdot 10^{-5}$	$7,3 \cdot 10^{-5}$	$8,0 \cdot 10^{-3}$		
Сланцы (михайловский)	1	3					10^{-11}	10^{-8}	$2,4 \cdot 10^{-6}$		
Архей	Мигматиты (салтыковский)	5	1	5,7	6,1	6,3	6,4				
				6,7	7,1	7,3					
		2	3	2,64							
				2,75				$3,6 \cdot 10^{-9}$	$5,2 \cdot 10^{-7}$	$3,6 \cdot 10^{-5}$	
	Плагиограниты (салтыковский)	2	3								
	Амфибол-биотитовые сланцы (обоянский)	6	1	5,4	5,8	5,9					
				6	6,25	6,4					
		2	2	2,65							
				2,82							
	Гнейсы (обоянский)	5	3								
							I группа				
							$6,2 \cdot 10^{-11}$	$6,1 \cdot 10^{-9}$	$1,9 \cdot 10^{-6}$		
							$6,7 \cdot 10^{-11}$	$9,0 \cdot 10^{-9}$	$9,9 \cdot 10^{-6}$		
							II группа				
							$3,4 \cdot 10^{-10}$	$9,4 \cdot 10^{-8}$	$1,5 \cdot 10^{-5}$		
							$8,5 \cdot 10^{-9}$	$8,5 \cdot 10^{-7}$	$3,5 \cdot 10^{-5}$		

1* — значение скорости (V, км/сек);

2* — значение плотности (ρ , г/см³);3* — значение электропроводности (σ).

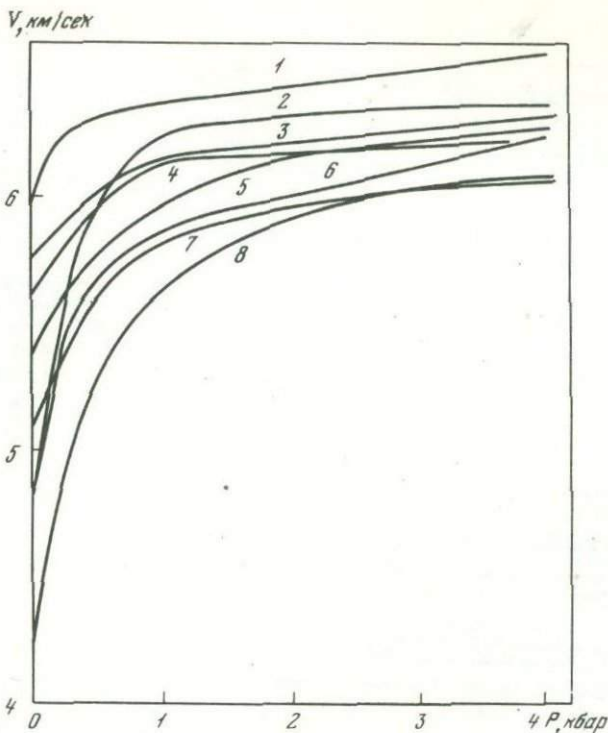


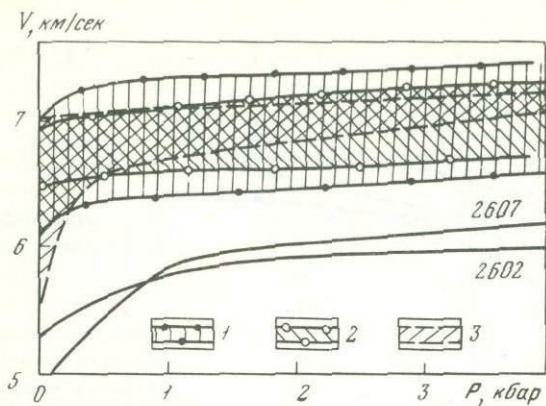
Рис. 11. Кривые зависимости скоростей продольных волн от давления для гранитоидов

1 – Воронежского массива; 2 – американских; 3 – Украинского щита; 4 – Центрального Казахстана; 5 – Болгарии; 6 – Южного Урала; 7 – Кавказа; 8 – Кольского п-ва

и Украинского кристаллических массивов представляет особенный интерес, так как предполагается, что они имеют общее происхождение. Некоторое различие средних характеристик может быть связано с тем, что украинские граниты имеют большую пористость (до 2,2%), а пористость воронежских гранитоидов не превышает 0,5%. Кроме того, образцы пород Воронежского массива были отобраны только из скважин, тогда как образцы пород Украинского щита отобраны из карьеров и скважин.

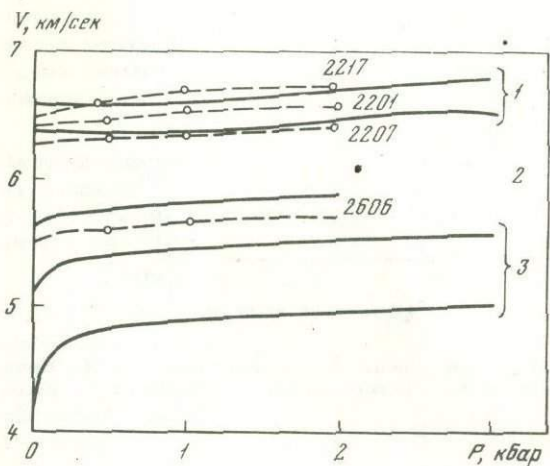
Все кривые для гранитов других регионов (Кавказ, Центральный Казахстан, Кольский полуостров, Южный Урал) лежат значительно ниже. Причем, если сравнивать минеральный состав воронежских пород и гранитов, например Центрального Казахстана, то видно, что в последних содержится значительно меньше темноцветных, а во многих образцах они полностью отсутствуют.

Итак, устанавливается следующее: 1) гранитоиды Воронежского массива, возможно, образовались при специфических термодинамиче-



Р и с. 12. Области расположения кривых зависимости скорости от давления для основных пород различных регионов СССР

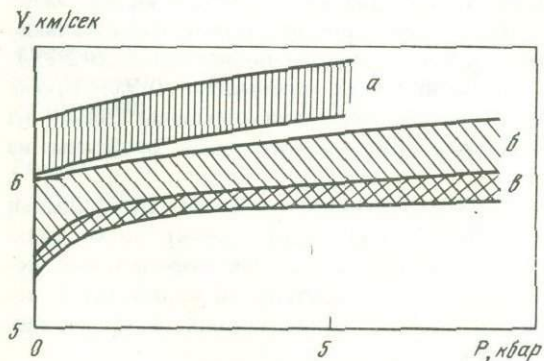
1 - Воронежский массив; 2 - Украинский щит; 3 - Кольский п-ов и Центральный Казахстан; 2607, 2602 - кварцевое габбро



Р и с. 13. Зависимость скорости продольных волн в серпентинитах от давления

Сплошные линии - данные Е.И. Баук, М.П. Воляровича, А.П. Таркова, Э.Я. Элевича (1971)

1 - антигоровые серпентиниты; 2 - хризотил-лизардитовые серпентиниты, 3 - лизардит-хризотилловые серпентиниты. Пунктирные линии - наши данные



Р и с. 14. Области расположения кривых скоростей продольных волн в зависимости от давления

a - диабазовые порфиры; б - кварцевые порфиры; с - кварцевые порфиры Казахстана

ских условиях, которые определили их относительно высокие плотности и упругие характеристики; 2) высокие скорости в воронежских гранитоидах можно было объяснить тем, что они являются продуктами гранитизации амфиболитов, гнейсов и основных пород, но это не подтверждается петрографическим анализом.

Породы основного состава по сравнению с гранитоидами характеризуются обычно более узкими областями расположения кривых зависимости скорости от давления. Например, габбро, габбро-диабазы и диабазы Кольского полуострова и Центрального Казахстана при давлении 5 кбар ограничены значениями 7,1–7,2 км/сек (рис. 12). При атмосферном давлении интервал скорости оказывается большим, что связано с трещиноватостью пород. Габбро-нориты и лабрадориты северо-западной части Украинского щита занимают более широкую зону от 6,7 – до 7,3 км/сек. Ширина ее приблизительно 0,5 км/сек остается почти неизменной во всем диапазоне давлений (Лебедев и др., 1972).

Сопоставление результатов замеров по основным породам Воронежского массива с приведенными выше показывает, что кривые зависимости скорости от давления для них образуют самую большую область. Это связано с их более пестрым минеральным составом, обусловленным широким развитием вторичных процессов. Породы редко остаются неизменными; они обычно в различной степени окварцованы, эпидотизированы, карбонатизированы и т.п. с существенными изменениями их текстуры, характера пористости и др., отсюда и вариации (см. рис. 11 и др.).

Однако в целом устанавливается четко, что присутствие пироксена и амфибола повышает скорости в основных породах, а хлорита, серицита, кварцита, карбоната – понижает их.

Предпринимались попытки установить зависимость между степенью серпентинизации ультрабазитов и их физическими характеристиками, полученными при атмосферном давлении. Оказалось, что с увеличением содержания серпентина в ультраосновных породах уменьшаются плотность и скорость продольных волн. Для скорости продольных волн при давлении 4 кбар устанавливается уравнение регрессии $V = -0,033C + 8,33$, выражающее линейную зависимость между скоростью V и содержанием серпентина в % (Волярович и др., 1974). Коэффициент корреляции при этом равен 0,99. Однако упругие свойства серпентинитов различаются в зависимости от типа серпентина, входящего в него. Установлено, что величина скорости упругих волн и ее изменение с давлением в антигоритовых серпентинитах иные, чем в хризотиловых или лизардитовых.

С этими данными хорошо согласуются результаты замеров в серпентинитах Воронежского массива (рис. 13). Наибольшие значения скорости имеют антигоритовые породы, при этом с увеличением давления скорость в них мало возрастает. Наиболее низкие значения скорости имеются для лизардитовых пород с самым значительным изменением их при увеличении давления. Среднее положение занимают хризотиловые породы.

Таким образом, физические свойства серпентинитовых пород также определяются их минеральным составом.

Вулканогенные породы основного состава, так же как и их интрузивные аналоги, имеют более высокие значения скорости и плотности, чем кислого ряда (рис. 14). Так, плотность диабазовых порфиритов $\rho = 2,71-2,83 \text{ г/см}^3$, а скорость продольных волн варьирует от 6 до 6,4 км/сек при атмосферном давлении и при 5 кбар от 6,4 до 6,75 км/сек. В кварцевых порфирах плотность и скорость уже гораздо ниже ($\rho = 2,64-2,74 \text{ г/см}^3$, $V = 5,38-5,9 \text{ км/сек}$ при атмосферном давлении и при 5 кбар $V = 5,8-6,2 \text{ км/сек}$). Сопоставление с аналогичными породами Казахстана показывает, что зона расположения кривых зависимости скорости от давления для воронежских эффузивов перекрывает соответствующую зону для пород Центрального Казахстана. Причем кривые для кварцевых порфиров этого района занимают также нижнюю часть зоны Воронежского массива. При их близком минеральном составе плотность у воронежских порфиров выше, что связано, вероятно, с повышенным содержанием рудных минералов в их составе. Плотность кварцевых порфиров Центрального Казахстана составляет $\rho = 2,61-2,62 \text{ г/см}^3$.

Таким образом, для эффузивных пород также обнаруживается влияние основности на скорость продольных волн и плотность.

На основании проведенного исследования можно сделать следующие выводы.

1. Гнейсы обоянского комплекса характеризуются в основном типичными для пород подобного состава скоростью продольных волн и плотностью. Скорость при давлении 4 кбар в гнейсах составляет 5–6,35 км/сек. Исключением являются породы, подвергнувшиеся кактлазу, который снижает значения замеров.

2. Для осколецких, салтыковских гранитоидов и комплекса микроклинговых гранитов отмечаются завышенные значения скорости. Одной из возможных причин является то, что они являются продуктами гранитизации амфиболитов, гнейсов и основных пород.

3. Вулканогенно-осадочные метаморфизованные породы курской и воронцовской серий отличаются достаточно высокими скоростями продольных волн при высоком давлении, превышающими 6 км/сек, а для отдельных образцов приближающимися к 7 км/сек.

4. Спилито-диабазовые породы тимского комплекса, а также габброиды и диориты мамоновского комплекса характеризуются скоростями продольных волн, типичными для пород основного и среднего составов. Присутствие темноцветных минералов, пироксена, амфибола и др., повышает скорость в габбро до 7,5–7,6 км/сек при 4 кбар.

5. Для гипербазитов и серпентинитов подтверждены известные данные о том, что серпентинизация разного типа влияет на скорость продольных волн; наибольшие значения имеют антигоритовые серпентиниты.

Можно предположить, что физические характеристики в первую очередь зависят от минерального состава и часто породы одного типа обладают широким диапазоном значений физических параметров благодаря его вариациям. В связи с этим следует ожидать сильной дифференци-

ции по скоростям при полевых сейсмических наблюдениях как с глубиной, так и по площади.

Сопоставление с данными для других кристаллических щитов — Украинского и Балтийского — показывает, что скорости продольных волн в породах Воронежского кристаллического массива в среднем выше, чем в аналогичных породах других типов.

Данные петрографических и физических исследований позволяют объяснить высокие пластовые и средние сейсмические скорости в литосфере Воронежского кристаллического массива. Причины этого явления однозначно не могут быть установлены.

ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТЬ

Для гранитоидов устанавливается определенная зависимость величины электропроводности от содержания кварца. На рис. 15 видно, что уменьшение кварца от 35 до 5% в области примесной проводимости сопровождается существенным уменьшением электропроводности (от 10^{-12} до $5 \cdot 10^{-8}$ $\text{ом}^{-1} \cdot \text{см}^{-1}$). Одновременно с этим увеличение

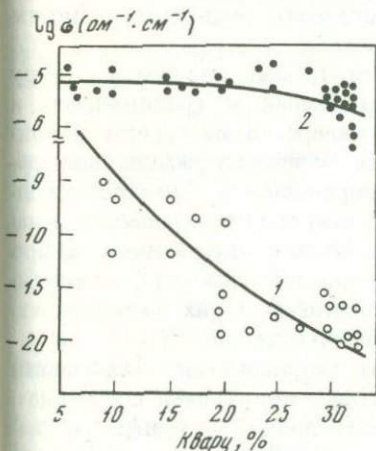


Рис. 15. Зависимость электропроводности кислых и средних пород от содержаний кварца

1 — при 200°C; 2 — при 1000°C

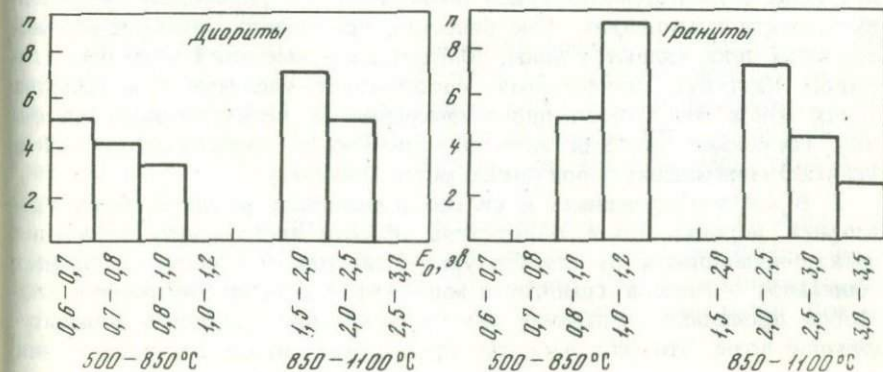


Рис. 16. Влияние состава пород на величину энергии активации

содержания роговой обманки усложняет картину, так как она обладает более высокой электропроводностью, чем кварц. Естественно, что замена кварца роговой обманкой или другим более проводящим минералом — гиперстеном должна существенно способствовать увеличению электропроводности. В то же время, если в диоритах преобладает биотит или авгит, они отличаются низкой электропроводностью.

Минеральный состав влияет не только на величину электропроводности, но и на энергию активации токоносителей. Для ряда гранит—диорит получено уменьшение этого параметра в области примесной и собственной проводимости с увеличением темноцветных минералов и уменьшением кварца (см. рис. 15).

Преобладание в составе таких пород, как габбро-диабазы, метадиабазы, амфиболиты, минералы из группы амфиболов с содержанием в кристаллической решетке катионов железа, существенно повышает их электропроводность, но уменьшает энергию активации (рис. 16). Влияние катионов железа на величину σ пород особенно резко возрастает, когда эти катионы представлены в виде свободных окислов, например магнетита или титаномагнетита, которые располагаются по границам зерен минералов и образуют токопроводящие каналы. Наличие высокопроводящих дунитов и апоперидотитов в мамоновском комплексе пород связано именно с характером выделения рудной компоненты по границам зерен породообразующих минералов.

Интервал значений электропроводности габбро находится между высокопроводящими ультраосновными породами и гранитоидами и определяется содержанием и химизмом минералов из группы пироксена и амфибола. Преобладание в составе железосодержащих минералов, естественно, увеличивает их электропроводность. Электропроводность габбро возрастает также в результате вторичных процессов и наличия рудных минералов. Однако ввиду меньшего содержания в габбро окислов железа по сравнению с метаморфизованными ультраосновными породами их электропроводность не достигает таких больших значений, как ультраосновных серпентинизированных пород.

Анализ экспериментального материала, касающегося зависимости между температурой и электропроводностью, показывает следующее.

1. Гнейсы и граниты, испытавшие интенсивные тектонические напряжения в низкотемпературной области до 500° , проявляют завышенную электропроводность. Как известно, при низких температурах носителями тока являются ионы, обладающие наименьшей энергией активации. Катаклиз, по-видимому, способствует увеличению количества таких ионов без существенного изменения их энергетического состояния, поскольку значения энергии активации у катаклазированных и некатаклазированных пород оказываются близкими.

2. В катаклазированных и сильно измененных ретроградными процессами породах арχεια обнаружена область аномального изменения электропроводности от температуры. Известно, что среди вторичных минералов — гнейсов, гранитов и мигматитов — резко выраженную аномалию проявляют, например, слюды вследствие выделения конституционной воды. Это дает основание предполагать возможность появления

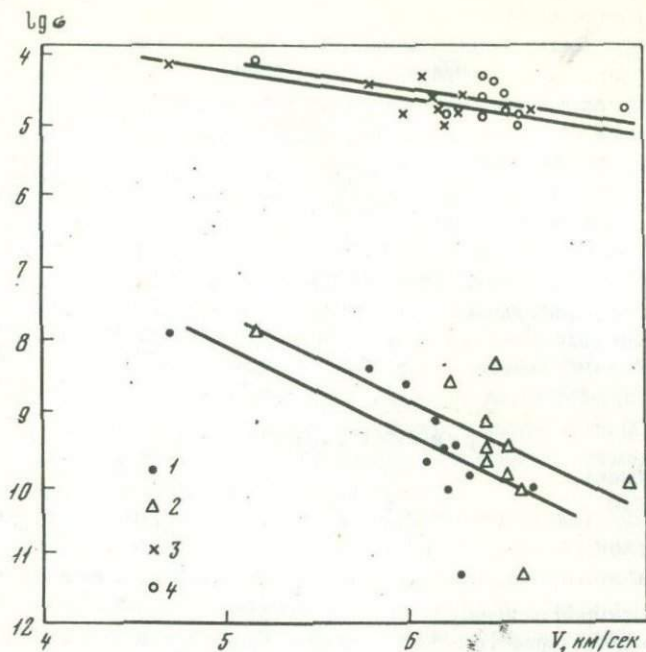


Рис. 17. Соотношение между логарифмом электропроводности и скоростью продольных волн для гранитов и гнейсов Воронежского массива

1 — электропроводность измерена при $t = 200^{\circ}\text{C}$, скорость при 0,001 кбар; 2 — электропроводность — при 200°C , скорость при 4 кбар; 3 — электропроводность — при 1000°C , скорость — при 0,001 кбар; 4 — электропроводность — при 1000°C , скорость — при 4 кбар

температурной аномалии электропроводности, в частности за счет слюды. Однако при отсутствии следов катаклаза, даже при более высоком содержании слюды в породах, такого явления не наблюдается. Поэтому нельзя исключить проявление других процессов, например декрипитации, а также процессов, связанных с рудными минералами. Следует отметить, что эти процессы не оказывают существенного влияния на электрические характеристики в высокотемпературной области. Электропроводность, энергия активации и σ_0 находятся в пределах, типичных для такого ряда пород.

3. Установлено, что для большинства мигматитов в высокотемпературной области энергия активации в $\lg \sigma_0$ меньше, чем для гнейсов и гранитов. Учитывая незначительное различие в минеральном составе мигматитов, гранитов и гнейсов, есть основание считать главной причиной расхождения указанных параметров неодинаковые условия их формирования.

4. Наряду с гранитоидами Воронежского массива исследовалось значительное количество пород гранитоидного и диоритоидного состава, взятых из других регионов Советского Союза. Установлено, что с ростом содержания кварца электропроводность уменьшается. При об-

Скорость продольных волн и электропроводность
габброидов и серпентинитов

Номер обр.	Порода	ρ , г/см ³	V , км/сек		σ , ом ⁻¹ .см ⁻¹		E , эв
			при 0,01 кбар	при 4 кбар	200°С	1000°С	
Мамоновский комплекс							
2621	Габбро амфиболовое	3,13	7,18	7,55	$5 \cdot 10^{-10}$	$1,1 \cdot 10^{-4}$	
2616	Габбро-норит	2,91	6,46	7,08	$2,3 \cdot 10^{-10}$	$1,1 \cdot 10^{-4}$	2,9
2608	Габбро-амфиболовое	2,97	6,5	7,36	$4 \cdot 10^{-11}$	$4,8 \cdot 10^{-5}$	2,1
2617	Габбро-диабаз	2,71	4,9	6,20	$1,3 \cdot 10^{-10}$	$1,9 \cdot 10^{-6}$	2,2
Горьковский комплекс							
2795	Габброид	2,78	5,77	6,08	$3,5 \cdot 10^{-8}$	10^{-4}	1,2
2791	Габбро	2,59	4,6	5,12	$1,1 \cdot 10^{-8}$	$9 \cdot 10^{-5}$	1,7
б/н	"	2,37	4,94	5,58	$3 \cdot 10^{-10}$	$2,8 \cdot 10^{-5}$	1,2
Серпентиниты мамоновского комплекса							
2606	Серпентинит по дуниту	2,70	5,52	5,78	$3,6 \cdot 10^{-6}$	$2,1 \cdot 10^{-5}$	1,24
2610	Перидотит серпентинизи- рованный	2,62	5,10	5,38	$4,8 \cdot 10^{-7}$	$6 \cdot 10^{-6}$	1,06
2604	Серпентинит по перидотиту	2,79	6,20	6,40	$1,3 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-3}$	—

ратной зависимости особенно сильно увеличивается электропроводность в области примесной проводимости (от $6 \cdot 10^{-12}$ до $5 \cdot 10^{-8}$ см⁻¹.ом⁻¹).

5. Электропроводность габброидов колеблется в пределах двух порядков в интервале $t = 200-500^\circ\text{C}$ и примерно одного порядка при температурах от 600 до 1000°С. Такой предел изменения обусловлен неодинаковым минеральным составом. Установлено, что гиперстен и развивающиеся по породам вторичные минералы способствуют увеличению электропроводности и уменьшению энергии активации и σ_0 .

6. Амфиболиты отличаются повышенной величиной электропроводности, меньшим значением E_0 и σ_0 . Увеличению электропроводности этой группы пород способствует повышенное содержание окислов Na_2O , FeO и Fe_2O_3 , а также наличие в кристаллической структуре амфиболов гидроксильной группы $(\text{OH})^-$. Последняя, выделяясь в виде воды в определенной области температур, вызывает нерегулярное изменение σ с повышением температуры.

Выделение амфиболитов по величине электропроводности указывает на то, что эти породы могут образовывать в земной коре слои с повышенной электропроводностью. Повышенная электропроводность возможна также за счет серпентинизированных ультраосновных пород, отдельные разности которых также проявляют высокую проводимость.

Электрические и упругие свойства горных пород имеют различную физическую природу. Однако различные физические характеристики одной и той же породы должны быть все же связаны между собой, так как отражают свойства единого вещества. Эта связь может быть прямой или косвенной. При прямой связи изменение какого-либо свойства вещества влечет за собой изменение других свойств. Иногда одновременное изменение различных по своей природе физических свойств происходит под влиянием тех или иных факторов. На изменение каких-либо определенных свойств веществ одни факторы воздействуют сильно, а на другие — слабо. Так, замечено, что скорость упругих волн в горных породах существенно изменяется под действием высокого давления, а повышение температуры само по себе мало влияет на величину скорости.

Полученные результаты позволяют выявить лишь качественную связь между отмеченными параметрами. Например, наличие в гнейсах высокой электропроводности и малой плотности и скорости продольных волн всегда связано с проявлением катаклаза.

Гранитоиды, характеризующиеся наименьшей электропроводностью, имеют, наоборот, самые высокие скорости продольных волн. Эта связь может получить количественную оценку при увеличении экспериментальных данных. Как видно, даже при имеющемся незначительном количестве точек намечается линейная корреляционная связь между σ и скоростью продольных волн для данной группы пород (рис. 17).

Плотность и скорость продольных волн выше, а электропроводность меньше в габброидах мамоновского комплекса по сравнению с горьковским. В последних ниже также и величина энергии активации. Все это указывает либо на различные условия формирования пород данных комплексов, либо на различные условия их последующих преобразований. Для серпентинитов имеет обратную зависимость — в образцах с более высокими плотностью и скоростью продольных волн наибольшей оказывается и их электропроводность, что, по-видимому, связано с составом серпентина (табл. 4).

Таким образом, даже небольшой экспериментальный материал комплексного изучения параметров горных пород показывает, насколько более полными становятся сведения о физических свойствах пород и условиях их образования при таком подходе.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЛУБИННЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ
ПО ПРОФИЛЮ БЛИЗНЕЦЫ—КУПЯНСК—ВОРКУТА

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Профиль Ближнецы—Купянск—Воркута длиной около 3000 км является частью регионального маршрута ГСЗ, пересекающего Восточно-Европейскую платформу (см. рис. 1). Наблюдения на этом маршруте были начаты в 1962 г. под руководством ИГ АН УССР, и в течение 1962—1964 гг. были обработаны профили Белгородск—Новоалексеевка и Запорожье—Ближнецы—Шевченково. Затем эти работы были продолжены трестом Спецгеофизика МГ СССР, и в течение 1967—1969 гг. наблюдения были проведены на профилях Купянск—Липецк (1967 г.), Липецк—Тува (1968 г.) и Тума—Кинешма (1969 г.).

Наблюдения на этих профилях выполнялись с помощью непрерывного профилирования с использованием достаточно плотной системы встречных и нагоняющих годографов. Расстояния между пунктами взрыва обычно составляли 40—70 км при максимальной длине годографа около 300 км. На профиле Ближнецы—Шевченково максимальная длина годографа была значительно меньше и составляла приблизительно 200 км. В районах Днепровско-Донецкой впадины и Рязано-Саратовского прогиба с целью более детального изучения поверхности фундамента наблюдения проводились по более плотной системе с расстояниями между пунктами взрыва 10—20 км. Регистрация упругих волн осуществлялась сейсмическими станциями СС-30 (60 КМПВ) (профиль Ближнецы—Шевченково) и Поиск-1-48-КМПВ-ОВ (профили Купянск—Липецк, Липецк—Тума и Тума—Кинешма); в качестве сейсмоприемников использовались приборы СПЭН-1. Возбуждение упругих колебаний проводилось с помощью взрывов в скважинах глубиной до 35—40 м.

С технической точки зрения полученные сейсмограммы характеризуются в целом хорошим качеством. В большинстве случаев они имеют четкую отметку момента взрыва и достаточную интенсивность полезных волн. Изменение характера записей по профилю главным образом связано с особенностями геологического строения.

В результате анализа волновой картины было выделено несколько групп опорных волн, которые характеризуют основные геологические объекты.

В первых вступлениях наблюдаются три группы волн. Первая группа волн прослеживается на расстояниях 2—6 км, а в районе Днепровско-Донецкой впадины — до 30—40 км от пункта взрыва. Волны этой груп-

пы характеризуются кажущимися скоростями 2–5 км/сек и соответствуют породам осадочного чехла. Далее, до расстояний 180–220 км, прослеживаются преломленные волны второй группы, связанные с породами консолидированной коры, которые имеют кажущиеся скорости, близкие к 6 км/сек. На больших удалениях зарегистрированы преломленные волны третьей группы, которые имеют кажущиеся скорости около 8 км/сек и связаны с разделом Мохо. В последующих вступлениях выделены две группы волн, которые характеризуются наибольшей амплитудной выразительностью и значительными интервалами прослеживания. Эти волны являются отраженными от границ Конрада и Мохо. Отраженные волны от границы Мохо прослежены повсеместно на профиле, а от границы Конрада более или менее надежно регистрируются только на отрезке профиля, который заключен между Купянском и Липецком.

Кроме опорных волн, в последующих вступлениях зарегистрировано большое число отраженных волн, интервалы прослеживания которых невелики. Наличие этих волн указывает на негомогенность консолидированной коры.

По сейсмическим материалам были построены существенно разные разрезы (рис. 18 и 19). В связи с этим перед тем, как перейти к изложению методики обработки полученных материалов и результатов интерпретации сейсмических данных, целесообразно обсудить причины этого явления.

ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

В последнее время в связи с накоплением данных ГСЗ достаточно часто стали встречаться случаи, когда по одним и тем же экспериментальным данным были получены модели, существенно отличающиеся друг от друга. Исследуемый профиль, к сожалению, не является исключением. Такое положение послужило поводом для того, что некоторые исследователи стали обсуждать так называемые кризисные явления в ГСЗ. Одной из главных причин, приводящих к появлению существенно различных вариантов, как нам кажется, является нечеткая формулировка задач интерпретации и недостаточно ясное понимание тех критериев, с помощью которых должны оцениваться результаты интерпретации.

Интерпретацией принято называть процесс отыскания некоторой идеализированной модели, которая с точки зрения наблюдаемых экспериментальных данных неотличима от реальной среды. Применительно к сейсмическим наблюдениям это означает, что результатом интерпретации должна считаться такая модель, которая наиболее полно соответствует наблюдаемому волновому полю. При этом предполагается, что характер связей, существующих между параметрами среды и сейсмическим полем, известен и описывается теорией распространения волн в упругих средах. Из такого определения интерпретации вытекает, что на разрезе должны быть показаны те параметры, которые в соответ-

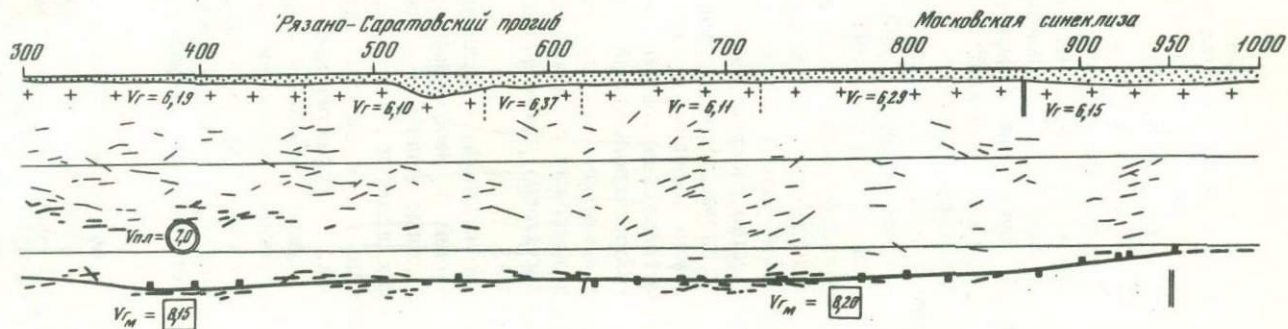
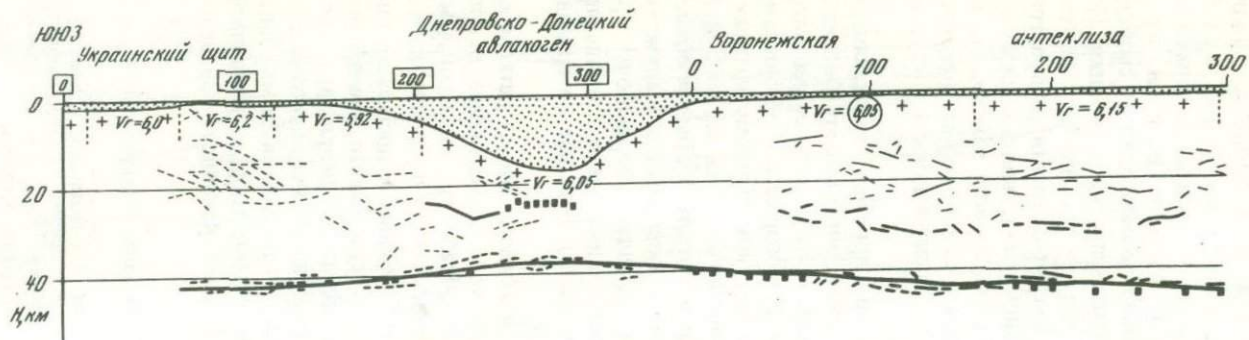
вии с теорией функционально связаны с некоторыми особенностями волнового поля, послужившими исходной информацией для построения данного разреза. Практически задачей интерпретации данных ГСЗ является построение скоростной модели среды, которая объясняет наиболее существенные свойства экспериментального волнового поля. Скоростная модель является объективным свойством среды и не зависит от способа ее определения; однако ее не следует отождествлять с геологической средой, поскольку скоростная модель описывает только одно из свойств среды — характер ее реакции на возбуждаемые упругие колебания. Необходимое требование к сейсмическому разрезу состоит в том, что в каждой его точке должно быть задано значение скорости распространения упругих волн. В противном случае, ввиду отсутствия в нашем распоряжении независимых средств проверки сейсмических данных, таких как, например, бурение в сейсморазведке, невозможно оценить правильность сейсмической интерпретации или степень согласованности построенного разреза с экспериментальными данными.

Из теории следует, что даже в относительно простых средах, содержащих всего несколько границ раздела, может существовать большое количество волн разных типов. В реальных средах неизмеримо возрастает количество распространяющихся волн, которые на сейсмограммах образуют сложную интерференционную картину. Поэтому на практике невозможно выделить все волны, существующие на записях, и в результате интерпретации создать такую модель, которая их бы все объяснила. При отборе используемой информации интерпретатор вынужден ограничиться некоторым количеством волн, обладающих наиболее яркими кинематическими и динамическими особенностями, т.е. волнами, имеющими достаточно четкие фронты вступлений и большие интервалы прослеживания.

Стремления отдельных исследователей получить очень детальные разрезы приводит к необходимости выделять в последующих вступлениях ненадежные волны. При повторной обработке операция выделения таких волн не может быть воспроизведена, и детали среды, построенные по таким волнам, отражают субъективные представления интерпретатора, а не фактический материал. Тогда вместо увеличения детальности модели получается совершенно обратный результат — искажение полезной информации за счет появления несуществующих особенностей строения среды и неправильного определения параметров реальных объектов, слагающих земную кору. Кроме того, к различным результатам интерпретации может также приводить неполнота или недо-

Рис. 18. Сейсмический разрез земной коры по профилю Близнецы — Шевченково — Купянск — Тума (по С.С. Чамо и др.)

1 — осадочная толща; 2 — поверхность фундамента; 3 — граница Конрада (К); 4 — граница Мохо (М); 5 — неопорные отражающие и преломляющие границы; 6 — пластовые, граничные и расчетные скорости в км/сек (V_p); 7 — пикетаж по профилю Близнецы—Шевченково; 8 — пикетаж по профилю Купянск — Липец—Тума



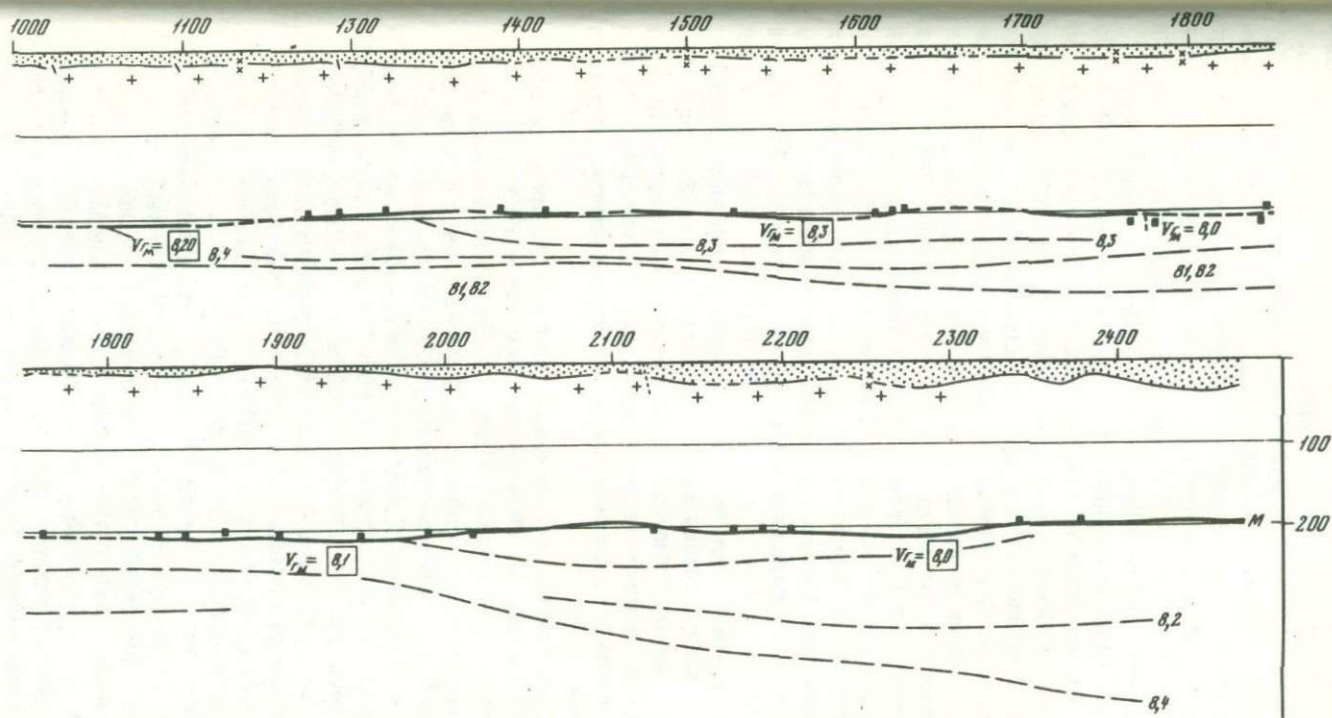


Рис. 19. Сейсмический разрез по профилю Близнецы – Купянск – Воркута. Составил Ю.С. Юров

1 – поверхность фундамента; 2 – поверхность Мохо; 3 – отражающие площадки в консолидированной коре, построенные по неопорным волнам; 4 – отражающие площадки, построенные по опорным волнам $P_{отр}^X$ и $P_{отр}^M$; 5 – отражающие площадки в консолидированной коре по данным Г.В. Смелянской; 6 – элементы границы М, полученные по годографам, составленным в Ин-те геологии АН УССР; 7 – глубинные залегания опорных границ, полученные по преломленным волнам; 8 – граничные скорости на поверхности фундамента; 9 – пластовые скорости в низах консолидированной коры; 10 – граничные скорости на поверхности М; 11 – пикетаж по профилю Близнецы – Шевченково; 12 – пикетаж по профилю Купянск – Воркута; 13 – разломы – предполагаемые, установленные

статочное высокое качество первичных материалов. В последнем случае само понятие — экспериментальный материал — теряет смысл и различными исследователями может трактоваться произвольно.

Из теории интерпретации сейсмических наблюдений известно, что решение обратной сейсмической задачи, как впрочем, и других обратных геофизических задач, является неоднозначным. Это означает, что в принципе может существовать бесчисленное множество сейсмических моделей, называемых эквивалентными, которые одинаково хорошо объясняют экспериментальные данные, полученные на поверхности Земли. Это ограничение является фундаментальным и остается справедливым для самых полных систем наблюдений и самого хорошего качества экспериментальных материалов. Однако эквивалентные модели не могут обладать произвольными свойствами, а имеют ряд общих для всех моделей параметров, которые связаны интегральными зависимостями с функцией распределения скорости и могут быть названы функционалами. При исследованиях ГСЗ функционалами являются прежде всего мощности и средние пластовые скорости между границами раздела, от которых наблюдаются опорные волны. К числу опорных границ раздела в земной коре относятся поверхность фундамента, граница Мохо и в некоторых случаях раздел между верхней и нижней частями консолидированной коры (граница К).

Следовательно, несмотря на фундаментальные ограничения, связанные с нахождением распределения скорости в среде на основании сейсмических наблюдений на поверхности Земли, мощности и средние пластовые скорости наиболее крупных объектов земной коры могут быть определены однозначно и по праву могут считаться достоверной информацией об изучаемой среде.

Для оценки правильности интерпретации необходимо провести проверку полученного разреза путем решения прямой задачи. Эта операция позволяет установить, в какой мере представленный разрез объясняет те сейсмические особенности, которые были получены при наблюдениях. Поскольку, как уже упоминалось, объяснить все волны, существующие на сейсмограммах, практически невозможно, необходимо ограничиться некоторым минимумом наиболее надежной сейсмической информации, которую должны объяснять все разрезы. Наиболее устойчивыми параметрами, которыми обладают экспериментальные сейсмические данные, являются времена регистрации опорных волн. Это подтверждается тем, что на практике в большинстве случаев времена прихода волн, зарегистрированных в первых вступлениях и отраженных от поверхности Мохо, при повторной обработке у различных исследователей существенно не различаются и поэтому могут считаться достаточно объективными параметрами, характеризующими реальную среду. Следовательно, сейсмический разрез может быть правильным только в том случае, если он при решении прямой задачи позволяет получить, по крайней мере, наблюдаемые времена регистрации опорных волн. Неизбежные отклонения теоретических времен от наблюдаемых должны быть не слишком большими, а характер их распределения — случайным.

быть не слишком большими, а характер их распределения — случайным.

Перечисленные требования к сейсмической интерпретации и к ее результатам могут служить теми практическими критериями, с помощью которых можно оценить их правильность. Кроме того, желательно, чтобы при интерпретации использовалось возможно большее количество первичной информации, что при соблюдении поставленных условий позволит повысить детальность модели и ее геологическую эффективность.

Таким образом, сейсмический разрез может считаться достаточно объективным только в том случае, если он может быть проверен, если он базируется на надежной информации и если в результате проверки путем решения прямой задачи теоретические времена регистрации по крайней мере для опорных волн практически совпадают с наблюдаемыми. Это, конечно, не означает, что то распределение скорости, которое показано на сейсмическом разрезе, удовлетворяющем всем перечисленным требованиям, в точности соответствует реальному распределению. Это означает лишь только то, что изучаемая среда м о ж е т характеризоваться таким распределением скорости, которое было получено в результате интерпретации, причем некоторые наиболее устойчивые параметры разреза близки с реально существующим. Если же сейсмическая модель не отвечает указанным требованиям, то это совершенно определенно означает, что найденное распределение скорости н е м о ж е т существовать в природе.

Вообще информация, получаемая в результате решения обратных задач, характеризуется, к сожалению, той особенностью, что мы значительно более определенно можем судить не о том, каково реальное распределение физических свойств в изучаемой среде, а о том, какое распределение не удовлетворяет экспериментальным данным.

ХАРАКТЕРИСТИКА СОСТАВЛЕННОГО РАННЕЕ РАЗРЕЗА (ПО ДАННЫМ С.С. ЧАМО)

Перечисленные необходимые условия, которым должен удовлетворять сейсмический разрез, далеко не всегда выполняются на практике. Это относится и к сводному разрезу, представленному на рис. 18.

Южная часть разреза (профиль Близнацы—Шевченко) показана в варианте интерпретации группы украинских геофизиков, северная часть (профили Купянск—Липецк и Липецк—Тума) является результатом интерпретации, выполненной под руководством С.С. Чамо (1971).

Простое сравнение этих двух частей сводного разреза показывает, что они являются непохожими и трудно сопоставимыми. Наиболее существенное различие состоит в том, что в южной части профиля в консолидированной коре отмечается сравнительно небольшое количество прерывистых границ раздела, в северной части границ в два-три раза больше и они непрерывные, причем в верхах мантии также показаны границы, самая глубокая из которых имеет скорость 8,8—8,9 км/сек. Кроме того, имеются также противоречия в значениях скоростей пород в консолидированной коре. Например, граница со скоростью 7 км/сек, показанная на профиле Близнацы—Шевченко, на профиле Купянск—Липецк соответствует границе со скоростью 6,4 км/сек.

Показанное на профилях Купянск—Липецк и Липецк—Тума большое количество приблизительно горизонтальных границ раздела в консолидированной коре с самого начала вызвало недоумение и критику со стороны многих геологов и геофизиков. Поскольку первичный сейсмический материал, относящийся к внутреннему строению консолидированной коры, на всех профилях приблизительно является одинаковым, вполне очевидно, что указанные различия возникли на этапе интерпретации и имеют субъективный характер.

Более подробный анализ результатов проведенной ранее интерпретации на примере профиля Купянск—Липецк показывает, что она не является корректной по следующим причинам.

Решение прямой кинематической задачи по представленному разрезу, выполненное на ЭЦВМ по программе, разработанной в ВЦ СО АН СССР под руководством А.С. Алексеева, показало наличие систематических расхождений между наблюдаемыми и теоретическими временами регистрации преломленных волн, зарегистрированных в первых вступлениях, и отраженной волны от поверхности Мохоровичича. Эти расхождения состоят в том, что теоретические годографы указанных волн почти на всем интервале регистрации имеют несколько меньшие времена и большие кажущиеся скорости по сравнению с наблюдаемыми. Максимальные величины расхождений для волн, зарегистрированных в первых вступлениях, составляют 0,5 сек, для волны, отраженной от поверхности Мохо — 1,5 сек. Такое расхождение является характерным и для ряда других профилей ГСЗ и свидетельствует о том, что скорости в консолидированной коре, показанные на разрезе профиля Купянск—Липецк, являются завышенными.

Годографы, по которым построен разрез Купянск—Липецк, неудовлетворительно обоснованы фактическим материалом. В процессе проведенной ранее корреляции были выделены не только оси синфазности, которые могут быть однозначно прослежены, поскольку они соответствуют динамически выразительным волнам, но также и такие, корреляция которых неоднозначна вследствие интерференции и малых амплитуд, соизмеримых с межволновым фоном. Однако, несмотря на некоторое количество недостаточно обоснованных осей синфазности, построенные ранее фазовые годографы соответствуют прерывистому волновому полю и отражают главные особенности экспериментального материала. Более существенные возражения вызывает то, что разрез был построен не по фазовым годографам, а по так называемым сводным годографам. По соотношению между фазовыми и сводными годографами следует, что последние в значительной части не подтверждаются экспериментальными данными и в некоторой степени им противоречат. Грубая оценка показывает, что сводные годографы обоснованы приблизительно на 30% фактическим материалом и, следовательно, являются в значительной мере субъективными. Вообще при использовании распространенной в недалеком прошлом методики составления сводных годографов по прерывистому полю отраженных волн практически невозможно избежать субъективного элемента, поскольку один и тот же экспериментальный материал во всех случаях может быть аппрокси-

мирован в различной в количественном отношении (а иногда и в качественном отношении) совокупности сводных годографов. Это решающим образом отражается на результатах интерпретации, так как в результате такой аппроксимации фактическому материалу искусственно приписываются такие свойства, которыми он не обладает.

Показанные на разрезе профиля Купянск—Липецк слои, залегающие ниже поверхности Мохо, и соответствующие им значения пластовых скоростей еще в меньшей степени обоснованны, так как они построены по сводным годографам $P_1 - P_5^{OTP}$, которые практически совершенно не подтверждаются фазовыми годографами. Более того, исходя из имеющихся сейсмологических данных, а также из материалов наблюдений, полученных при больших удалениях от источника, можно с уверенностью утверждать, что приведенные величины пластовых скоростей в верхах мантии являются значительно завышенными.

Для участка разреза Липецк—Тума проверка путем решения прямой задачи не проводилась в связи с тем, что на разрезе не показаны значения пластовых скоростей. Однако если приближенно перейти от расчетных скоростей к пластовым, то можно обнаружить, что для этой части профиля пластовые скорости в консолидированной коре завышены еще более существенно, вследствие чего глубины залегания поверхности Мохо получились неоправданно большими. Поскольку характер соотношения между фазовыми годографами и сводными на этом участке профиля аналогичен тому, который имеется на профиле Купянск—Липецк, мы не будем подробно останавливаться на этом вопросе. Укажем лишь то, что показанные на разрезе непрерывные горизонты в консолидированной коре в равной мере не обоснованы фактическим материалом.

Таким образом, анализ проведенной ранее интерпретации показывает, что она не является корректной, а ее результаты не согласуются с экспериментальными данными. В связи с этим потребовалось провести повторную обработку материалов ГСЗ по профилям Купянск—Липецк и Липецк—Тума с целью получения сейсмического разреза, лишенного указанных недостатков.

МЕТОДИКА ИНТЕРПРЕТАЦИИ И ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СКОРОСТНОЙ МОДЕЛИ

Первым ответственным этапом интерпретации является процесс выделения и прослеживания на сейсмограммах регулярных волн. Этот этап в настоящее время не является строго формализованным и в той или иной мере всегда содержит некоторый элемент субъективности. Тем не менее практика показывает, что при соблюдении строгих принципов корреляции волн, разработанных в сейсморазведке и сейсмологии, субъективный элемент может быть сведен к минимуму, и его влияние на результаты интерпретации оказывается несущественным. Классические принципы корреляции основаны на использовании трех основных

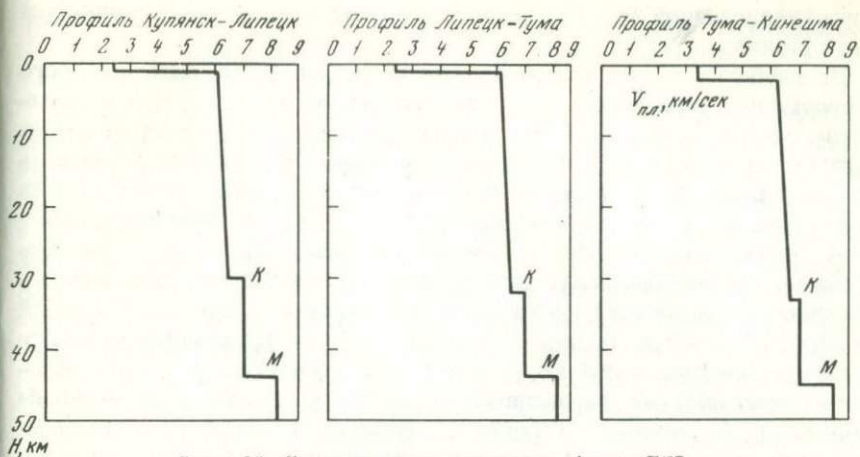
критериев — амплитудной выразительности, сохранения формы записи и синфазности. При наблюдениях ГСЗ строгое соблюдение всех этих правил в большинстве случаев оказывается затруднительным из-за сильной интерференции в последующей части записи, а также в связи с тем, что разные волны мало отличаются друг от друга по форме импульса. Вследствие этого при корреляции волн в условиях ГСЗ оказывается возможным строго использовать только два признака — амплитудную выразительность и синфазность, критерий сходства формы записи используется частично и не во всех случаях. По этим признакам была проведена корреляция волн на указанных профилях ГСЗ и построены фазовые годографы волн, которые явились основой для проведения дальнейшей интерпретации. Составление сводных годографов не проводилось в связи с тем, что эта операция, как уже указывалось, является субъективной.

Другим важным вопросом интерпретации сейсмических наблюдений является определение природы зарегистрированных волн. Не останавливаясь на этом вопросе детально, укажем, что в результате анализа кинематических и динамических свойств наблюдаемых колебаний была подтверждена широко распространенная в настоящее время точка зрения о том, что волны, зарегистрированные в первых вступлениях, являются преломленными (слабо рефрагированными), а наиболее интенсивные волны, выделяемые в последующих вступлениях, являются отраженными.

В результате обработки первых вступлений (волна P^0) были получены глубина залегания кристаллического фундамента, значения скоростей в породах, залегающих на его поверхности, и закон, по которому скорость в верхней части консолидированной коры увеличивается с глубиной. Так же по данным первых вступлений (волна $P_{\text{прел}}^M$) была определена глубина залегания поверхности Мохо и скорость в породах верхней мантии. На некоторых участках профилей ГСЗ по материалам первых вступлений были получены данные о главных особенностях строения осадочной толщи.

Обработка последующих вступлений позволила получить распределение скорости во всей толще консолидированной коры и определить положение границы Мохо по волне $P_{\text{отр}}^M$. Оказалось, что нижняя часть консолидированной коры характеризуется заметно большей скоростью по сравнению с верхней частью, причем в некоторых случаях (профиль Купянск—Липецк) этот раздел отмечается наличием интенсивных отраженных волн ($P_{\text{отр}}$).

Определение скоростных параметров земной коры и глубин залегания отдельных границ раздела осуществлялось с помощью точных формул геометрической сейсмоки и с учетом возмущающего влияния осадочной толщи. При обработке первых вступлений использовался в основном метод T_0 ; исключение составляли участки бортов глубоких впадин, где этот метод не дает точных результатов. Глубины преломляющих горизонтов вычислялись с учетом преломлений лучей на всех резких промежуточных границах раздела. Переход от эффектив-



Р и с. 20. Скоростные колонки по профилям ГСЗ

ных скоростей, определяемых по годографам отраженных волн. к лучевым и средним скоростям осуществлялся в соответствии с теми закономерностями, которые свойственны средам со слабой скоростной дифференциацией.

На рис. 20 показаны осредненные скоростные модели консолидированной коры по профилям Купянск—Липецк, Липецк—Тума и Тума—Кинешма, которые были получены с использованием данных как отраженных, так и преломленных волн. Все эти модели похожи друг на друга и характеризуются рядом сходных особенностей.

В верхней части консолидированной коры, т.е. до глубин приблизительно 30—34 км, среда характеризуется скоростью распространения упругих волн около 6—6,4 км/сек, которая с глубиной незначительно возрастает. Более детальные исследования показывают, что по крайней мере до глубины 15 км увеличение скорости с глубиной происходит нелинейно, причем градиент скорости уменьшается с увеличением глубины. В указанном диапазоне глубин в среднем на каждые 3—5 км глубины скорость возрастает приблизительно на 1%, т.е. примерно на 60 м/сек.

В нижней части консолидированной коры, т.е. в интервале глубин около 30—45 км, скорость распространения упругих волн заметно увеличивается и составляет в среднем 7 км/сек. Сколько-нибудь надежных данных о характере изменения скорости в пределах нижней части консолидированной коры получить не удалось.

Переход от верхней части консолидированной коры к нижней, изображенной на рис. 20 в виде скачка скорости, на самом деле является постепенным и представляет собой переходный слой мощностью в несколько километров. Наличие достаточно интенсивных отраженных волн на профиле Купянск—Липецк, которым соответствуют отражающие площадки на глубинах около 30 км, и отсутствие их на других профилях может свидетельствовать о том, что переход от верхней части

консолидированной коры к нижней в южной части маршрута является более резким.

На глубинах 42–45 км располагается раздел Мохо, ниже которого скорость распространения упругих волн резко увеличивается и становится равной около 8,15–8,2 км/сек. Характер изменения скорости с глубиной в верхней мантии по материалам ГСЗ обычно установить не удается, ввиду слишком малого градиента скорости. Однако из этих данных можно определить максимально возможную величину градиента скорости, которая в нашем случае оказалась равной 8 м/сек на 1 км глубины. Сейсмологические данные, а также наблюдения при больших удалениях от источника показывают, что градиент скорости в верхней мантии составляет в среднем 3–5 м/сек на 1 км. По сравнению с породами консолидированной коры вещество мантии характеризуется меньшими латеральными вариациями скорости и существенно меньшим градиентом увеличения скорости с глубиной. Переход от консолидированной коры к верхней мантии на рис. 20 также схематически показан в виде скачка скорости, однако наличие переходного слоя небольшой мощности не противоречит экспериментальным данным. В последнем случае волна, которая интерпретировалась отраженной от поверхности Мохо, должна представлять собой рефрагированную волну с акустикой; однако при небольшой мощности переходного слоя кинематические и динамические особенности этих двух волн будут сходными и практически вряд ли различными. Безусловным является тот факт, что переход от консолидированной коры к мантии является значительно более резким, чем переход от верхней части консолидированной коры к нижней.

Скоростная модель Днепровско-Донецкой впадины по сравнению с другими частями маршрута ГСЗ характеризуется рядом существенных отличий. Наличие высокоскоростных и, по-видимому, плотных осадочных пород, слагающих эту структуру до глубин 15–16 км, приводит к резкому сокращению верхней части консолидированной коры. Это проявляется в том, что по профилю ГСЗ Дружковка–Диканька, расположенному примерно по осевой линии Днепровско-Донецкой впадины, в первые вступления выходит преломленная волна со скоростью 7 км/сек. Кроме того, этот район характеризуется самым неглубоким залеганием поверхности Мохо (37–38 км).

Правильность полученной сейсмической модели была оценена путем решения прямой кинематической задачи. Для всех пунктов взрыва, расположенных в пределах изучаемого маршрута, количество которых составляет около 50, были вычислены расчетные времена прихода всех опорных волн на всех интервалах их регистраций. Сравнение наблюдаемых и вычисленных времен показывает, что среднеквадратическое отклонение расчетных времен от наблюдаемых по всему маршруту составляет около $\pm 0,15$ сек.

Наличие хорошей сходимости наблюдаемых и теоретических времен свидетельствует о том, что полученные скоростные модели могут существовать в природе, причем значения мощностей и средних пластовых скоростей выделенных наиболее крупных объектов земной коры близки к реальным.

ОПИСАНИЕ СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА И СОПОСТАВЛЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ С ДАННЫМИ ДРУГИХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

В результате проведенной интерпретации был составлен сейсмический разрез земной коры по маршруту Близнецы—Купянск—Кинешма. Южная часть этого маршрута (профиль Близнецы—Шевченково) была построена с использованием годографов опорных волн, полученных в ИГ АН УССР. Совместный анализ первичных сейсмических материалов с сотрудниками ИГ АН УССР (В.Б. Соллогуб, Н.И. Павленкова, А.В. Чекунов, Т.В. Смелянская) показал, что подход к выделению и корреляции волн на смежных профилях Близнецы—Шевченково и Купянск—Липецк являлся сходным и основывался на указанных выше критериях. В связи с этим возникла возможность использования полученных материалов на уровне годографов. На профиле Близнецы—Шевченково нами были отработаны только годографы опорных волн, отдельные отражающие площадки, которые были получены в результате обработки неопорных волн; на разрезе они показаны по данным Т.В. Смелянской.

Структура осадочного чехла и поверхности фундамента в пределах изучаемого маршрута характеризуется рядом существенных особенностей. В южной части маршрута, в пределах Украинского щита, осадочные породы имеют небольшую мощность (0,5—0,9 км) и представлены рыхлыми отложениями, скорость распространения упругих волн в которых составляет около 2 км/сек. Вначале поверхность фундамента воздымается в северном направлении и достигает минимальной на профиле глубины (около 0,1 км), а затем погружается в сторону Днепровско-Донецкой впадины. В районе Украинского щита скорость в породах фундамента изменяется незначительно (5,9—6,2 км/сек), тем не менее можно выделить четыре блока с различными скоростями пород, границы между которыми соответствуют, по-видимому, тектоническим нарушениям.

В пределах Днепровско-Донецкой впадины поверхность фундамента залегает на больших глубинах, достигающих 15—16 км. Установить вариации скорости в породах фундамента этой впадины не удалось в связи с тем, что наблюдения проводились по профилю, расположенному вкрест простираения. Кинематические особенности преломленных волн на профилях, пересекающих узкие впадины с крутыми бортами, не позволяют надежно определить скорости в породах фундамента. Проведенные расчеты показывают, что в среднем скорость в породах фундамента Днепровско-Донецкой впадины составляет около 6,05 км/сек. Особенностью строения Днепровско-Донецкой впадины является то, что она заполнена мощной высокоскоростной толщей палеозойских и, возможно, более древних отложений, физические свойства которых мало отличаются от физических свойств пород фундамента. Это проявляется в том, что абсолютные времена регистрации волн, связанных с поверхностью Мохо, в пределах впадин и в смежных районах Украинского щита и Воронежского массива мало отличаются друг от друга, а также в том, что в суммарном гравитационном поле эффект, обуслов-

ленный наличием мощной толщи осадочных отложений, оказывается незаметным. Такая ситуация позволяет существующие схемы глубинного строения этой впадины рассматривать лишь как самые отдаленные предположения.

От Днепровско-Донецкой впадины поверхность фундамента слабо воздымается в сторону Воронежского массива. В пределах Южного склона Воронежского массива скорость в породах фундамента составляет около 6,05 км/сек. Приблизительно в центральной части массива скорость в породах фундамента заметно увеличивается и становится равной 6,15 км/сек. Этот контакт скоростей приурочен к Щигровской зоне разломов, выделяемой по геологическим данным. К северу от Щигровской зоны разломов начинается моноклинальное падение поверхности фундамента в северном направлении, которое сопровождается увеличением средней скорости в породах осадочного чехла и региональным увеличением скорости в породах фундамента. На северном склоне Воронежского массива, в районе Лосевско-Мамоновской зоны разломов, отмечается контакт скоростей в породах фундамента, севернее которого скорость становится равной 6,2 км/сек. При приближении к Рязано-Саратовскому прогибу скорость в породах фундамента несколько уменьшается и имеет значение 6,1 км/сек. Осадочные отложения на северном склоне Воронежского массива представлены в основном палеозойскими отложениями. На северном окончании Рязано-Саратовского прогиба мощность осадочных пород достигает 1,2 км, средняя скорость составляет около 3,3 км/сек.

В пределах Рязано-Саратовского прогиба поверхность фундамента в среднем равна 6,1 км/сек. Возможно, в пределах прогиба существуют отдельные блоки пород фундамента, но выделить их по имеющимся материалам не удастся из-за методических причин. Рязано-Саратовский прогиб, так же как и Днепровско-Донецкая впадина, сложен в основном толщей высокоскоростных и, по-видимому, плотных пород, скорость в которых составляет около 4,5 км/сек.

В северной прибортовой зоне Рязано-Саратовского прогиба и прилегающей к ней части Токмовского свода выделяется высокоскоростной блок в породах фундамента со скоростью около 6,4 км/сек. Северный контакт этого блока, расположенный южнее г. Тума, совпадает с тектоническим нарушением в фундаменте, установленным по геологическим данным. В районе южного контакта располагается несколько зон разломов, которые затрудняют сопоставление геологических и сейсмических данных. Осадочный чехол в наиболее приподнятой в рассматриваемом сечении части Токмовского свода представлен в основном палеозойскими и протерозойскими породами. Суммарная мощность осадочных отложений составляет здесь в среднем 1,5–1,6 км, средняя скорость в этих породах близка к 3,35 км/сек. Породы фундамента в центральной части Токмовского свода характеризуются сравнительно низкой скоростью, составляющей в среднем около 6,1 км/сек. В этой зоне выделяются два антиклинальных прогиба по поверхности фундамента с амплитудой 100–150 м. Один из прогибов располагается приблизительно в центре высокоскоростного блока в породах фундамента, дру-

гой — в районе контакта низкоскоростных пород фундамента Токмовского свода с высокоскоростными породами фундамента Московской синеклизы. Этот контакт намечается в районе нарушения, разграничивающего протерозойские и архейские породы фундамента.

В самой северной части маршрута, в пределах Московской синеклизы, отмечается погружение поверхности фундамента, средний угол падения составляет около $0,5^{\circ}$. Мощность осадочных отложений увеличивается от 1,8 до 3,2 км. Увеличение мощности происходит как за счет проявления более молодых отложений, так и за счет увеличения мощности верхнепротерозойских отложений. Это приводит к тому, что средняя скорость осадочного комплекса практически остается постоянной (3,4 км/сек). На самом северном конце маршрута выделен сравнительно низкоскоростной блок в породах фундамента, характеризующийся скоростью 6,25 км/сек. Южный контакт этого блока не удалось сопоставить с известными по геологическим данным нарушениями. Это, возможно, связано с тем, что в районе простирание основных нарушений близко к направлению профиля.

На рис. 21 приведено сопоставление сейсмических данных о структуре фундамента по маршруту Близнецы—Купянск—Воркута с имеющимися гравитационными и магнитными наблюдениями¹. Анализ этих материалов показывает, что ни гравитационное, ни магнитное поле не коррелируются с глубиной до поверхности кристаллического основания. Это фундаментальное явление наблюдается в большинстве районов центральной части Русской платформы и указывает на то, что гравитационные и магнитные аномалии, вероятно, в основном связаны с внутренней неоднородностью пород консолидированной коры. Сравнение значений скорости в породах фундамента с гравитационными и магнитными аномалиями обнаруживает некоторую связь между этими геофизическими параметрами, которая наиболее отчетливо проявляется в районе Кинешмы. Например, на северном борту Рязано-Саратовского прогиба, где выделяется блок с самыми высокими на всем маршруте значениями скорости (6,4 км/сек), наблюдаются очень интенсивные аномалии Δg и $\Delta T(a)$. Такое явление, вероятно, следует связывать с внедрением в земную кору в этом районе масс основных или ультраосновных пород. Изменение физических свойств пород фундамента в горизонтальном направлении проявляется не только в вариациях скорости, но и в вариациях вертикального градиента скорости. Этот параметр, вероятно, отражает изменения удельной величины порового пространства в породах и может указывать на различие термодинамических условий, в которых формировались горные породы.

Строение консолидированной коры в пределах изучаемого маршрута характеризуется рядом существенных особенностей. Это прежде всего проявляется в том, что в самых нижних слоях (13–15 км) консолидированной коры скорость распространения упругих волн заметно увеличивается и достигает в среднем величины 7 км/сек. Такое явление за-

¹ Кривая аномального магнитного поля вдоль маршрута дается по данным Е.Г. Лапиной и В.А. Лапина, 1973 г.

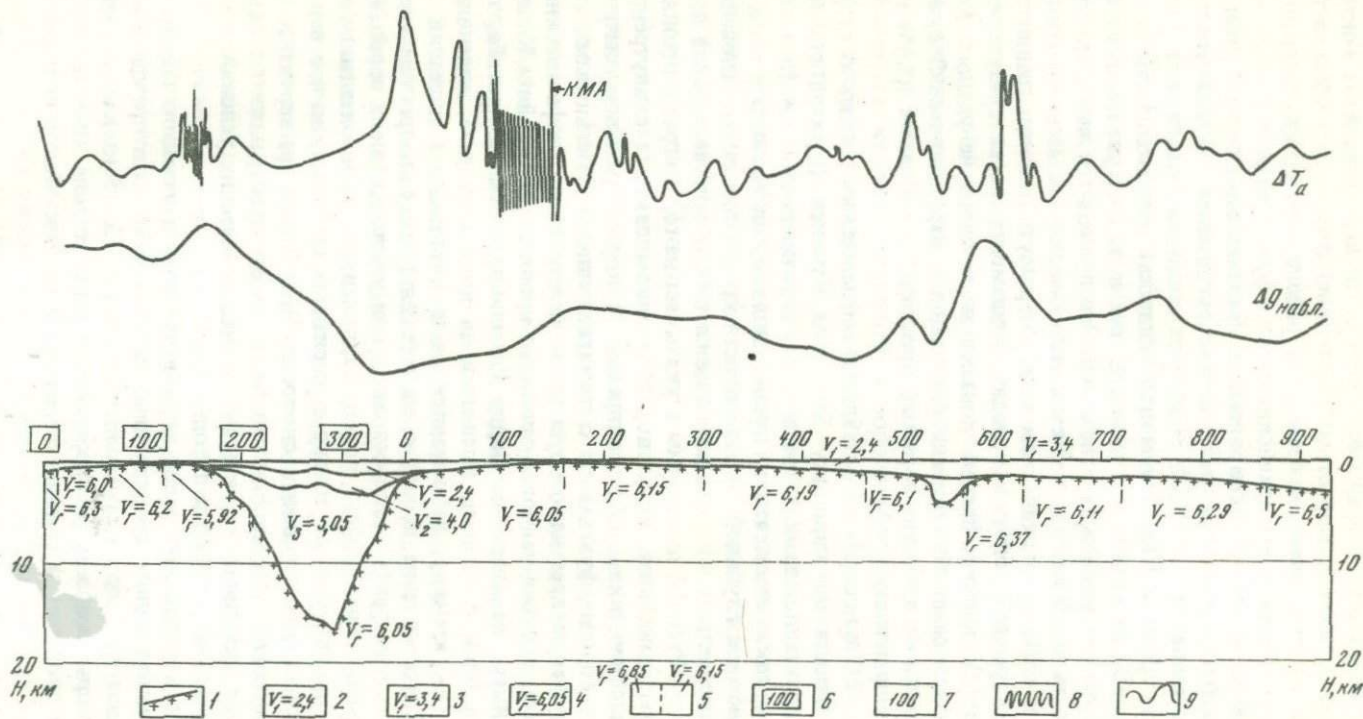


Рис. 21. Сопоставление данных ГСЗ по структуре фундамента с результатами магнитных и гравиметрических наблюдений

1 - поверхность фундамента; 2 - пластовые скорости в осадочной толще; 3 - средние скорости по поверхности фундамента; 4 - граничная скорость на поверхности фундамента; 5 - границы между блоками фундамента с различной скоростью; 6 - пикетаж по профилю Близнецы - Шевченко; 7 - пикетаж по профилю Купянск - Кинешма; 8 - кривая ΔT_{α} ; 9 - кривая Δg

кономерно проявляется в пределах всего маршрута и обычно связывается с наличием так называемого базальтового слоя в нижней части консолидированной коры. Несмотря на то, что существование однородного слоя основных пород в мозаичной по своему строению консолидированной коре с геологической точки зрения является невероятным, следует считаться с возможностью увеличения в низах коры процентного содержания пород, обладающих повышенными скоростью и плотностью. В условиях больших давлений, когда различные по литологическому составу породы сближаются по своим физическим свойствам, такой объект, несмотря на свою неоднородность, может проявлять себя в сейсмическом поле как гомогенный слой.

Полученные данные о строении нижней части консолидированной коры в южной части маршрута не согласуются с разрезами через Днепровско-Донецкую впадину других исследователей, на которых поверхность базальтового слоя показана залегающей почти согласно с поверхностью фундамента. Не останавливаясь подробно на причинах этого расхождения, укажем, что воздымание поверхности базальтового слоя от Днепровско-Донецкой впадины к соседним районам Украинского щита и Воронежского массива, как это показано ранее на составленных разрезах, противоречит экспериментальным данным.

Интересной особенностью строения консолидированной коры в пределах Днепровско-Донецкой впадины является необычное соотношение мощностей верхней и нижней частей консолидированной коры. Здесь мы имеем дело с редчайшим случаем, когда нижняя часть консолидированной коры превосходит по мощности ее верхнюю часть. В сейсмическом поле это явление выражается в том, что волна P^X (со скоростью 7 км/сек), которая обычно наблюдается в первых вступлениях, на профилях, расположенных по простиранию Днепровско-Донецкой впадины (например, профиль ГСЗ Дружковка—Диканька), имеет значительный интервал прослеживания в первых вступлениях за счет главным образом резкого сокращения области регистрации волны P^0 , соответствующей поверхности фундамента.

В остальной части маршрута нижняя, более высокоскоростная часть консолидированной коры, составляет около одной трети общей мощности коры и залегает согласно с границей Мохо.

Во всей толще консолидированной коры присутствует большое количество неоднородностей, с которыми связаны многочисленные отраженные волны, наблюдаемые на сейсмограммах. Соответствующие этим волнам отражающие площадки были построены исходя из предположения о том, что зарегистрированные колебания являются однократно отраженными волнами, траектории которых лежат в вертикальной плоскости. Распределение отражающих элементов в толще консолидированной коры, как это показано на рис. 19, является в значительной степени нерегулярным. Это, однако, может не только указывать на нерегулярное распределение неоднородностей в консолидированной коре, но также быть связано с тем, что построение отражающих границ по волнам, зарегистрированным на больших по сравнению с глубиной удаления от пункта взрыва, является ненадежным. Поэтому изображенные

на разрезе отражающие площадки более правильно трактовать с качественной стороны как свидетельство существования неоднородностей в консолидированной коре, хотя в некоторых случаях их, вероятно, можно использовать для самых общих оценок статистических особенностей распределения неоднородностей в пространстве, например для изучения характера изменения количества неоднородностей вдоль профиля.

Поверхность Мохо, построенная по данным отраженных и преломленных волн, является наряду с поверхностью фундамента наиболее резкой сейсмической границей, на которой скорость увеличивается до 8,15—8,2 км/сек. Эта граница, залегающая в районе Украинского щита на глубинах около 42 км, слабо воздымается в сторону Днепровско-Донецкой впадины, где отмечается минимальная на всем маршруте глубина залегания поверхности Мохо — около 38 км. Далее на север поверхность Мохо погружается в сторону Воронежского массива, и приблизительно в центральной части Русской платформы ее глубина достигает максимальных значений — 46—47 км. Близ Кинешмы поверхность Мохо заметно поднимается, и глубина ее на северном конце профиля становится равной 40 км.

Поведение поверхности Мохо в региональном плане характеризуется ясно выраженным изостатическим рельефом. На большей части профиля поверхность Мохо ведет себя зеркально по отношению к поверхности фундамента: в районах с большей глубиной фундамента поверхность Мохо залегает, как правило, на сравнительно малых глубинах и наоборот.

Существенной особенностью залегания Мохо является то, что в пределах очень глубокой Днепровско-Донецкой впадины поверхность Мохо располагается на сравнительно большой глубине. Обычно глубокие осадочные бассейны (Прикаспийская впадина, Закаспийская депрессия и др.) характеризуются более высоким положением границы Мохо (около 30 км). Заметно большая глубина залегания поверхности Мохо в районе Днепровско-Донецкой впадины, вероятно, обусловлена тем, что здесь мощная толща осадочных отложений, возможно, состоит главным образом из плотных пород, которые мало отличаются по своим физическим свойствам от пород кристаллического основания и наличие которых, следовательно, не приводит к существенному нарушению равновесия земной коры.

ВЫВОДЫ

В результате обработки сейсмических наблюдений оказалось возможным установить основные особенности скоростной модели земной коры по профилю Близнецы—Купянск—Воркута, которые необходимо учитывать при комплексной геологической интерпретации имеющихся о земной коре данных. Эти особенности могут быть сформулированы следующим образом.

1. Земная кора состоит из двух существенно различающихся по скорости распространения упругих волн объектов — осадочной толщ и консолидированной коры, которая может быть разделена в свою очередь

на верхнюю (низкоскоростную) и нижнюю (высокоскоростную) части. Земная кора подстилается более плотными породами за счет потери пористости, а следовательно, более высокоскоростными, относимыми к так называемой верхней части мантии.

2. Осадочная толща состоит из однородных слоев, характеризующихся широким диапазоном изменения скоростей в отдельных слоях (2–5 км/сек). Суммарная мощность осадочного чехла по профилю изменяется от 0 до 16 км.

3. Верхняя часть консолидированной коры сложена породами, скорость в которых составляет 5,9–6,4 км/сек. В верхней части консолидированной коры выделяется ряд крупных блоков, которые характеризуются различными скоростями распространения упругих волн и на границах которых скорости в породах резко изменяются. Линейные размеры отдельных блоков варьируют от нескольких десятков до двух-трех сотен километров, а различия в скоростях распространения сейсмических волн в соседних блоках прослеживаются на глубину 10–15 км. Зоны контактов между блоками являются вертикальными или круто наклоненными, ниже переходящими в шрамы, причем многие из них совпадают с намечаемыми по геологическим данным разломами. Однако далеко не все установленные по геологическим материалам смены литологического состава пород на поверхности фундамента проявляются в имеющихся сейсмических данных. В пределах отдельных блоков скорости в породах увеличиваются с глубиной, причем по мере увеличения глубины градиент скорости уменьшается. В первых 10–15 км верхней части консолидированной коры скорость распространения упругих волн увеличивается приблизительно на 1% на каждые 3–5 км глубины.

4. Нижняя часть консолидированной коры характеризуется средней пластовой скоростью около 7 км/сек и мощностью 13–15 км. Переход от верхней части консолидированной коры к нижней осуществляется обычно на глубине приблизительно 30 км. В некоторых случаях он может быть резким (граница I рода), хотя не исключается возможность и плавного увеличения скорости в некотором переходном слое сравнительно небольшой мощности (граница II рода). Изменение скорости в вертикальном и горизонтальном направлениях в нижней части консолидированной коры установить не удастся, хотя, вероятно, пластовая скорость незначительно увеличивается с глубиной.

5. Консолидированная кора не является гомогенной и содержит большое количество неоднородностей, на которых образуются отраженные волны. Учитывая избирательность отраженных волн к горизонтальным или почти горизонтальным границам раздела, необходимо помнить, что отсутствие на разрезе вертикальных или круто наклоненных элементов не означает отсутствия таковых в толще консолидированной коры, а указывает на невозможность их обнаружения лишь с помощью имеющихся сейсмических данных. Нерегулярное распределение отражающих площадок на сейсмическом разрезе может быть вызвано как действительным распределением неоднородностей в консолидированной коре, так и неустойчивым определением элементов залегания границ при очень косых падениях сейсмических лучей.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ ГСЗ

На полосе, занятой профилем ГСЗ, за исключением одного участка (р. Дон около Павловска), кристаллический фундамент платформы не выходит на поверхность и остается перекрытым осадочным чехлом. В районе Воронежского массива глубина его залегания минимальна, а по направлению к северо-востоку она постепенно увеличивается. Изучение состава кристаллических пород фундамента осуществлялось по кернам опорных скважин. Оно было очень детальным в пределах первой из упомянутых структур, где имелась возможность анализировать материал многих сотен таких скважин, и более общим на остальных пересекаемых профилем структурах, где пробурено лишь несколько десятков глубоких скважин.

Профиль ГСЗ пересекает самые разнообразные кристаллические комплексы основания платформы, формирование которых протекало на протяжении длительного времени — в течение архея, протерозоя, неоднократно претерпевая значительные преобразования, сопровождавшиеся складчатостью, возникновением разломов, а также эффузивным и интрузивным магматизмом.

Для этой области главной в формировании структур являлась складчатость какого-либо одного возраста, вследствие чего возникло несколько зон различного возраста — архейского, раннепротерозойского, среднепротерозойского и позднепротерозойского. Им свойственны специфические черты строения, отражающие необратимость развития земной коры. С особенностями геологического развития территории и ее структурного плана тесно связаны разнообразные магматические проявления.

С архейским этапом весьма условно можно связывать формирование толщ с возрастом 3200—2600 млн. лет, возможно выходящих на отдельных участках Воронежского массива и Московской синклизы. Этому времени соответствует, по-видимому, развитие широких слабо дифференцированных прогибов, еще не отвечающих понятию геосинклиналей. Здесь общая картина не представляет исключения по сравнению с другими архейскими полями мира — магматическая деятельность началась трещинными излияниями основных эффузивов и внедрением основных и частично ультраосновных магм. С отмиранием геосинклинального режима в конце этапа и консолидацией архейских складчатых структур связано гранитообразование. Граниты появились главным образом вследствие развития синтетектонических инъекционных зон ультраметагенного характера, т.е. без участия или, по крайней мере, с очень незначительным участием ювенильной магмы. Эти гранитоиды

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ ГСЗ

На полосе, занятой профилем ГСЗ, за исключением одного участка (р. Дон около Павловска), кристаллический фундамент платформы не выходит на поверхность и остается перекрытым осадочным чехлом. В районе Воронежского массива глубина его залегания минимальна, а по направлению к северо-востоку она постепенно увеличивается. Изучение состава кристаллических пород фундамента осуществлялось по кернам опорных скважин. Оно было очень детальным в пределах первой из упомянутых структур, где имелась возможность анализировать материал многих сотен таких скважин, и более общим на остальных пересекаемых профилем структурах, где пробурено лишь несколько десятков глубоких скважин.

Профиль ГСЗ пересекает самые разнообразные кристаллические комплексы основания платформы, формирование которых протекало на протяжении длительного времени — в течение архея, протерозоя, неоднократно претерпевая значительные преобразования, сопровождавшиеся складчатостью, возникновением разломов, а также эффузивным и интрузивным магматизмом.

Для этой области главной в формировании структур являлась складчатость какого-либо одного возраста, вследствие чего возникло несколько зон различного возраста — архейского, раннепротерозойского, среднепротерозойского и позднепротерозойского. Им свойственны специфические черты строения, отражающие необратимость развития земной коры. С особенностями геологического развития территории и ее структурного плана тесно связаны разнообразные магматические проявления.

С архейским этапом весьма условно можно связывать формирование толщ с возрастом 3200—2600 млн. лет, возможно выходящих на отдельных участках Воронежского массива и Московской синклизы. Этому времени соответствует, по-видимому, развитие широких слабо дифференцированных прогибов, еще не отвечающих понятию геосинклиналей. Здесь общая картина не представляет исключения по сравнению с другими архейскими полями мира — магматическая деятельность началась трещинными излияниями основных эффузивов и внедрением основных и частично ультраосновных магм. С отмиранием геосинклинального режима в конце этапа и консолидацией архейских складчатых структур связано гранитообразование. Граниты появились главным образом вследствие развития синтетектонических инъекционных зон ультраметагенного характера, т.е. без участия или, по крайней мере, с очень незначительным участием ювенильной магмы. Эти гранитоиды

по петрохимическому составу, металлогенической специализации и форме залегания ничего общего не имеют с гранитоидами типичных геосинклинальных зон неогей. Они не образуют сколько-нибудь значительных по размерам плутонов, а развиваются в виде синтетектонических латераль-сегрегационных венитов, выступающих на современном срезе в виде мигматитов.

Появившийся одновременно с развитием гранитных выделок регионально-прогрессивный высокотемпературный метаморфизм, вероятно, первоначально отвечал гранулитовой ступени. Позднее (преимущественно в раннем протерозое), за счет наложения метаморфизма, связанного главным образом с процессами гранитизации и отвечающего в основном амфиболитовой ступени, реликты гранулитовых гнейсов уцелели лишь в пределах отдельных узких зон.

Начало раннего протерозоя ознаменовалось переработкой архейского консолидированного субстрата и заложением вдоль глубинных разломов линейных геосинклинальных трогов, во многом сближающихся с геосинклиналями неогей. В начальную стадию в них шло образование вулканогенно-терригенной, а затем терригенной и карбонатно-кремнисто-терригенной флишевой формаций. Замыкание прогибов сопровождалось складчатостью и интенсивной магматической деятельностью.

Начальному магматизму отвечают офиолитовые и спилито-диабазовые ассоциации, с которыми встречаются кремнисто-осадочные образования и джеспилиты. Глубина заложения раннепротерозойских эвгеосинклинальных зон определяется достаточно отчетливо. Это дает основание для прогнозирования железорудных месторождений КМА на глубину.

Сининверсионные интрузии представлены биотитовыми и амфиболитовыми гранитами и гранодиоритами, слагающими крупные батолитоподобные плутоны, которые прослеживаются преимущественно в сводовой части антиклинорных структур. Они отвечают батолитовой формации, по Ю.А. Кузнецову. Их образование шло за счет интенсивного проявления процессов гранитизации в самом широком понимании этого термина, практически отсутствовавших, либо проявившихся лишь незначительно в архее. Отсюда развитие связанных с этими интрузиями широких зон инъекционных гнейсов и фельдшпатизации. Метаморфизм раннепротерозойского гнейсового комплекса отвечает преимущественно амфиболитовой ступени.

Посторогенные аляскитовые и щелочные интрузии образуют мелкие тела и группируются в цепочки, обычно контролируемые глубинными разломами.

Специфичным был режим в среднем протерозое, когда возникли близкие к платформенным условия. С этим этапом связано внедрение дифференцированных габбро-норит-гипербазитовых интрузий, затем, что самое знаменательное — образование кольцевых интрузий габбро-гранитной формации, и, наконец, небольшие излияния эффузивов базальтового и липаритового составов, чередующихся с прибрежными и континентальными отложениями.

Верхнепротерозойский (рифейский) этап характеризовался дальнейшей стабилизацией платформенных условий с излиянием вначале базальтов и трахилипаритов, затем траппов. Последние появляются и в раннем венде и в связи с активизацией тектонических движений в палеозое. Иначе протекало в этот этап геологическое развитие в Тимано-Уральской области. Здесь в рифее происходило развитие на ниже-среднепротерозойском консолидированном основании геосинклинали с накоплением соответствующих по формационному составу осадочных толщ и проявлением как начального (офиолитовый комплекс), так и называемого "орогенного" (в основном сининверсионные гранитоиды) магматизма, хотя и в достаточно скромных масштабах.

Проникавшие по зонам разломов магматические внедрения начального этапа во всех случаях имеют мантийное происхождение. Они связаны с тектонически активными эвгеосинклинальными зонами, сформировавшимися на коре океанического типа, и локализовались в обстановке расширения земной коры.

Становление гранитоидов и сопровождающих их других форм проявления процессов гранитизации связано с переработкой жесткого сиалического субстрата в условиях общего тангенциального сжатия. Однако процессы гранитизации проявлялись в зонах проницаемости также глубокого заложения. Именно такого рода активные зоны послужили путями проникновения глубинных интрателлурических растворов, обусловивших развитие этих процессов.

Воздействие процессов гранитизации на породы земной коры с их частичной или полной переработкой, естественно, осуществлялось практически постоянно во время заложения активных тектонических зон. Поэтому области гранитообразования в земной коре представляют собой в сущности вертикальные колонны, либо протяженные зоны, круто уходящие на глубину, но отнюдь не горизонтально ориентированные слои, как это обычно изображается на традиционных моделях земной коры. Такое развитие они имели, вероятно, лишь в пределах архейских комплексов, но в связи с повсеместным наложением более поздних интенсивных процессов гранитизации эти предполагаемые первоначальные черты оказались настолько сильно завуалированными, что выделение их представляет исключительно трудную задачу.

Каждая складчатая зона отделяется от соседней глубинными разломами, длительно живущими, проявившими себя в многообразных формах и влиявших на осадконакопление, складчатость и магматизм в соответствующих зонах.

Этими и другими сопряженными с ними разломами дислоцированные мощные толщи архея и протерозоя, а на северо-западе платформы и рифея, оказались разбитыми на систему блоков различной формы и размеров. Ни один из разломов не представляет собой чисто сбросовой или чисто сдвиговой структуры. Все они являются сбросо-сдвигами с широким диапазоном горизонтальных и вертикальных перемещений (до десятков километров).

Изучение геологического строения верхней части земной коры по профилю ГСЗ Купянск—Воркута, проведенное с той детальностью,

которая могла быть обеспечена имеющимся здесь наличием глубоких скважин, показывает, что она состоит из расслоенного осадочного чехла мощностью от нескольких десятков до 5—6 тыс. м и жесткого субстрата, состоящего из разновозрастных различно метаморфизованных и дислоцированных осадочных пород и разнообразных магматических образований. Их внедрение осуществлялось по глубинным разломам. Эти разломы образуют достаточно частую сетку с большими или меньшими сбросо-сдвиговыми взаимными перемещениями заключенных внутри нее блоков. Таким образом, главной структурной особенностью консолидированной коры является ее блоковое строение. Второй важной особенностью является наблюдающаяся внутри блоков частая вертикально ориентированная перемежаемость — мозаичность всех составных элементов — поднимающихся по разломам собственно мантийных магматических внедрений основного и ультраосновного состава, связанных с разломами гранитных интрузий и зон гранитизации и, наконец, зажатых между ними реликтовых участков разно дислоцированных и метаморфизованных гнейсов, составляющих более мелкие блоки.

Учитывая значительную величину вертикальных смещений блоков, а также суммарную мощность протерозойских осадочно-метаморфических комплексов, развитых в пределах профиля, можно считать, что такая структура консолидированной коры здесь прослеживается на глубину порядка 20 км. Однако условия залегания более древних (архей и низы протерозоя) толщ Кольского полуострова, вероятнее всего наращивающих снизу гнейсовые комплексы в пределах северного окончания профиля, позволяют допустить, что такая картина выдерживается на значительно большую глубину — по крайней мере на 25—30 км. Самое главное, что необходимо здесь подчеркнуть — это то, что в намеченных тенденциях не обнаруживается каких-либо признаков того, что с глубиной такая картина вертикально ориентированной перемежаемости может смениться другой ситуацией, например, горизонтальной расслоенностью материала или каким-то иным его перераспределением.

Такова принципиальная модель строения верхней части консолидированной коры, вытекающая из анализа геологических данных.

Теперь остановимся на вопросах сопоставления геологических и сейсмических данных.

Сейсмические разрезы, построенные для двух участков профиля ГСЗ Близнецы—Купянск—Кинешма и Кинешма—Воркута, имеют некоторые общие черты и различия, которые обусловлены особенностями методики наблюдений и интерпретации. На южной части профиля (Близнецы—Купянск—Кинешма) наблюдения проводились по достаточно полным непрерывным и детальным системам, а для интерпретации использовались продольные отраженные и преломленные волны. На северном отрезке профиля (Кинешма—Воркута) были проведены менее детальные, дискретные наблюдения, продольные волны использовались только для построения поверхности фундамента и границы М, а данные о внутреннем строении консолидированной коры были получены только с помощью обменных волн.

В связи с этим данные о поверхности фундамента и границе М для южного и северного участков профиля хорошо согласуются друг с другом, а информация о структуре консолидированной коры является трудно сопоставимой. Поскольку выделение и корреляция обменных волн в большинстве случаев сопряжены со значительной неопределенностью и обменные волны не дают возможности определить скоростную характеристику среды, о внутреннем строении консолидированной коры можно с большей уверенностью судить по материалам южного отрезка профиля.

Как отмечено ранее, здесь консолидированная кора характеризуется постепенным увеличением пластовых скоростей с глубиной и по этому признаку может быть разделена на две неравные части — верхнюю (большую по объему) низкоскоростную и нижнюю — высокоскоростную. Переход между ними плавный, иногда более резкий.

Нерегулярное распределение отражающих площадок на сейсмическом разрезе (рис. 21) отражает неравномерное распределение физических свойств в коре. Это является прямым подтверждением того, что консолидированная кора не является гомогенной, а имеет мозаичное блоковое строение. В ее верхней части может быть выделен ряд крупных и более мелких блоков, характеризующихся различными скоростями распространения упругих волн. Их размеры варьируют от нескольких десятков до нескольких сотен километров, а различия в скоростях распространения сейсмических волн в соседних блоках местами прослеживаются до глубин 10–15 км. Зоны контактов между блоками являются вертикальными или крутонаклонными, причем многие из них совпадают с намеченными по геологическим данным разломами.

Гравитационное и магнитное поля не коррелируются с глубиной до поверхности кристаллического основания, что, вероятно, указывает на их связь с отмеченными неоднородностями в составе консолидированной коры.

Таким образом, сейсмические данные о строении консолидированной коры по южному отрезку профиля подтверждают устанавливаемый по геологическим данным мозаично-блоковый характер ее строения.

Нет основания сомневаться, что консолидированная кора северного участка профиля вряд ли имеет принципиально иное строение.

Изложенное практически и представляет собой ту наиболее достоверную информацию, которая в настоящее время может быть получена с помощью сейсмических данных. Такой результат может показаться небольшим, но он имеет важное значение, так как подтверждает геологические выводы о мозаичном блоковом строении консолидированной коры. Более того, сейсмическая информация позволяет вынести достоверное суждение о том, что мозаичность и блоковость распространяются на большие глубины.

Возникает вопрос о том, насколько сейсмические данные позволяют определить вещественный состав пород консолидированной коры.

Предпринятые нами массовые замеры скорости в отобранных по профилю породах консолидированной коры еще раз убеждают в том, что проблема перехода от сейсмических данных к петрографическому составу пород остается до сих пор нерешенной. Вариации полученных зна-

чений скоростей и плотностей для однотипных пород оказываются столь значительными, что они не позволяют установить однозначные соответствия между измеряемыми параметрами и литологией пород (см. главу IV).

Большой разброс значений связан прежде всего с тем, что породы консолидированной коры всегда имеют следы весьма глубоких и разнохарактерных изменений в результате воздействия метаморфических процессов, стрессовых напряжений и др. В итоге в одних случаях близкие по составу литологические разности пород дают резко различные значения скоростей, а в других — различные по составу породы обнаруживают близкие скорости.

Как показывают экспериментальные материалы, большое влияние на скорость, например, оказывает пористость. Установлено, что увеличение давления и уменьшение пористости приводят к увеличению скорости в породах, а увеличение температуры к ее уменьшению (например, в минералах гранитов скорость варьирует от 5 до 7,6–7,8 км/сек; Г.Д. Афанасьев, 1973). Эти факты еще более осложняют проблему геологической интерпретации.

Таким образом, хотя и существует общая закономерность, заключающаяся в том, что с повышением основности пород в них увеличиваются скорости упругих волн, тем не менее она оказывается недостаточной для прямого, перехода от физических свойств пород к их литологии. Следовательно, общепринятая трехслойная сейсмическая модель не может трактоваться непосредственно как литологическая модель гранит–базальт–перидотит.

Эта пробелма осложняется еще тем, что при переходе от данных лабораторных измерений к сейсмическим необходимо иметь в виду существенную разномасштабность сопоставляемой информации. Физические свойства горных пород изучаются на отдельных образцах небольших размеров и в значительной мере зависят от локальных факторов, сильно изменяющихся в пространстве. Сейсмические данные позволяют получить лишь усредненные на расстояниях в несколько десятков километров характеристики земной коры.

Еще 15 лет назад Г.Д. Афанасьев (1960, стр. 27) писал, что "обычно отображаемая на сейсмических разрезах смена по вертикали "слоев" с различными скоростями обусловлена отнюдь не сменой петрографического состава этих "слоев", а лишь изменением их физических свойств, в частности, плотности, в связи с увеличивающейся нагрузкой лежащих выше пород.

Одной из причин видимой однородности сейсмических скоростей в коре, несмотря на разнородность ее материала, вполне может быть сравнительно узкий диапазон колебаний скоростей в весьма широком интервале в ряде изверженных пород — от сиенитов до диоритов".

В северной части профиля, где проводились наблюдения на больших удалениях от источника, удалось получить информацию о строении верхней части мантии. Оказалось, что до глубин порядка 160 км верхняя мантия является также неоднородной и для нее характерно относительно плавное увеличение скорости с глубиной (см. рис 21).

Как отмечено выше, рассмотренный профиль при протяженности около 3000 км пересекает разные структуры, резко отличающиеся между собой по времени и глубине заложения, степени консолидации, насыщенности магматическим материалом и степени нарушенности глубинными разломами со значительными блоковыми перемещениями по ним. Тем не менее положение поверхности М изменяется в небольших пределах (8—10 км).

В региональном плане наблюдается зеркальное поведение поверхности М по отношению к поверхности фундамента, отмечаемое на данном профиле и на целом ряде других профилей ГСЗ, т.е. в местах с большей глубиной фундамента поверхность М залегает на несколько меньших глубинах, а в местах с менее погруженным фундаментом — на больших.

Такое поведение поверхности М склоняет к тому, что она не представляет границы между сиалическими (кора) и ультрамафическими (мантия) породами, а отвечает лишь уплотнению горных пород мозаичной коры, распространяющейся до пределов развития астеносферы.

В заключение кратко остановимся на некоторых общих вопросах геологической интерпретации.

Несомненно, что все многообразие доступных для наблюдений геологических объектов тесно связано и в значительной мере обусловлено особенностями глубинного строения. Следовательно, для правильного понимания геологических явлений необходимо знание хотя бы основных черт строения глубоких частей коры. В настоящее время главным источником информации о них являются данные геофизических методов, среди которых первостепенное значение имеет сейсмический метод. В связи с этим большую важность приобретают теоретико-методические основания геологической интерпретации сейсмических данных, которые, к сожалению, еще не достаточно разработаны. В этом можно убедиться на нашем примере. Несмотря на широкий комплекс проведенных геолого-геофизических исследований, полученные нами результаты являются весьма скромными.

Построенные по данным ГСЗ сейсмические модели оказываются слишком грубыми для того, чтобы улавливать отдельные детали сложно построенной консолидированной коры. Как мы отмечали, сейсмические параметры мало меняются в пределах такого крупного и гетерогенного тектонического элемента, каким, например, является Восточно-Европейская платформа.

Некоторые же исследователи, не учитывая этого в своих геологических построениях, часто придают случайным различиям в результативных сейсмических материалах определенный геологический смысл и пытаются использовать сейсмические модели для объяснения таких геологических деталей, для которых в настоящее время еще не установлены сейсмические критерии.

Так, например, на основании данных ГСЗ делаются выводы о характере магматизма и метаморфизма, о процессах гранитизации и экологитизации, о возрасте и особенностях формирования границы М и т.д. Наиболее распространено выделение в земной коре и мантии детальных петрографических объектов на основании скоростной модели.

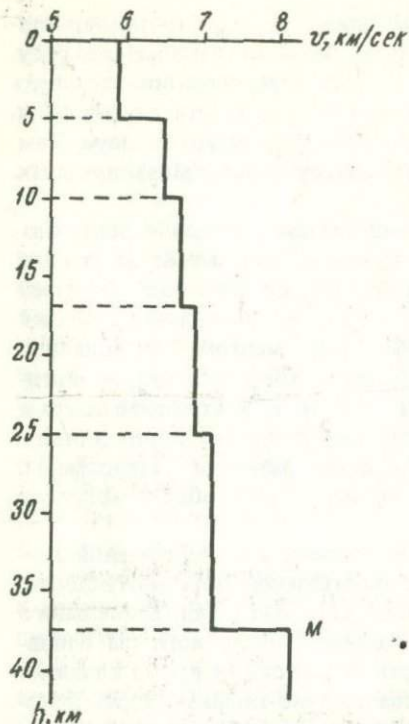


Рис. 22. Скоростной разрез по данным ГСЗ на Балтийском щите (Литвиненко, Некрасова, 1962)

Причина такого упрощенного использования сейсмических данных кроется в механическом перенесении практики геологической интерпретации, применяемой к осадочному чехлу, на консолидированную кору.

Первоначально выделяемые в консолидированной коре гранитный и базальтовый слои еще ставились в кавычки или как-то оговаривались. Но вскоре эти условности были отброшены и прямолинейное толкование сейсмических данных получило широкое распространение. Так, например, считается, что "в настоящее время практически только по значениям пластовых скоростей можно судить о вещественном составе глубинных слоев, плотности слагающих их пород, коррелировать слои через

все структуры континентов и океанов" (стр.88) и что "такое разделение на слои не является чисто условным, а соответствует фактическому делению пород на кислые, основные и перидотит" (Вольвовский, 1973, стр. 113).

Основываясь на таких утверждениях, некоторые геологи и внутри слоев по сейсмическим данным выделяют целую систему несуществующих геологических комплексов, горизонтов и пластов.

Так, например, в составе гранитного слоя по сейсмическим признакам в качестве объектов, имеющих "реальное петрографическое содержание", предлагается выделять 8 литологических комплексов — гранулитогнейсовый, гранито-гнейсовый и т.п. (Беляевский, 1974, стр.11).

В другом случае со ссылкой на то, что "большинством исследователей на основании сейсмических и экспериментальных данных" якобы установлен "меланократовый состав базальтового слоя", делается неправильный вывод о том, что базальтовый слой следует рассматривать в качестве необходимого члена офиолитовой ассоциации. На этом основании габбро-офиолитовый комплекс офиолитовой ассоциации предлагается принимать "как базальтовый слой, выведенный на поверхность в складчатых областях" (Книппер, Марков, 1975).

Также необоснованно в составе верхней мантии, якобы начинающейся с глубины 60 км, предлагается выделять два слоя, соответственно состоящих ни более ни менее как из гранатовых и шпинелевых перидотитов. При этом подчеркивается, что выделенные слои имеют планетарное значение (Лутц, 1975).

К этому следует добавить, что горизонты с различным петрографическим составом часто выделяются и в тех случаях, когда сами сейсмические слои являются результатом некорректной интерпретации. При этом, если до последнего времени слои консолидированной коры выделялись в основном по скоростным данным, то теперь встречаются случаи, когда показанные на разрезах слои лишены и этого признака. Речь идет о северном 1500-км отрезке рассматриваемого профиля ГСЗ (между Кинешмой и Воркутой), где в варианте, опубликованном Н. А. Белявским, И. С. Вольвовским и др. (1976) выделены гранитный и базальтовый слои на основании интерпретации обменных волн с приведением соответствующих геологических комментариев. Здесь, естественно, не может быть речи даже об отдаленной достоверности.

Следует иметь в виду, что подобные построения далеко не всегда безобидны и иногда довольно дорого обходятся. Примером может служить, в частности, одна из глубоких скважин, заложенная на севере Русской платформы с целью, как указано в проекте, вскрытия базальтового слоя, как генетического источника распространенных там руд. Основанием для такого суждения явились данные интерпретации по профилю ГСЗ на Балтийском щите. Действительно, на скоростной модели земной коры для этого района (рис. 22) на глубине 5 км показан слой со скоростью 6,5 км/сек, который некоторые исследователи (Белявский, 1961, 1974) принимают за базальтовый слой, хотя как показывают расчеты, существование такого объекта в земной коре противоречит сейсмическим данным. Отсутствие этого слоя показали и последние данные бурения. Здесь верхняя часть коры сложена архейско-протерозойской толщей мощностью, вероятно, не менее 25 км (ее разрез хорошо изучен в соседнем районе), пронизанной по глубинным разломам рудоносными диабазовыми дайками. Поэтому рассчитывать на то, что в скважине на доступной глубине будет встречен гипотетический базальтовый слой и тем самым достигнут рудный источник, естественно, не приходится.

В последние годы установлено и это справедливо подтверждается многими исследователями, что многослойные модели земной коры, состоящие из достаточно мощных слоев, скорость в которых увеличивается с глубиной, в большинстве случаев не удовлетворяют первичным экспериментальным данным и являются результатом некорректной интерпретации. Проверка путем решения прямой задачи таких сейсмических разрезов неизменно показывает, что во всех случаях наблюдаются большие и систематические расхождения наблюдаемых и рассчитанных по этим разрезам времен регистрации сейсмических волн, т. е. грубое несоответствие первичных сейсмических данных и результатов их интерпретации. Это означает, что выделенные на подобных разрезах слои в действительности не существуют.

Накопленная новая геологическая и геофизическая информация ставит нас перед необходимостью критического пересмотра старых представлений и поисков новых путей к решению сложной и актуальной проблемы глубинного строения Земли.

ЛИТЕРАТУРА

- Андреев Р.И.* Внутреннее строение складчатого фундамента Днепровско-Донецкой области. – Материалы по регион. тектонике СССР. М., "Недра", 1964.
- Архангельский А.Д.* Геологическое строение и геологическая история СССР. М., Гостеолтехиздат, 1947.
- Афанасьев Г.Д.* О петрографической интерпретации геофизических данных о строении земной коры. – Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 2.
- Афанасьев Г.Д.* Некоторые геологические факты и их интерпретации в отношении состава и строения земной коры. – Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 5.
- Афанасьев Г.Д.* О строении и составе верхней оболочки Земли. – Изв. АН СССР, серия геол., 1973, № 4.
- Афанасьев Г.Д., Багдасарян Г.Л.* Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лаборатории СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных. – В кн.: Абс. возраст геол. формаций. М., 1964.
- Афанасьев Г.Д., Баяк Е.И., Беликов В.П., Борсук А.М., Воларович М.П., Залеский Б.В., Синяков И.В.* Физические свойства горных пород в структурно-формационных зонах Северного Кавказа и их значение для интерпретации геофизических данных. – Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 9.
- Афанасьев Н.С., Павловский В.И.* Петрографическая характеристика пород Воронежского кристаллического массива. – В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, "Наукова думка", 1970.
- Батиева И.Д., Бельков И.В.* Гранитоидные формации Кольского п-ва. – В кн.: Очерки по петрологии, минералогии и металлогении Кольского п-ва. М., "Наука", 1968.
- Баяк Е.И.* Скорости упругих волн в образцах изверженных и метаморфических пород при давлении до 4000 кГ/см². – В кн.: Электрические и механические свойства горных пород при высоких давлениях. М., "Наука", 1966.
- Баяк Е.И., Воларович М.П., Ефимов Г.А.* Ультразвуковые исследования в фазовых переходах в кальците при высоких давлениях. – Изв. АН СССР, Физика Земли, 1974.
- Баяк Е.И., Воларович М.Н., Тарков А.П., Элевич В.Я.* Влияние тектонического фактора на петрографические свойства Воронежского кристаллического массива. – В кн.: Тектонофизика и механические свойства горных пород. 1970.
- Беланов В.М.* Изучение тектоники докембрия геолого-геофизическими методами. М., "Недра", 1972.
- Белоусов В.В.* Кора и верхняя мантия материков. М., "Наука", 1966.
- Белоусов В.В.* Современные представления о строении и развитии земной коры и верхней мантии материков. – В кн.: Глубинное строение Урала. М., "Наука", 1968.
- Бекжанов Г.Р., Иванкин П.Ф., Любецкий В.Н.* Методика и результаты комплексного геолого-геофизического изучения глубинного строения рудных районов СССР (на примере Казахстана). – В кн.: Геофизические исследования земной коры. М., "Недра", 1976.

- Беляевский Н.А. Земная кора в пределах территории СССР. М., "Недра", 1974.
- Беляевский Н.А., Вольвовский Б.С., Вольвовский И.С., Егоркин А.В., Пошков М.К., Попов Е.А., Рябой В.З., Соллогуб В.Б., Чекулов А.В., Чернышев Н.М., Юров Ю.Р. Земная кора основных тектонических структур запада СССР (по профилю Черное море - Карское море). - В кн.: Геофизические исследования земной коры. М., "Недра", 1976.
- Бергман Н.И., Тюремнов В.А. Количественная оценка связи физических полей центральной части Кольского полуострова с проявлением магматизма. - В кн.: Проблемы магматизма Балт. щита. М., "Наука", 1971.
- Берданский Л.Г., Личак И.Л. Магматизм Украинского щита. Материалы IV Всесоюз. петр. совещ. Баку, 1969.
- Богачев А.И., Бреслед С.М. Магматизм и металлогения докембрия Карелии. - В кн.: Проблемы магматизма Балт. щита. М., "Наука", 1971.
- Бондаренко Л.П., Дагелайский В.Б. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского п-ва. М., "Наука", 1970.
- Борисов А.А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., "Недра", 1967.
- Борисов С.Ф. Геолого-тектоническая история бассейна Курской магнитной аномалии. - В кн.: Геол. сев.-вост. полосы КМА. М., "Наука", 1964.
- Варданыц Л.А. Геологическая карта кристаллического фундамента Русской платформы. М., Госгеолтехиздат, 1964.
- Веселовская М.М. Архей, нижний и средний протерозой. - В кн.: Геология СССР, т. IV. М., "Недра", 1971.
- Веселовская М.М., Лапинская Т.А. Докембрийские образования восточного склона Воронежского выступа. - Сб. ВНИИГНИ, вып. XXXVI, 1963.
- Воларович М.П., Киреевкова С.М., Баяк Е.И. Исследование скоростей продольных волн и плотности эклогитов при давлениях до 17 кбар. - Изв. АН СССР, серия геол., 1971, № 7.
- Воларович М.П., Пархоменко Э.И., Бондаренко А.Т. Исследование электросопротивления основных, ультраосновных и щелочных горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. - В кн.: Электрические и механические свойства горных пород при высоких давлениях. (Труды Института физики Земли АН СССР, № 37 (204). М., "Наука", 1966.
- Воларович М.П., Пархоменко Э.И., Баяк Е.И. О зависимости между электрическими и упругими параметрами горных пород. - В кн.: Физические свойства горных пород при высоких термодин. параметрах. Киев, "Наукова думка", 1971.
- Воларович М.П. и др. Физико-механические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М., "Наука", 1974.
- Волочаев Ф.Я. К стратиграфии древних толщ Тимана. - Докл. АН СССР, серия геол., 173, № 6, 1967.
- Вольвовский И.С. Сейсмические исследования земной коры в СССР. М., "Недра", 1973.
- Вольвовский И.С., Вольвовский Б.С. Разрезы земной коры территории СССР по данным глубинного сейсмического зондирования. М., "Недра", 1975.
- Воскресенская М.В., Варданыц Л.А., Якобсон К.Э. Протерозой. Русская плита. - В кн.: Геология СССР. Т. I. Стратиграфия. М., "Недра", 1968.
- Галдин Н.Е. Анизотропия скоростей упругих волн в ультраосновных породах Кольского полуострова. - В кн.: Тектонофизика и механические свойства горных пород. М., "Наука", 1971.
- Гафаров Р.А. Строеие складчатого фундамента Восточно-Европейской платформы по геофизическим данным. - Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 8.
- Гайнапов А.Б., Городницкий А.М., Красный Л.И., Павлов Ю.А., Сорохтин О.Г., Ушаков С.А., Федьинский В.В. Геофизические поля и глубинное строение зем-

- ной коры Тихого океана. — В кн.: Геофизические исследования земной коры. М., "Недра", 1976.
- Глаголев А.А. Метаморфизм докембрийских пород КМА. М., "Наука", 1968.
- Годин Ю.Н., Егоркин А.В. Строение земной коры по данным региональных сейсмических работ на юго-востоке Русской платформы. — Докл. АН СССР, 1960, 135, № 5.
- Голивкин Н.И. Магматизм северо-восточного и юго-восточного районов КМА (Труды межобл. геол. совещ. по геол. и полезн. ископ. ЦЧО). Изд. Воронеж. гос. ун-та, 1964.
- Голивкин Н.И. О тектоническом строении докембрийского фундамента территории Курской магнитной аномалии. — Геол. и разведка, 1972, № 3.
- Горбунов Г.И., Чернышев Н.М. Новая никеленозная провинция в районе Воронежского кристаллического массива. — Сов. геол., 1970, № 4.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Петрология верхней мантии, М., "Мир", 1968.
- Дибров В.Е. Тектоника и магматизм юго-западного обрамления Сибирской платформы. М., "Недра", 1974.
- Дибров В.Е., Иванкин П.Ф., Луцицкий И.В., Юров Ю.Г. О книге Н.А. Беляевского "Земная кора в пределах территории СССР". — Труды Томск. ун-та, серия геол., т. 257, 1976.
- Деменицкая Р.М. Кора и мантия Земли. М., "Недра", 1975.
- Доброхотов М.Н. Геология докембрия Курской магнитной аномалии. — Сов. геол., 1961, № 11.
- Доброхотов М.Н. Схема стратиграфии докембрия Украинского щита. — Сов. геол., 1967, № 6.
- Египко О.И. К вопросу о возрасте, генезисе и металлоносности докембрийских гранитоидов юго-восточной части Воронежской антеклизы. — Труды 3-го совещ. по пробл. изучен. Воронежской антеклизы. Изд. ВГУ, 1966.
- Зайцев Ю.С. Новые данные по геологии докембрия юго-востока Русской платформы. — В кн.: Петр. докембрия. Русской платформы. Киев, "Наукова думка", 1970.
- Зиньковский В.Е., Чамо С.С. Глубинное строение Пачелмского прогиба. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1971, вып. 3.
- Ивенсен Ю.П. Магматизм Тимана и п-ва Канин. М., "Недра", 1964.
- Каляев Г.И. Метаморфические аналоги геосинклинальных осадочных формаций в Украинском щите. — В кн.: Пробл. осад. геол. докемб., вып. 2. М., "Недра", 1967.
- Каляев Г.И. Генетические типы джеспилитовой формации и их тектоническое положение в Украинском щите (Пробл. образ. желез. пород докембрия). Киев, "Наукова думка", 1969.
- Копцев В.В., Красновицкая И.С. Материалы к тектонике Воронежского кристаллического массива. — В кн.: Геол. и пол. ископ. ЦЧО. Труды межобл. геол. совещ. Изд. ВГУ, 1964.
- Коржинский Д.С. Эндогенные метасоматические процессы и проблемы богатых руд КМА. — В кн.: Железная руда Курской магн. аном. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Косминская И.П., Зверев С.М. Проблемы сейсмических исследований в зонах перехода от континентов к океанам. — В кн.: Строение и развитие земной коры на Советском Дальнем Востоке. М., 1969.
- Кочетков Д.С. К вопросу о стратиграфии и тектонике древних толщ фундамента Тимана. — Труды Ин-та геол. Коми фил. АН СССР. М., "Наука", 1964.
- Крицков И.П., Павловский В.И. Геологическое строение докембрия района Павловских аномалий по результатам комплексных среднемасштабных геофизических исследований. — Труды 3-го совещ. по пробл. изучен. Воронежской антеклизы. Изд. ВГУ, 1966.
- Крылов С.В., Мишенкин Б.П., Пузырев Н.Н. Сравнительная характеристика глубинного строения Байкальской и других континентальных рифтовых зон. — В кн.: Геофизические исследования земной коры. М., "Недра", 1976.

- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., "Недра", 1964.
- Кузнецов Ю.А., Яншин А.Л. Гранитоидный магматизм и тектоника. — Геол. и геофиз., 1967, № 10.
- Кулон Жан. Разрастание океанического дна и дрейф материков. М., "Недра", 1973.
- Ладиева В.Д. Осадочно-вулканогенные формации Конско-Белозерской зоны. — В кн.: Геохрон. докембрия Украины. Киев, "Наукова думка", 1965.
- Папинская Т.А. Главнейшие типы пород кристаллического фундамента Волго-Уральской нефтегазоносной области и их распространенность. — Труды МИНХиГП, 1962, вып. 38.
- Леоненко И.Н., Полищук В.Д., Зайцев Ю.С. Докембрий Воронежской антеклизы. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1967, № 5.
- Леоненко И.Н. Методика и результаты глубинного геолого-геофизического картирования кристаллических пород Воронежского выступа фундамента Русской плиты. — Тезисы 2-го Петрогр. совещ. по Европейской части СССР. Воронеж, 1972.
- Литвиненко И.В., Некрасова К.А. Особенности глубинного сейсмического зондирования на Байкальском щите. — В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. Л., "Недра", 1962.
- Лобач-Жученко С.В. Геология и петрология гранито-гнейсовой области юго-западной Карелии. М., "Наука", 1969.
- Ляхович В.В. Акцессорные минералы гранитов кристаллического основания Русской платформы. — В кн.: Геол. и пол. ископ. ЦЧО. — Труды межобл. геол. совещ. Изд. ВГУ, 1964.
- Магницкий В.А. Слой пониженных скоростей сейсмических волн в верхней мантии Земли. М., "Наука", 1967.
- Маракушев А.А. Проблемы фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., "Наука", 1965.
- Мирская Д.Д. Петрология метабазитов района Кейв. Л., "Наука", 1968.
- Модников И.С., Деметьев Н.К., Безгубов А.И. Некоторые черты литологии и стратиграфии нижней свиты курской серии КМА. — Литология и полезн. ископ., 1966, № 1.
- Неволин Н.В. Схематическая карта рельефа поверхности фундамента платформенных территорий Европейской части СССР. М., "Недра", 1966.
- Николаевский А.П. Стратиграфические комплексы докембрия юго-западной части Русской платформы и задачи их картирования в условиях зоны ультраметаморфизма. — В кн.: Проблема осадочной геологии докембрия. М., "Недра", 1967.
- Новикова А.С. К вопросу о происхождении авлакогенов Восточно-Европейской платформы. В кн.: Вулканизм и тектоника. М., "Наука", 1968.
- Новикова А.С. Структурное положение зон метабазитов в фундаменте Восточно-Европейской платформы. Автореф. докт. дис. М., 1973.
- Овчинников А.Н., Воларович М.П., Баяк Е.И., Баранов Б.В. Скорости продольных волн при высоких давлениях в магнетитовых и колчеданных рудах некоторых уральских месторождений. — Докл. АН СССР, 1971, 199, № 1.
- Овчинников Л.Н., Вороновский С.Н. Абсолютный возраст интрузивных и метаморфических образований Воронежского кристаллического массива. — Тезисы 2-го Петрогр. совещ. по Европейской части СССР. Воронеж, 1972.
- Павловский Е.В. Происхождение и развитие древних платформ. — Тезисы совещ. по пробл. тектоники. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Пархоменко Э.И., Бондаренко А.Т. Электропроводность горных пород при высоких давлениях и температурах. М., "Наука", 1972.
- Педашенко А.И. Кристаллический фундамент средней части Русской платформы. М., Гостоптехиздат, 1959.

- Пейве А.В.* Разломы и горизонтальные движения земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Пейве А.В.* Офиолиты в структуре земной коры. — Междунар. симпозиум "Офиолиты в земной коре". Тезисы докладов. М., "Недра", 1973.
- Петров В.П.* Магма и генезис магматических горных пород. М., "Недра", 1972.
- Плаксенко Н.А., Грибков Л.В., Тулунов Е.А.* К стратиграфии докембрия Воронежской области. — Труды 3-го совещ. по пробл. изучен. Воронежской антеклизы. Изд. ВГУ, 1966.
- Полищук В.Д.* Тектоника и магматизм докембрия Курской магнитной аномалии. — В кн.: Текст, магм. и законом. размещ. рудных месторождений. М., "Наука", 1964.
- Полищук В.Д., Полищук В.И.* Основные и ультраосновные интрузивные породы докембрия Воронежской антеклизы и перспективы поисков, связанных с ними полезных ископаемых. — Труды 3-го совещ. по пробл. изучен. Воронежской антеклизы. Изд. ВГУ, 1966.
- Половинкина Ю.Ир.* Время и место ультраметаморфического петрогенезиса в докембрийском кристаллическом массиве Украины. — В кн.: Петр. и формац. деление докембрия Русск. платф. Киев, "Наукова думка", 1966.
- Половинкина Ю.Ир.* Геолого-геохронологический очерк фундамента Русской платформы. — Тезисы 2-го Петрогр. совещ. по Европейской части СССР, 1972.
- Поова Л.П., Горина А.Б.* Протерозойские гранитоиды Татарского свода. — Тезисы 2-го Петрогр. совещ. по Европейской части СССР, 1972.
- Разницын В.А.* Тектоника Среднего Тимана. М., "Наука", 1968.
- Раскатов Г.И.* О применении геоморфологического метода для познания тектоники кристаллического фундамента платформы (на примере Воронежской антеклизы). — Сов. геол., 1966, № 7.
- Рудоносность докембрия КМА. М., "Наука", 1969.
- Свешникова В.В.* Магматические комплексы центрального типа. М., "Недра", 1973.
- Семененко Н.П.* О сравнении докембрия Восточно-Европейской и Северо-Американской платформы. — Сов. геол., 1966, № 1.
- Сергиевский В.М.* Уральская складчатая область. — В кн.: Геология СССР. Т. III. Магматизм. М., "Недра", 1968.
- Скуфнин Н.К.* Некоторые генетические особенности железистых кварцитов Кольской серии. — Труды межобл. геол. совещ. Изд. ВГУ, 1964.
- Соколов В.А., Галдобина Л.П.* Геология, литология и палеогеография ятулия Центральной Карелии. Карел. фил. АН СССР. Петрозаводск, 1970, вып. 6.
- Судовиков Н.Г.* Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород ладожской формации. — Труды Лабор. геол. докембрия, вып. 4, 1954.
- Траков А.П.* Глубинное строение и физика недр Воронежского кристаллического массива. Автореф. докт. дис. М., 1973.
- Тектоническая карта Русской платформы и ее обрамления. М-б 1:1 500 000. Под редакцией Т.Н. Спижарского, 1971.
- Тектонофизика и механические свойства горных пород. М., "Наука", 1971.
- Теодорович В.И.* Основные черты тектоники Притиманья. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1971, вып. 4.
- Точилин М.С.* О первичной вулканогенно-осадочной природе железистых кварцитов (джеспилитов). — В кн.: Геол. и полезн. ископ. ЦЧО. Труды межобл. геол. совещ. ВГУ, 1964.
- Точилин М.С.* Металлогения щитов и задачи изучения докембрия Воронежской антеклизы. — Труды 3-го совещ. по пробл. изучен. Воронежской антеклизы. Изд. ВГУ, 1966.
- Тугаринов А.И., Войткевич Г.В.* Докембрийская геохронология материков. М., "Недра", 1966.

- Усков М.В., Лебедько Г.И.* Геолого-петрографическая характеристика докембрийского фундамента юго-восточного склона Воронежской антеклизы. — Труды 3-го совещ. по пробл. изучен. Воронежской антеклизы. Изд. ВГУ, 1966.
- Усенко И.С., Орса В.И.* Геология, петрология и формационное расчленение гранитоидов раннего докембрия Украинского щита. — Тезисы 2-го Петрогр. совещ. по Европейской части СССР. Воронеж, 1972.
- Ушакова З.Г.* Рифей-вендские магматические комплексы Русской платформы. — Тезисы 2-го Петрогр. совещ. по Европейской части СССР. Воронеж, 1972.
- Херасков Н.П.* Геологические формации (опыт определения). — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1952, т. XXVII, вып. 5.
- Цирульникова М.Л., Сокол Р.С.* Особенности тектонического строения восточной части Балтийского щита по геофизическим данным. — В кн.: Геол. и глубин. строение вост. части Балт. щита. М., "Наука", 1968.
- Цуканов В.А.* Геохимическая и металлогеническая специализация раннедокембрийских гранитоидных комплексов Приазовья. — Тезисы 2-го Петрогр. совещ. по Европейской части СССР. Воронеж, 1972.
- Чайкин С.И.* Стратиграфия Курской метаморфической серии. — Материалы по регион. страт. СССР. М., Гостеолтехиздат, 1963.
- Чамо С.С., Борисова Т.Г., Айзенберг Г.М., Яковлев Б.И.* Глубинное строение земной коры и верхней мантии Воронежской антеклизы по исследованиям ГСЗ в 1967 г. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1969, т. 44, вып. 2.
- Чамо С.С., Ефимкин Н.С., Борисова Т.Г., Айзенберг Г.М., Зиньковский В.Е., Белокопытов В.Н.* Глубинное строение земной коры и верхней мантии Воронежской антеклизы. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1971, вып. 5.
- Черный Б.Г., Смирнов В.Г., Черная И.П.* Основные черты геологического строения и формационные типы кристаллических пород Тимана и докембрийского складчатого основания Печорской синеклизы. — Тезисы 2-го Петрогр. совещ. по Европейской части СССР. Воронеж, 1972.
- Чернышев Н.М., Бочаров В.Л.* Минералого-петрографические критерии формационной принадлежности и оценки рудоносности докембрийских базит-гипербазитовых интрузивных комплексов Воронежского массива. — Тезисы 2-го Петрогр. совещ. по Европейской части СССР. Воронеж, 1972.
- Шатский Н.С.* Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Сравнительная тектоника древних платформ. — Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 1.
- Шейнманн Ю.М.* Очерки глубинной геологии. М., "Недра", 1968.
- Шуркин К.А.* Магматизм нижнего докембрия Русской платформы (опыт корреляции на основе формационного анализа). — Тезисы 2-го Петрогр. совещ. по Европейской части СССР. Воронеж, 1972.
- Шуркин К.А.* Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. — В кн.: Геол. и глубин. строение вост. части Балт. щита. М., "Наука", 1968.
- Щербак Н.П., Орса В.И., Куц В.Н.* Возрастная корреляция гранитоидных комплексов Украинского щита. — Тезисы докл. XVII сессии МГК. 1971.
- Юркова А.А., Блозин П.А.* Схема современной структуры кристаллического фундамента восточной части Русской платформы по геофизическим данным. — Прикл. геофиз., 1962, вып. 34.
- Электрические и механические свойства горных пород при высоких давлениях. М., "Недра", 1966.
- Якобсон К.Э.* Русская плита. Верхний протерозой. — В кн.: Геология СССР. Т. I. Стратиграфия. М., "Недра", 1968.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение (В. Е. Дибров)	3
Глава I. Стратиграфия (О.А. Нестоянова)	5
Глава II. Тектоника (Ю.С. Куцев, И.Н. Леоненко, С.С. Степашин, Н.М. Чернышев, Е.Б. Горшкова)	13
Глава III. Магматизм (О.А. Нестоянова, Е.В. Мараховская)	33
Глава IV. Результаты лабораторных измерений при высоких давлениях и температурах (М.П. Воларович, Е.И. Баяк, Э.И. Пархомен- ко, Ф.М. Левитова)	67
Глава V. Результаты глубинных сейсмических исследований по про- филю Близнацы-Купянск-Воркута (Ю.Г. Юров)	88
Глава VI. Общие закономерности тектоно-магматического развития и некоторые вопросы геологической интерпретации данных ГСЗ (В.Е. Дибров, Ю.Г. Юров)	109
Литература	118

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Утверждено к печати Лабораторией осадочных полезных ископаемых

Редактор издательства *Н.В. Знаменская*. Художник *В.В. Фирсова*
Художественный редактор *И.К. Капралова*. Технический редактор *Н.М. Бурова*

Подписано к печати 23/V-77 г. Т - 09936. Усл.печ.л. 7,8 + вкл. 1,0

Уч.-изд.л. 10,3 Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1

Тираж 900 экз. Тип. зак. 230. Цена 95 коп.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., д. 94^а
1-я типография издательства "Наука", 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

95 коп.

5560