



С. В. БОГДАНОВА

ЗЕМНАЯ КОРА РУССКОЙ ПЛИТЫ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ



• НАУКА •

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

С.В. БОГДАНОВА

ЗЕМНАЯ КОРА
РУССКОЙ ПЛИТЫ
В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

(НА ПРИМЕРЕ ВОЛГО-УРАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА)

Труды, вып. 408



МОСКВА
"НАУКА"
1986

Academy of Sciences of the USSR

Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

S.V. Bogdanova

THE RUSSIAN PLATFORM CRUST IN EARLY PRECAMBRIAN

(Based on data on the Volga-Ural segment)

Transactions. vol. 408

Богданова С.В. Земная кора Русской плиты в раннем докембрии (на примере Волго-Уральского сегмента). – М.: Наука, 1986. – 224 с. (Тр./ГИН; Вып. 408).

Для обширной части Восточно-Европейской платформы по данным глубокого бурения и геофизики впервые дано монографическое описание состава, физических свойств и геологических соотношений раннедокембрийских комплексов. Доказывается, что строение фундамента Русской плиты в большей ее части определяется сочетанием двух главных типов структур раннего протерозоя – гранулитогнейсовых овоидов, гранито-гнейсовых куполов и разделяющих их линейных зон. Каждый из этих типов структур автономен по особенностям становления континентальной коры, представляя парагенез структур континентальной стадии. Подчеркнута роль вещественной неоднородности архейской коры для раннепротерозойского структурообразования. Проведено сравнение строения фундамента Русской плиты со щитами, показывающее принципиальные исторические различия этих структур платформы с конца раннего докембрия.

Табл. 35, ил. 65, библиогр. 394 назв.

Редакционная коллегия:

член-корреспондент АН СССР

П.П. Тимофеев (главный редактор),

А.Л. Книппер, В.А. Крашенинников, В.Г. Гербова

Ответственный редактор

Н.А. Штрейс

Editorial Board:

Corresponding Member of the USSR Academy of Sciences

P.P. Timofeev (Editor-in-Chief),

A.L. Knipper, V.A. Krashenninikov, V.G. Gerbova

Responsible editor

N.A. Shtreis

ВВЕДЕНИЕ

Земная кора древних платформ сформировалась в раннем докембрии, а по мнению большинства специалистов, на 70–80% к началу раннего протерозоя. Корообразующие процессы были весьма многоликими как по формам проявления, так и по своей генетической сути. Сейчас мы уже не можем одинаково подходить к проблеме формирования континентальной коры в гранитно-зеленокаменных и гранулитогнейсовых областях раннего докембрия и при анализе структуры фундамента древних платформ постоянно должны иметь в виду колоссальное влияние структурных и вещественных неоднородностей архейской протокры на стиль развития структуры фундамента в раннем протерозое и позднее, в платформенный этап. Глубина этого анализа и вообще построение любой статической, исторической или геодинамической модели для древних платформ, безусловно, зависят от знания целостной картины геологического строения фундамента в пределах всей платформы, а не только в его фрагментарных, хотя и очень крупных выходах на щитах.

Восточно-Европейская платформа в этом отношении выделяется среди древних платформ мира высокой степенью геолого-геофизической изученности, и в особенности дорифейского фундамента обширных пространств Русской плиты, где он перекрыт мощным осадочным чехлом. Проявившийся в последние годы острый интерес к строению фундамента Русской плиты обусловлен не только тем, что многие задачи теоретической геологии и, в частности, тектоники не могут быть решены без выявления закономерностей строения платформы как единого целого, строения ее щитов и плиты, и не только тем, что проблемы тектоники молодых, обрамляющих платформу фанерозойских складчатых областей тесно связаны с их раннедокембрийской предьсторией. Актуальность исследований погребенного фундамента в значительной степени определяется необходимостью разработки теоретических основ поиска и разведки многих полезных ископаемых как в самом кристаллическом фундаменте, так и главным образом в перекрывающем его мощном осадочном чехле, содержащем нефть, газ, бокситы и другие ценнейшие полезные ископаемые. Концентрации последних, могущих иметь промышленное значение, особенно в нижних горизонтах чехла и коре выветривания фундамента, часто подчинены общим закономерностям взаимосвязанных во времени и пространстве перестроек фундамента и чехла. Опыт последних лет показал, что повышение экономической эффективности геофизических работ, широко ведущихся с поисковыми целями, находится в прямой зависимости от детальности петрофизических исследований фундамента, в основном определяющего характер геофизических полей.

Вместе с тем успешной разработке теоретических и прикладных вопросов геологии фундамента Русской плиты долгое время препятствовал недостаток данных бурения, и лишь с начала 60-х годов появилась объективная возможность детального геологического и геолого-геофизического картирования фундамента, выявления вещественных и петрофизических комплексов пород, их возрастных и пространственных взаимоотношений. Это позволило перейти к обобщенной и обоснованной характеристике геологического строения фундамента Русской плиты и поставить вопрос не только о большом

сходстве фундамента платформы на шитах и плите, но и о принципиальных исторических различиях этих структур в раннем докембрии.

Широкий комплекс завершенных к настоящему времени геофизических, петрологических, петрофизических исследований фундамента Русской плиты является надежной базой для сравнительного анализа геологического строения фундамента плиты и шитов, при котором с новых позиций современной геотектоники становление континентальной коры рассматривается как стадийный процесс сложного структурно-вещественного преобразования коры океанического типа в кору континентальную. Какова применимость этого подхода, столь эффективного при анализе развития подвижных зон фанерозоя, к раннему докембрию, т.е. подчинялось ли формирование континентальной коры фундамента древних платформ выявленным для фанерозоя закономерностям? В какой мере и в каких формах стадийность формирования континентальной земной коры отражена в современной структуре фундамента Русской плиты?

Исследуя эти и другие вопросы, автор стремилась выявить и показать особенности геологического строения фундамента Русской плиты на примере типичного для нее Волго-Уральского сегмента, провести обоснованную типизацию составляющих его тектонических структур, проследить эволюцию становления их континентальной коры и сравнить плиту со шитами по строению, составу и развитию земной коры в раннем докембрии. Изучая керн глубоких скважин в течение 20 лет, автор имела возможность обобщить разнообразные оригинальные фактические данные о составе фундамента Русской плиты. При этом последовательно решались весьма различные задачи. Необходимо было, во-первых, определить раннедокембрийскую структуру погребенного фундамента Русской плиты в соответствии с современным уровнем фактического материала и возможностями современных методов геологического картирования, а во-вторых, создать историческую модель формирования континентальной земной коры фундамента Русской плиты в раннем докембрии. Для этого нужно было выявить типичные черты вещественных комплексов раннего докембрия, а также провести их корреляцию в пределах шитов и плиты Восточно-Европейской платформы и сравнительный анализ строения фундамента этих структур.

Для решения этих задач в качестве эталона структуры погребенного фундамента Русской плиты может служить Волго-Уральский сегмент, наиболее удаленный от шитов и характеризующийся мощным, длительно формировавшимся осадочным чехлом. В его пределах фундамент вскрыт тысячами скважин, представляющих в ряде мест уникальные единичные 2—3-километровые его разрезы; здесь проведен большой комплекс взаимосвязанных геолого-геофизических исследований.

Исследования состава и строения фундамента Волго-Уральской нефтегазоносной области начались сразу после бурения здесь первых разведочных скважин на нефть и газ в низах осадочного чехла. В то время они сосредоточились в основном на кафедре петрографии и геохимии Московского нефтяного института им. И.М. Губкина (позднее Московского института нефтехимической и газовой промышленности, ныне Московского института нефти и газа). В.П. Флоренский, Т.А. Лапинская, В.С. Князев и их ученики создали оригинальную методику изучения раннедокембрийских комплексов по керну скважин. Использование геофизических данных для прослеживания комплексов в участках, недостаточно разбуренных, потребовало ввести в характеристику вещественных комплексов, помимо обычных петрографических, геохимических и формационных признаков, их петрофизическую характеристику, которая описывает вариации физических параметров в зависимости от истории формирования пород. Этот набор данных позволяет легко распознавать комплексы в разрезах отдельных, далеко отстоящих одна от другой скважин и в геофизических полях.

Композиция этой работы определяется последовательностью решения перечисленных выше задач. В первой части рассмотрены теоретические и методические аспекты геологии погребенного фундамента Русской плиты на фоне современной изученности структуры земной коры Восточно-Европейской платформы, показаны возможности геологи-

ческого картирования погребенного фундамента геологическими и геофизическими методами. Вторая часть целиком посвящена детальной геологической характеристике структур земной коры Волго-Уральского сегмента (как наиболее типичного для Русской плиты), прослежена история формирования его континентальной коры в раннем докембрии. В третьей части результаты, полученные при исследовании Волго-Уральского сегмента, приложены к структуре фундамента всей Восточно-Европейской платформы, рассмотрены отличия погребенного фундамента Русской плиты от фундамента щитов.

При написании монографии автор в полной мере сознавала ответственность за использование и обработку уникальных материалов бурения погребенного фундамента Русской плиты, взяв на себя смелость обобщить и увязать в единую систему разнообразные и часто разрозненные данные. Этому в течение всей работы как на кафедре петрографии и геохимии осадочных пород Московского института нефти и газа им. И.М. Губкина, так и в Геологическом институте АН СССР способствовали неизменная благожелательность, критика и добрые советы профессоров Т.А. Лапинской, В.С. Князева, Н.А. Штрейса, научных сотрудников Р.А. Гафарова, М.С. Маркова, А.С. Новиковой, Т.Г. Павловой, В.С. Федоровского. Автор многим обязана своим друзьям и коллегам А.Б. Гориной, Л.И. Дмитренко, А.С. Петренко, Л.П. Поповой, А.В. Постникову, без участия которых эта работа была бы трудно выполнима.

ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ

акт	— актинолит	ол	— оливин
анд	— андалузит	орт	— ортоклаз
ант	— антофиллит	пи	— клинопироксен
би	— биотит	пл	— плагиоклаз
гип	— гиперстен	пл ^{кпш}	— антипертит
гр	— гранат	рог	— роговая обманка
ди	— диопсид	руд	— рудные
жед	— жедрит	сер	— серицит
кв	— кварц	сил	— силлиманит
ки	— кианит	скап	— скаполит
клцоиз	— клиноцоизит	ст	— ставролит
корд	— кордиерит	тр	— тремолит
кпш	— калиевый полевой шпат	фибр	— фибролит
кпш ^{пл}	— пертит	хл	— хлорит
кум	— куммингтонит	цоиз	— цоизит
маг	— магнетит	шп	— шпинель
му	— мусковит	эп	— эпидот

ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ ФУНДАМЕНТА РУССКОЙ ПЛИТЫ

ГЛАВА ПЕРВАЯ

ИСТОРИЯ И МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ФУНДАМЕНТА РУССКОЙ ПЛИТЫ

Восточно-Европейская платформа уже с конца прошлого столетия была объектом разносторонних геологических исследований. А.А. Богданов [1964] справедливо назвал ее тектонотипом древних платформ, имея в виду высокую степень ее изученности и разнообразие составляющих ее тектонических структур. Однако, если исследования докембрия щитов и осадочного чехла, выходящего на дневную поверхность, имеют давнюю историю, то изучение глубоких горизонтов осадочного чехла и особенно кристаллического основания Русской плиты долгое время было технически ограниченным.

До 1940 г. представления о составе, возрасте и структуре фундамента базировались на анализе особенностей выходящего на поверхность осадочного чехла и строения щитов. В работах А.П. Карпинского [1894, 1919], Э. Зюсса [Suess, 1912], А.Д. Архангельского [1923], несмотря на опосредованный метод изучения внутренней структуры фундамента плиты, уже намечены сохранившие свое значение и при последующих многообразных исследованиях многие его тектонические элементы, такие, как Балтийский щит и его продолжения под чехлом, Украинский (Азово-Подольский) щит, Воронежский массив и другие погребенные выступы (горсты) фундамента и противопоставляемые им впадины — Восточно-Русская, Прикаспийская, Польско-Германская, Южно-Русская, Причерноморская [Архангельский, 1923]. После проведения первых региональных геофизических съемок появились обобщающие схемы, которые раскрыли структурные связи щитов и плиты, но, однако, оставили открытыми вопросы состава и возраста пород, слагающих погребенный фундамент [Архангельский и др. 1937; Шатский 1946].

Из-за неоднозначности интерпретации гравитационных и магнитных аномалий, сейсмических данных и неясных структурных соотношений фундамента и осадочного чехла в решении этих вопросов допускались различные варианты. Так, А.Н. Мазарович в 1935 г., основываясь на структурных связях валов осадочного чехла восточных районов плиты с дислокациями Тимана и на предположениях о наличии под девонем мощных кембро-силурийских слабо дислоцированных толщ, слагающих передовые прогибы древнепалеозойской складчатой системы, считал фундамент большей части Русской плиты древнепалеозойским. К этим взглядам присоединился и А.Д. Архангельский [1941], отказавшийся от своих более ранних представлений о докембрийском фундаменте Восточно-Русской впадины. Е.В. Милановский также считал возраст складчатых структур фундамента восточной части Русской плиты раннепалеозойским, назвав их "тимано-волгидами". Окончательное решение этих вопросов пришло после бурения в 1940 г. трех глубоких скважин (Боевская 1, Сызрань 49 и Ардатовская 5), а затем сотен скважин в других районах, подтвердивших докембрийский и, в частности, архейский возраст пород, образующих систему "тимано-волгид" [Шатский, 1940].

Постановка задачи изучения фундамента Русской плиты была тесно связана с развитием нефтяной геологии, с открытием и разведкой на востоке Русской плиты нефтегазонасной провинции Второго Баку. Основоположник советской нефтяной геологии И.М. Губкин разносторонне представлял влияние кристаллического фундамента на перекрывающий его осадочный чехол. Он писал, в частности, что "докембрийский фундамент реагировал на тектонические движения в соседних геосинклинальных областях... он разбивался по некоторым направлениям на огромные глыбы, и эти глыбы взаимно перемещались. Все это несомненно влияло на тектонику вышезалегающих палеозойских свит" [Губкин, 1940, с. 32]. Пробуренные по его инициативе опорные глубокие скважины дали возможность выделить главнейшие геоморфологические структуры поверхности фундамента, необходимые для анализа структуры нефтегазосодержащего осадочного чехла [Бакиров, 1951].

Бурение многих глубоких скважин, вскрывших низы осадочного чехла и кристаллический фундамент, открыло новые возможности в изучении погребенного фундамента и позволило перейти от построения гипотетических схем его строения к составлению геологических карт фундамента. Определяющее значение при этом имели петрографические исследования керн пород фундамента восточных и центральных районов плиты и их физических свойств, систематически проводившиеся кафедрой петрографии и геохимии осадочных пород Московского института нефти и газа им. Губкина (В.П. Флоренский, Т.А. Лапинская, В.С. Князев и др.), Казанского университета (Б.И. Успенский, М.Л. Килигина, Б.С. Ситдииков и др.), Башкирского филиала АН СССР (К.Р. Тимергазин), ВНИГНИ (А.И. Педашенко, М.М. Веселовская). Фундамент западных районов успешно исследовался с 1953 г. при государственной геологической съемке и учеными АН БССР (А.С. Махнач, Ж.П. Хотько, Б.В. Бондаренко). В этот период были получены первые сведения о физических свойствах пород, слагающих фундамент [Озерская, 1955; Подоба, 1959], а также были сделаны попытки тектонического расчленения фундамента на основе комплексных геолого-геофизических исследований (М.М. Толстихина, Р.А. Гафаров, Н.В. Неволин, Э.Э. Фотиади). Тогда же были проведены и первые определения абсолютного возраста пород фундамента Русской плиты К-Аг методом, подтвердившие идентичность возраста докембрийских образований плиты и щитов [Виноградов и др., 1960].

Начиная с 1960 г. появляются обобщения данных исследований керн пород фундамента из тысяч скважин, позволившие составить первые геологические карты фундамента Русской платформы в целом [Варданиц, 1966; Геологическая карта. . . , 1960], усовершенствовать благодаря петрофизическим исследованиям и применению ЭВМ геолого-геофизические методики изучения фундамента, создать серии карт различного содержания – тектонические, геолого-петрографические, геологические, петрофизические, геохронологические, метаморфизма и др., охватывающие всю территорию Восточно-Европейской платформы и ее отдельные крупные регионы.

Объем информации о составе и строении погребенного фундамента Русской плиты настолько обширен, что позволяет подойти к решению важнейшей проблемы тектоники древних платформ – их делению на основные структурные элементы – щиты и плиты. Вопрос о том, почему обширная часть платформы, именуемая Русской плитой, испытывала погружение в течение почти всего платформенного этапа, а щиты оставались устойчивыми, был поставлен еще в самом начале геологических исследований европейской части России. Самостоятельность Русской плиты и других плит древних платформ как крупных тектонических единиц, по истории своего развития отличающихся от щитов, подчеркивалась уже в первых обобщениях А.П. Карпинского [1894, 1919] и особенно в работах Н.С. Шатского [1946, 1947, 1964]. "Щиты нельзя рассматривать только как выход на поверхность кристаллического основания, как наиболее поднятую, лишенную осадочного покрова часть платформы, как вскрытое эрозией ядро крупного сводового поднятия, а плиту неправильно понимать только как погруженную его часть, кристаллический фундамент которой погребен под осадочные слабо измененные осадки. Щиты и плиты – самостоятельные единицы платформы, разделенные уступом, хотя крайне по-

логим, но всюду ясно выраженным” [Шатский, 1964, с. 476]. Палеогеографический и палеоструктурный методы анализа развития древних платформ привели к выводу, что “. . . щиты представляют собой как бы более устойчивые участки платформы, которые свидетельствуют об общем высоком положении кратона и остались почти на месте с древних времен, в то время как плиты интенсивно прогибались” [Там же, с. 479]. Генетические причины этого деления, вопросы о том, обособились ли эти структуры в плитный этап или они имеют более глубокие исторические корни, каков может быть механизм их развития — стали предметом обсуждения лишь в последние годы, когда данные глубокого бурения прояснили строение фундамента и низов осадочного чехла [Неволин и др., 1968; Шейнманн, 1970; Кропоткин, 1971; Изучение. . . , 1971; Яншин и др., 1974; Хаин, 1977а; Артюшков и др., 1979; Основные проблемы. . . , 1979].

”Щиты отнюдь не соответствуют неким древнейшим ядрам, . . . разделение платформ на плиты и щиты не связано с древними структурами фундамента и накладывается на них” [Шейнманн, 1970, с. 13]. ”Основные структуры фундамента и основные структуры чехла отражают блоковое строение земной коры, сформировавшееся еще на рубеже катархея и архея. В этом заключены истоки закономерностей, генетически связывающих региональные структурные планы фундамента и чехла плит древних платформ” [Основные проблемы. . . , 1979, с. 108]. Эти цитаты отражают две противоположные точки зрения на проблему щитов и плит древних платформ, которая приобретает в связи с этим и определенный методологический оттенок. Речь идет о принципиальной возможности сопоставления тектонических структур раннего докембрия щитов и плит. ”Сравнение тектонического строения и тектонической эволюции закрытой и обнаженной частей фундамента приводит к выводу, что они резко различны и поэтому недопустимо, как это делается до сих пор, огульно принимать тектонические структуры щита за прообраз структур закрытой части” [Там же, с. 110]. Не отрицая специфики состава фундамента Русской плиты, где, по мнению автора, преобладают гранулитовые комплексы [Богданова, 1977], все же вряд ли следует так резко противопоставлять строение фундамента щитов и плиты.

Анализ состава и строения фундамента Восточно-Европейской платформы показывает, что, вплоть до позднего карелия, до рубежа 1,9–2 млрд лет, земная кора платформы развивалась одинаково, не отличаясь на щитах и плите [Шуркин и др., 1979; Тектоника Европы. . . , 1978]. Лишь позднее, в период 1,9–1,65 млрд лет, резко обособились западная часть платформы, где сохранялся орогенный режим, и восточная ее часть, вступившая в авлакогенную стадию. Автору близки представления В.Е. Хаина [1977а], Е.Е. Милановского [1979] и Р.Н. Валеева [1978] о том, что высокая степень раздробленности фундамента этой территории, достигнутая благодаря интенсивному рифтогенезу (авлакогенезу), явилась основной причиной погружения восточной части платформы в следующую, плитную стадию ее развития. Это отражает общие закономерности формирования континентальной коры от раннего протерозоя до современного этапа как последовательного стадийного направленного процесса [Пейве и др., 1976].

В связи с разработкой этой новой концепции тектоника Восточно-Европейской платформы была рассмотрена под углом зрения времени становления ”гранитно-метаморфического” слоя и завершенности процесса формирования континентальной коры [Новикова, 1975, 1980; Богданова и др., 1979; Штрейс и др., 1980]. Этот анализ привел к выводу о неодновременности вступления разных сегментов в континентальную стадию, что оказало огромное влияние на тектонический план Восточно-Европейской платформы и определило заложение большинства авлакогенов рифея, давших начало развитию синеклиз, часто на стыках сегментов с разным типом и возрастом становления континентальной коры.

Таким образом, проблема щитов и плит древних платформ обрела две грани: с одной стороны, современные щиты — структуры явно наложенные, как будто не связанные с раннедокембрийской историей формирования коры Восточно-Европейской платформы, а с другой — наметилась определенная унаследованность структурных планов чехла от раннего докембрия. В данной работе автор стремилась подчеркнуть, что для становле-

ния структур авлакогенного и платформенного этапа Русской плиты, особенно ее восточных районов, чрезвычайно важным был раннепротерозойский этап, когда был достигнут максимум структурно-вещественной дифференциации коры. Это в конечном счете предопределило и высокую степень "авлакогенеза" и накопление здесь мощного осадочного чехла. Выводы автора согласуются с представлениями многих исследователей о глобальном значении раннепротерозойского этапа для становления структуры древних платформ [Семихатов, 1974; Муратов, 1979; Федоровский, 1985].

Поиск архейских "корней" современной структуры фундамента платформы, по-видимому, лишен практического смысла для оценки ее влияния на осадочный чехол. Однако в общетеоретическом плане мысль В.А. Дедеева и Л.Е. Шустовой [1976] о том, что некоторые сегменты литосферы, разделенные сейчас рифейскими авлакогенами, соответствуют неоднородностям архейской коры и мантии, находит подтверждения и в наших материалах. Таким образом, обе точки зрения на время дифференциации структуры земной коры Восточно-Европейской платформы с обособлением щитов и плиты могут сблизиться.

При изучении геологического строения погребенного фундамента плит древних платформ стоит целый ряд и других, чисто методических проблем.

Во-первых, это проблема выбора оптимального комплекса геолого-геофизической информации, который должен обеспечить надежность прослеживания вещественных комплексов по геофизическим данным в районах с редкой сетью глубоких скважин. На современном этапе в нее в качестве обязательного элемента должна входить статистически обоснованная петрофизическая характеристика типовых вещественных комплексов как главное связующее звено между геофизическими данными и их геологической интерпретацией.

Во-вторых, это проблема достоверности геологической и возрастной корреляции раннедокембрийских комплексов пород, вскрываемых глубокими скважинами в пределах плиты и известных на щитах. Здесь большое значение имеют изотопно-геохронологические данные, но их пока явно недостаточно для прямого сопоставления комплексов фундамента щитов и плиты. Поэтому особое значение приобретает корреляция на формационной основе [Геология, петрология, . . . , 1982]. Новым аспектом этой проблемы является корреляция метаморфических комплексов, дающая информацию для сравнения структур и регионов по термодинамическому режиму [Метаморфические комплексы. . . , 1978; Основные проблемы. . . , 1979]. Рассмотрим детальнее геологические и геофизические методы изучения геологического строения фундамента плиты и возможности их использования.

Геологические методы. К настоящему времени накопился огромный опыт геолого-геофизических исследований погребенного фундамента. Известно, что использование геофизических данных для расшифровки внутренней структуры фундамента Русской плиты дает тем лучшие результаты, чем больше привлекается данных непосредственного изучения слагающих его пород. Поэтому значение петрографического, петрологического и петрохимического изучения керна глубоких скважин и построения на этой основе карт и разрезов фундамента трудно переоценить.

Прослеживание типов пород от скважины к скважине, выяснение их соотношений в разрезах скважин, наблюдение непосредственных контактов пород в керне, выявление постоянных сочетаний, парагенезисов пород, отражающих дометаморфические или метаморфические особенности структуры фундамента, составляют "арсенал" средств, используемых при картировании погребенного фундамента. Как видно, он мало отличается от применяемого при изучении докембрия щитов, но практически лишен структурных методов, прямых определений элементов залегания пород.

Большое распространение, особенно в ранние периоды изучения фундамента Русской плиты, получили петрографические карты. Однако терминологические и номенклатурные различия в подходе разных авторов к одним и тем же породам часто придавали таким картам большую неопределенность. Особенно характерным, как, впрочем, и для

исследований на щитах, оказалось смешение генетических и морфологических классификаций пород. Более надежным явилось выделение петрографических реперов, таких, как высокоглиноземистые кристаллические сланцы и гнейсы, размещение которых было принято, например, за структурную основу при составлении геологической карты фундамента Русской платформы [Варданица, 1966].

Как прогрессивное развитие этого подхода к геологическому картированию фундамента, и в особенности погребенного, следует отметить выделение и прослеживание "структурно-вещественных" или "типовых вещественных" комплексов. Использование геофизических методов при геологическом картировании погребенного фундамента Русской плиты, как и любых других количественных методов, требует формализации данных о его составе и физических свойствах, четкого разделения на вещественные ассоциации, однородные по составу, внутреннему строению и физической характеристике. Такие ассоциации, называемые в работе "типовыми вещественными комплексами", рассматриваются нами как однородные части геологического пространства, ограниченные изохронными, тектоническими или физическими поверхностями раздела, независимо от того, в каких соотношениях между собой они находятся сейчас и к каким современным структурам фундамента приурочены. Ими могут быть элементы стратиграфического разреза (серия, толща), обособленные в пространстве метаморфические комплексы, интрузивно-магматические или ультраметабазитные тела. Важно, чтобы они достаточно резко отличались по физическим свойствам и имели свое выражение в геофизических полях. Наше понятие "типового вещественного" комплекса очень близко к "структурно-вещественному" комплексу Ю.А. Косыгина, Ч.Б. Борукаева, Л.М. Парфенова [Борукаев и др., 1969], но несколько уже, хотя и совпадает по данному ими определению: "структурно-вещественный комплекс — это крупное геологическое тело, отличающееся от смежных с ним тел значениями вещественных и структурных характеристик" [Борукаев, 1977, с. 34].

К сожалению, для пород и минералов фундамента плиты недостаточно применяются изотопно-геохронологические методы, среди которых резко преобладают определения K-Ar методом. Их геологическая интерпретация при отсутствии контроля другими методами весьма неоднозначна. Лишь в последнее время появились определения возраста, полученные Rb-Sr или U-Pb методами. С этим связано отсутствие геолого-геохронологических карт фундамента Русской плиты, представляющих, как видно по исследованиям щитов, важную независимую информацию о его строении [Геохронологические рубежи. . . , 1972; Пушкарев и др., 1978].

В последние годы геологические методы картирования фундамента пополнились изучением пространственного распределения физических свойств пород фундамента по их лабораторным измерениям. Карты плотности и магнитной восприимчивости дают объективную физическую характеристику пород фундамента и широко используются в практике геофизических исследований. Однако корректная геологическая интерпретация геофизических данных и особенно прогнозирование состава фундамента с помощью ЭВМ предполагают не формальную констатацию физических свойств фундамента, а их корреляцию с историей формирования пород, в процессе которой их физическая характеристика претерпевает значительные изменения. Важным с этой точки зрения представляется и учет термодинамических условий образования пород, в основном обуславливающих их физические свойства. Попытки объединить эти аспекты изучения пород фундамента отражены в петрофизических классификациях и петрофизических картах [Физические свойства. . . , 1976; Петроплотностная карта. . . , 1978; Петромагнитная карта. . . , 1978]. Их необходимость выявилась после установления широкого разброса значений объемной плотности, магнитной восприимчивости, упругих свойств, электрического сопротивления и других параметров для одних и тех же типов пород фундамента и значительного перекрытия пределов колебаний физических свойств для различных их типов [Лапинская и др., 1971; Богданова и др., 1971; Расчленение. . . , 1976].

В связи с этим возникло понятие о петрофизических комплексах фундамента, естест-

венных ассоциациях пород, статистически различающихся по физическим свойствам. Использование объективной (статистически значимой) петрофизической характеристики раннедокембрийских комплексов фундамента идет не только в плане поиска объектов, аномальных по физическим свойствам, которые удовлетворяют возможностям современных методов интерпретации геофизических данных [Петренко, 1978; Богданова, Петренко, 1977; Расчленение. . . , 1976]; интересные результаты получены и при использовании петрофизических данных для стратиграфической корреляции и расчленения дорифейских образований Восточно-Европейской платформы, а также для тектонического районирования фундамента [Богданова и др., 1971; Распопова, 1972; Расчленение. . . , 1976].

Петрофизический метод картирования и районирования фундамента древних платформ является весьма перспективным, поскольку содержащаяся в петрофизической характеристике объективная количественная информация о физическом состоянии пород может быть математически обработана и учтена как один из основных элементов эталонных геолого-геофизических моделей структуры фундамента [Петренко, 1978].

Помимо рассмотренных, часто используемых методов для детализации строения фундамента и получения дополнительной объективной информации иногда применяются и такие специальные построения, как карты катаклаза пород фундамента [Лавинская и др., 1963], карты распределения их механических свойств [Павлова, Кузменкова, 1968].

Понятно, что все отмеченные геологические приемы картирования погребенного фундамента могут применяться лишь в районах, хорошо охарактеризованных бурением (Волго-Уральская, Воронежская и Мазурско-Белорусская антеклизы), тогда как в подавляющей части Русской плиты фундамент вскрыт единичными скважинами. Здесь на первое место выступают геофизические методы изучения его внутренней структуры.

Геофизические методы. Установление тесной связи геофизических полей с внутренней структурой фундамента Восточно-Европейской платформы, начиная с известных работ А.Д. Архангельского [1937, 1941], является надежной методической основой тектонического и геологического районирования погребенного фундамента Русской плиты. Меняется лишь объем геофизической информации за счет усовершенствования традиционных методов геофизической съемки (наземная и воздушная магнитометрия и гравиметрия) и появления новых (ГСЗ, МРТЗ, КМПВ, МОВ, электроразведка, термометрия, различные формы геофизических исследований скважин и т.д.). Многое в успешной разработке геологического картирования фундамента и выявления его структуры связано с развитием таких методов интерпретации геофизических данных, как трансформация полей, осреднение и расчет нижних и верхних кромок аномалиеобразующих объектов, выделение различных составляющих наблюдаемых аномальных полей, гранич раздела внутри земной коры и в верхней мантии. К настоящему времени оформилось несколько направлений в использовании геофизических методов для геологического изучения погребенного фундамента.

Качественная типизация наблюдаемых или трансформированных аномальных полей предполагает выделение участков с однотипной геофизической характеристикой, включающей конфигурацию, простирание и интенсивность аномалии, а также тип разреза земной коры. Отдавая предпочтение гравиметрическим или магнитометрическим данным, а также сочетая те и другие, исследователи, работающие в этом направлении, стремятся к качественному отождествлению выявленной геофизической структуры погребенного фундамента с особенностями геологического строения щитов [Архангельский, 1937, 1941; Андреев, 1955; Фотиади, 1958; Подоба, Серова, 1962; Зандер и др., 1967; Симоненко, Толстихина, 1968; Гафаров, 1963, 1973, 1976; Изучение. . . , 1971; Дедеев и др., 1973].

Вместе с тем ясно, что геофизическая структура сама по себе не несет возрастной информации, поэтому на удаленных от щитов территориях при отсутствии данных бурения возможны весьма противоречивые геологические интерпретации. По положению аномалий достаточно надежно можно судить лишь об относительном возрасте их сопря-

женных систем (резкое "срезание" одной системой аномалий других, "реликтовые" простирания более древних аномалий внутри более молодой и четко выраженной системы, торцовые сочленения систем аномалий и другие признаки). Эти признаки широко используются для выделения разновозрастных тектонических элементов погребенного фундамента по аномальным геофизическим полям и в особенности по магнитному полю. Схемы тектонического районирования фундамента Восточно-Европейской платформы, построенные на геофизической основе разными исследователями, в общих чертах близки одна другой по конфигурации выделяемых структур, но заметно различаются детальностью, возрастом и вещественным составом отдельных элементов. Это вполне объяснимо, если иметь в виду, что в аномальных полях отображаются лишь изменения физических свойств фундамента, распределение в пространстве петрофизических комплексов (аномальных по физическим свойствам), границы которых фиксируются достаточно четко и однозначно. Намного сложнее проводить геологическое картирование, определение вещественного состава фундамента и слагающих его разновозрастных образований по геофизическим данным.

Вначале тип аномалий прямо связывали с определенными породами фундамента или их комплексами. Б.А. Андреев [1955] большую часть полосовых аномалий объяснял метаморфической природой пород фундамента. Н.В. Неволин [1957] выделял три группы пород, обуславливающих магнитные аномалии Восточно-Европейской платформы: 1) слабомангнитные метаморфические породы и интрузии кислого состава; 2) интрузии основного состава; 3) железорудные породы. Такой же подход характерен и для ранних работ Э.Э. Фотиади [1958], сочетавшего в своей классификации данные по гравитационному и магнитному полю; проявился он и при попытках выявления вещественного состава фундамента по данным КМПВ [Березина, 1976].

Эти чисто вещественные (и более объективные) классификации были позднее дополнены возрастными параметрами. По магнитным и гравитационным аномалиям различной интенсивности и рисунка выделяются протерозойские и архейские железорудные образования, аналоги беломорского комплекса, разновозрастные гранитоидные тела и т.д. [Зандер и др., 1967; Дедеев и др., 1973; Основные проблемы. . . , 1979].

Но, как уже отмечалось, по мере накопления определений физических свойств пород фундамента было выявлено, что границы реальных петрофизических комплексов часто пересекают различные геологические (стратиграфические и "интрузивно-магматические") границы. Причина этого заключается в тесной связи изменений физических свойств с наложенной тектоно-метаморфической переработкой раннедокембрийских образований фундамента. Установлено, что только незначительно (или однократно) метаморфизованные осадочные, осадочно-вулканогенные и магматогенные комплексы архея и раннего протерозоя обладают устойчивой, однородной петрофизической характеристикой [Расчленение. . . , 1976], что позволяет сравнительно легко диагностировать их в геофизических полях. Однако в фундаменте Русской плиты эти комплексы распространены довольно ограниченно, а главную роль играют полиметаморфические архейские образования с весьма изменчивой петрофизической характеристикой как отдельных генетических типов пород, так и их комплексов. Выяснилось, например, что по плотности и намагнитченности гранитоиды фундамента Волго-Уральской области иногда близки основным кристаллическим сланцам, а метабазиты или совсем немагнитны, или обладают различной намагнитченностью в зависимости от их первичной природы, интенсивности и типа метаморфизма [Авчян и др., 1976; Богданова и др., 1977]. Так же сильно отличаются и формационно близкие осадочно-вулканогенные комплексы архея. Например, кольская серия, сложенная чередованием метапелитов, метабазитов и железисто-кремнистых метапород, в зависимости от соотношения этих компонентов в разрезе и степени их метаморфизма, обладает резко меняющейся петрофизической характеристикой. По данным Л.П. Бондаренко и В.Б. Дагелайского [1976], средневзвешенная по мощности плотность кольской серии в зоне гранулитовой фации равна $3,20 \text{ г/см}^3$, в то же время формационно сходные с ней большечеремшанская серия архея Волго-Уральской области и образования щучинской серии Белоруссии характеризуются

плотностью $2,80 \text{ г/см}^3$. Столь же существенны и различия в магнитных свойствах. Все это не может не сказаться на геофизическом выражении этих комплексов, так что одной и той же возрастной серии пород могут отвечать различные по интенсивности и типу гравитационные или магнитные аномалии [Богданова, Петренко, 1977].

Иными словами, без детальных петрофизических исследований на эталонных участках, без знания причин широких вариаций физических свойств пород фундамента трудно использовать геофизические данные для прогноза состава фундамента в малоразбуренных территориях Русской плиты. И в этом смысле понятен некоторый "агностицизм" в отношении оценки информативности аномальных геофизических полей для выяснения петрографического состава фундамента. В самом деле, группирование архейских пород по их первичным генетическим, петрохимическим или возрастным признакам не согласуется с колебаниями интенсивности поля ΔT_a масштаба $1 : 1\,000\,000$ и различным группам пород отвечают магнитные аномалии одинаковой интенсивности [Шрайбман и др., 1972]. В значительной степени это связано с осреднением физических характеристик при ультраметаморфической переработке (гранитизация, мигматизация) исходно резко различающихся пород. Так, на примере двух архейских серий Волго-Уральской области — первично вулканогенной существенно базитовой отраденской и вулканогенно-осадочной большечеремшанской, — а также других архейских серий показано, что большой вклад в их петрофизическую характеристику вносят мигматиты, "нивелирующие" физическую индивидуальность серий, различных по первичному составу [Расчленение. . . , 1976; Богданова, Петренко, 1977].

Кроме того, наибольший аномальный эффект наблюдается не над самими телами тех или иных магнитовозмущающих комплексов пород, а над их границами, часто дизъюнктивного характера, где концентрируется главная масса новообразованных магнитных минералов. Поэтому многие линейные магнитные аномалии, в особенности расположенные на стыке разноориентированных их систем, отвечают разломам. Невысокая информативность наблюдаемых аномальных геофизических полей относительно петрографического состава погребенного фундамента Русской плиты зависит также от мощности практически немагнитного и сравнительно мало плотного осадочного чехла. Применяемые в настоящее время методы филътрации, трансформации наблюдаемых полей помогают выделить такую их составляющую, которая наиболее соответствует верхней части фундамента и тесно связана с его вещественными и физическими изменениями.

Составленные таким образом карты размещения аномалиеобразующих объектов, карты магнитных тел [Зандер и др., 1967; Дедеев и др., 1973; Основные проблемы. . . , 1979], карты остаточных аномалий силы тяжести [Подоба, Серова, 1962; Серова и др., 1971; Козлова, Патрушева, 1972, 1976] представляются в настоящее время наиболее эффективными для геологического картирования погребенного фундамента Русской плиты, хотя они не лишены во многих случаях неопределенности и должны применяться со знанием различий глубинной структуры и петрофизических особенностей фундамента. Типизация аномальных полей обычно сочетается с использованием данных о глубинной структуре земной коры, что позволяет создать трехмерную картину распределения аномальных масс, дать более объективную оценку их мощности и положения в земной коре [Борисов, 1967; Кропоткин и др., 1971; Козлова, Патрушева, 1972; Неволин и др., 1979].

В последние годы благодаря развитию математических методов задачи геологической интерпретации геофизических данных и типизации аномальных геофизических полей стали решаться на статистической основе с помощью ЭВМ. Развивая идеи качественной геологической интерпретации аномальных полей, эти методы позволяют исследовать и количественно оценивать взаимосвязь одновременно большого числа геолого-геофизических параметров, а также автоматизировать процесс анализа и прогноз геологических объектов. Среди них следует отметить методы распознавания образов [Каратаев, 1966; Холин и др., 1976], корреляционно-статистические методы [Каратаев, 1966; Шрайбман, 1976; Луговенко, 1974; Дедеев, Шустова, 1976; В.Вад. Бронгулеев,

В.В. Бронгулеев, 1976; Петренко, 1978]. Применение математических методов к изучению внутренней структуры фундамента Волго-Уральской области [Петренко, 1978] сводилось к решению нескольких задач: 1) всестороннее использование имеющихся в настоящее время геологических данных и оценка их информативности при интерпретации аномальных геофизических полей; 2) исследование изменений статистических свойств аномальных полей при их трансформациях, изучение статистических соотношений гравитационного и магнитного полей; 3) выделение на эталонном участке геологических объектов, могущих обусловить геофизические аномалии, петрофизическая классификация пород, анализ пространственных вариаций петрофизической характеристики; 4) выяснение корреляционных связей между геологическими и геофизическими параметрами на эталонном участке.

Этот комплекс позволяет достаточно уверенно прогнозировать состав и строение погребенного фундамента в районах, плохо освещенных бурением, но имеющих однотипную по глубинному строению структуру земной коры.

ГЛАВА ВТОРАЯ

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И РАЙОНИРОВАНИЕ РУССКОЙ ПЛИТЫ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ ФУНДАМЕНТА РУССКОЙ ПЛИТЫ. СВЯЗИ ЩИТОВ И ПЛИТЫ

История выделения Русской плиты как главнейшего структурного элемента Восточно-Европейской (Европейской) платформы насчитывает около 80 лет, ей посвящены многие обстоятельные обзоры, в том числе и недавно вышедшие в свет [Богданов, 1968; Новикова, 1975, 1980; Гафаров, 1976; Тектоника Европы ... , 1978]. Подчеркнем лишь некоторые аспекты, важные с точки зрения поставленных в настоящей работе задач и результатов изучения дорифейского фундамента, а также принятых терминологических ограничений.

Взяв за основу схему А.П.Карпинского [1894], А.Зюсс в известном труде "Лик Земли" [Suess, 1912] назвал "Русской плитой" область Европейской России с пологим залеганием отложений, противопоставив ее области Балтийского щита, где обнажены складчатые образования основания платформы. В дальнейшем после работ А.Д.Архангельского [1923, 1932, 1937] и Н.С.Шатского [1946, 1947] это понятие закрепилось в геологии и используется в неизменном виде до сих пор [Тектоника Европы ... , 1978].

Граница Русской плиты в сложившемся к настоящему времени понимании определяется, таким образом, границами распространения полого залегающих образований осадочного чехла, т.е. современной границей выхода дорифейских складчатых комплексов на поверхность. В этих пределах по рельефу поверхности фундамента Русская плита распадается на ряд структур различного порядка, отличающихся одна от другой как по абсолютным отметкам залегания, так и по характеру расчлененности его рельефа [Неволин и др., 1968; Неволин, 1971; В.Вад.Бронгулеев, В.В.Бронгулеев, 1975; Тектоника Европы ... , 1978; Тектоническая карта ... , 1979; Основные проблемы ... , 1979; Международная тектоническая карта, 1981].

Часть структур принадлежит крупнейшему Фенно-Сарматскому поднятию, образующему полукольцо в западной и северо-восточной частях платформы и включающему щиты. Подавляющую часть Русской плиты занимает Восточно-Русская впадина, а также располагающиеся по краям платформы на границах с фанерозойскими складчатыми областями краевые впадины и прогибы (рис. 1, см. вкл.).

Фенно-Сарматское поднятие с глубиной залегания фундамента менее 1 км представляет собой систему крупных, до 500 км в поперечнике, вытянутых на 700–900 км

структур с пологими и широкими (платообразными) вершинами. В эту систему входят Воронежское и Мазурско-Белорусское поднятия, разделенные Вольно-Полесским авлакогеном и Днепровско-Донецкой впадиной, Балтийская моноклираль и Мезенская впадина, состоящая из серии чередующихся узких выступов фундамента и грабенообразных прогибов большой протяженности (Кандалакшско-Двинского, Лешуконовского, Предтиманского). На выступах фундамент залегает иногда на отметках -500 , -800 м (Архангельский горст); грабенообразные прогибы вместе с прогибами Балтийской моноклинали (Ладожским, Онежским, Вожелачским) составляют единую серию веером расходящихся структур (см. рис. 1). (Все перечисленные прогибы моноклиального склона Балтийского щита выполнены рифейскими образованиями.)

Восточно-Русская впадина, не уступающая по размерам Фенно-Сарматскому поднятию, отличается в целом большей глубиной залегания фундамента (больше 1,5 км) и сложным рисунком рельефа его поверхности, особенно в приграничных районах платформы, а также разноориентированным положением составляющих ее структурных элементов. Естественными ограничениями Восточно-Русской впадины являются Среднерусский (Крестцовско-Солигаличский) и Рязано-Саратовский (Пачелмский) авлакогены.

Волго-Уральское поднятие, занимающее большую часть Восточно-Русской впадины в плане (по изогипсе $-2,5$ км), выглядит как неправильный многоугольник, восточная и юго-восточная границы которого совпадают с внешней границей Урала и Прикаспийской впадины, а северо-восточная — с Предтиманским прогибом Мезенской впадины. На северо-западе граница Волго-Уральского поднятия открыта в Московскую впадину, а на юго-западе она совпадает с северо-восточной границей Рязано-Саратовского авлакогена. Наиболее простой рельеф в виде пологих плоских поднятий, ориентированных согласно ограничениям антеклизы, свойствен внутренней, наиболее приподнятой части этой структуры (Токмовский, Сысольский, Котельнический, частично Татарский своды). Участки, приближенные к Тиману, Уралу, Прикаспийской впадине (Жигулевско-Пугачевский, Пермско-Башкирский, Коми-Пермяцкий своды), отличаются резким погружением всей поверхности фундамента антеклизы в сторону этих структур и высокой степенью расчлененности рельефа, сочетанием мелких разноамплитудных валлообразных поднятий и прогибов с перепадом глубины залегания фундамента от 100 м и менее до нескольких километров. Практически все прогибы совпадают с зонами разломов, проявляющихся и в осадочном чехле. Крупные и протяженные грабенообразные прогибы (Вятский, Серноводско-Абдуллинский, Калтасинский) и более мелкие (Пичкаский, Алькеевский, Кокарский и др.) заполнены средне- и верхнерифейскими отложениями. Эти отложения и, возможно, более древние, нижнерифейские, перекрывают все структурные элементы Волго-Уральской антеклизы вблизи ее восточных границ с Тиманом и Уралом (см. рис. 1).

Волго-Уральское поднятие на протяжении почти 500 км граничит с Московской впадиной. Ее пологий склон обращен на северо-запад в сторону Среднерусского (Крестцовско-Солигаличского) авлакогена. На юго-западе Московская впадина ограничена высоко приподнятым (до $-1 \div -1,5$ км) Нелидовско-Торжокским сводом (его обычно включают в состав структур Московской впадины), который по геоморфологическим чертам близок сводовым поднятиям Волго-Уральской антеклизы, например Токмовскому, но отделен от него субмеридиональными разломами, оперяющимися с севера Рязано-Саратовский авлакоген (Окско-Цнинский и др.).

Рязано-Саратовский, кулисно сочленяющийся с ним Московский и Среднерусский авлакогены ограничивают Восточно-Русскую впадину с юго-запада и северо-запада. Морфологически они выражены узкими протяженными на сотни километров, сложно построенными грабенообразными прогибами. Они представляют собой системы желобов, ванн, вытянутых на 100–200 км и разделенных поперечными и продольными поднятиями (горстами, выступами) фундамента. Глубина залегания фундамента в авлакогенах по геолого-геофизическим данным оценивается 3–5 км и менее, а ее перепады внутри авлакогенов достигают 2 км. Эти структуры рифтогенного класса сложены

наиболее полными и мощными разрезами рифея во внутренних частях Восточно-Европейской платформы [Постникова, 1977; Валева, 1978; Тектоника Европы ... , 1978].

Наибольшей глубиной погружения фундамента и сложностью структур его поверхности отличаются краевые прогибы и впадины, примыкающие к восточным и юго-восточным границам платформы. Среди них — протянувшаяся вдоль границы с Уралом зона узких и глубоких (до $-10 \div -12$ км) впадин Предуральского краевого прогиба и огромная, сложная по строению Прикаспийская впадина. В Прикаспийской впадине [Журавлев, 1972; Тектоника Европы ... , 1978] по комплексу геолого-геофизических данных предполагается погружение поверхности фундамента на глубины $-20 \div -22$ км (см. рис. 1). Погружение ее в сторону наиболее опущенной части Прикаспийской впадины со стороны Волго-Уральского поднятия характеризуется "обрывистостью" ступеней, ограничивающих центральную часть впадины. Они осложнены поперечными разломами с перепадом амплитуды сопряженных поперечных горстов и прогибов до 6–8 км.

К югу и юго-востоку от центральной, наиболее глубокой части Прикаспийской впадины, фундамент плавно воздымается до отметок $-6 \div -8$ км. Эта самая приподнятая область фундамента, приближенная к южной, юго-восточной и восточной границам впадины, представляет собой широкую гряду, осложненную плоскими сводовыми поднятиями (Астраханским, Северо-Каспийским, Темирским и др.). На востоке и юго-западе гряда поднятий срезается чешуйчато-надвиговыми структурами Урала и Большого Донбасса, на юге и юго-востоке погружается в зону краевого (?) прогиба перед Скифской эпигерцинской платформой до глубин $-10 \div -12$ км.

Как видно из приведенного обзора, в состав Русской плиты входят морфологически разнородные структуры дорифейского фундамента. С одной стороны, это тесно связанные со щитами структуры приподнятого Фенно-Сарматского поднятия, с другой — глубоко погруженные Восточно-Русская и Прикаспийская впадины. Эта разнородность структуры фундамента Русской плиты еще больше выражена в глубинном строении Восточно-Европейской платформы, что позволяет говорить о ее весьма гетерогенной литосфере.

РАССЛОЕННОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

К настоящему времени строение земной коры Восточно-Европейской платформы по сейсмическим и гравиметрическим данным в целом ряде участков охарактеризовано достаточно уверенно, хотя и отличается в деталях интерпретации [Борисов, 1967; Ярош и др., 1968; Соллогуб, 1970; Серова и др., 1971; Неволин, Ртищева, 1971; Серова и др., 1971; Богданова и др., 1973; Дедеев, Шустова, 1976; Юров, 1977; Земная кора ... , 1978; Неволин и др., 1979]. Общепризнанной является слоисто-блоковая модель литосферы Восточно-Европейской платформы, учитывающая ее расчлененность субгоризонтальными поверхностями раздела и латеральную неоднородность, делимость на крупные сегменты и блоки, ограниченные зонами глубинных разломов.

В разрезе земной коры Восточно-Европейской платформы выделяется несколько слоев, определение и соотношение которых не совсем совпадают в схемах различных исследователей (табл. 1).

"Гранитно-гнейсовый слой" Н.В.Неволина и В.Ф.Ртищевой [1971], резко дифференцированный по физическим свойствам, в схеме строения коры Балтийского щита [Поротова, Былинский, 1978] включает слои α и γ , а гомогенные по физическим свойствам нижележащие слои интерпретируются одинаково, отличаясь лишь названием. В целом схема строения земной коры Балтийского щита, подкрепленная детальной геологической интерпретацией [Земная кора ... , 1978], лучше отражает геологическое содержание слоев земной коры, но может быть принята как сводная. Представляется, что трехслойная модель земной коры всей платформы (без осадочного чехла) точнее соответствует уровню исследований ее глубинного строения, поскольку "осадочно-вул-

Таблица 1

Слои земной коры Восточно-Европейской платформы и их плотность, г/см³

Восточно-Европейская платформа*	Балтийский щит**	Русская плита***
Осадочный	—	Осадочный
Гранитно-гнейсовый	Осадочно-вулканогенный (α) (2,62–2,87)	Гранитный Гранитно-метаморфический (2,6–3,5) Диоритовый (2,75–2,9) Базальтовый (более 2,9)
(2,5–3,5)	Гранитно-ультраметаморфический (γ) (2,6–2,65)	
Гранитный (менее 2,8)	Диоритовый (δ) (2,75–2,8)	
Базальтовый (более 2,8)	Базальтовый (β) (2,9)	
* По Н.В.Неволину и В.Ф.Ртищевой [1971].		
** По Г.А.Поротовой и Р.В.Былинскому [1978].		
*** Принятые в настоящей работе.		

каногенный” и ”гранитно-ультраметаморфический” слои сменяют один другого по латерали. Это объективно отражено в характеристике типов земной коры Балтийского щита [Поротова, Былинский, 1978], где лишь в Енском сегменте предполагается присутствие четырех слоев, тогда как в большинстве блоков можно выделить два-три слоя земной коры.

С учетом этих замечаний представляется более целесообразным деление земной коры, предложенное Н.В.Неволиным и В.Ф.Ртищевой [1971], но с заменой названия ”гранитно-гнейсовый” на ”гранитно-метаморфический”, как более общее, а ”гранитный” слой на ”диоритовый”, что вполне соответствует геологическому содержанию этого слоя, образованного либо амфиболитами, тоналито-гнейсами, диорито-гнейсами (”серыми гнейсами”), либо породами гранулитовой фации с суммарным химическим составом, близким диориту (андезиту). Таким образом, земная кора Русской плиты состоит из осадочного слоя (чехол), ”гранитно-метаморфического” и ”диоритового” слоев, образующих в совокупности ”гранитный” слой земной коры, и ”базальтового” слоя (см. табл. 1). Слои разделены обычно границами скачкообразного изменения плотности и упругих свойств пород. Наиболее четкой является граница М, подошва земной коры, фиксируемая на глубинах от 30 до 55 км ($V_T = 8,1–8,7$ км/с) (см. рис. 1). Более высокие границы раздела земной коры выделяются не на всех участках платформы и во многих случаях условны. Так, нижняя часть земной коры (”базальтовый” слой) иногда не имеет четкой границы раздела (границы Конрада) с верхней менее плотной частью земной коры, в других случаях граница К уверенно прослеживается на многие сотни километров и отмечается скачком скорости прохождения упругих волн 6,4–7,7 км/с в разных районах на глубинах от 10 до 30 км. ”Гранитно-метаморфический” слой, представляющий в большинстве районов верхнюю часть разреза земной коры, резко дифференцированный по физическим свойствам, достаточно надежно ”отбивается” от более однородных нижних слоев. Поверхность фундамента, по данным КМПВ, ГСЗ, МОВ, характеризуется изменением V_T от 5,8 до 6,4 км/с и более в зависимости от степени вешественной неоднородности фундамента [Березина, 1976].

Если принять среднюю глубину залегания подошвы земной коры за 40 км, то вдоль границ платформы хорошо выделяются (см. рис. 1) области с уменьшенной (30–40 км) мощностью земной коры, типичные для Русской плиты. В тыловой части Русской плиты (Московская впадина, Токмовский свод) мощность земной коры увеличена до 45 км.

Земная кора повышенной мощности в целом соответствует Фенно-Сарматскому поднятию и особенно Украинскому щиту и Воронежскому поднятию (45–55 км). Повышенные (до 45–50 км) мощности земной коры также свойственны узким секущим линейным зонам вдоль границ платформы. Морфология поверхности М имеет наиболее сложный рисунок в пределах Украинского щита, где перепады глубин ее залегания, по данным В.Б.Соллогуба [1970], достигают 6–10 км.

Своеобразны соотношения поверхности М с глубиной залегания фундамента. Строго говоря, представление о "зеркальном" подобии этих поверхностей, оправдываемое для таких крупных элементов, как Фенно-Сарматское поднятие, Восточно-Русская, Прикаспийская впадины (см. рис. 1), при детальном количественном анализе этих связей подтверждается далеко не всегда [В.Вад.Бронгулеев, В.В.Бронгулеев, 1978; Неволин и др., 1979]. Выяснилось, что средний коэффициент корреляции между глубинами залегания границы М и кровли фундамента не превышает 0,3 при вариациях его абсолютных значений от +0,85 до -0,85 [В.Вад.Бронгулеев, В.В.Бронгулеев, 1978]. Наиболее ярко выражена положительная корреляционная связь этих параметров для Пачелмского и Среднерусского рифейских авлакогенов, ограничивающих Восточно-Русскую впадину. Иными словами, авлакогенам часто соответствуют прогибы поверхности М, утолщения земной коры, происходящие, как правило, за счет увеличения мощности "базальтового" слоя (см. рис. 1). Напротив, в краевых участках платформы авлакогенам соответствуют поднятия подошвы коры. Сложные и неоднородные соотношения между мощностью земной коры и глубиной залегания поверхности фундамента выражают различную природу геоморфологически близких структур.

РАСЧЛЕНЕНИЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ПО АНОМАЛЬНОМУ ГРАВИТАЦИОННОМУ ПОЛЮ

Различающиеся по мощности земной коры области Восточно-Европейской платформы четко выделяются в аномальном гравитационном поле. После трансформации путем осреднения с разными радиусами и вычета гравитационного эффекта осадочного чехла и рельефа фундамента [Серова и др., 1971; Дедеев, Шустова, 1976] в гравитационном поле проявляются крупнейшие региональные аномалии размером более 200 км в поперечнике, которые обычно связывают с плотностными неоднородностями всей земной коры и верхней мантии. Аномалии разделены линейными зонами высоких градиентов поля силы тяжести, соответствующими зонам глубинных разломов. При радиусе осреднения 100 км выделены десять глубинных аномалий, представляющих главнейшие блоки (сегменты) литосферы мощностью 100–150 км [Дедеев, Шустова, 1976]. Среди них Кольско-Мезенский, Беломорский, Волго-Уральский, Прикаспийский и Украинский сегменты отличаются повышенной плотностью литосферы, тогда как Свекофеннский, Карельский, Ладужский, Прибалтийский и Воронежский — пониженной или слабо повышенной плотностью. Соотношения глубинных гравитационных аномалий с участками земной коры разного типа неоднозначны. Обычно региональные положительные аномалии совпадают с участками утоненной земной коры и могут быть объяснены высоким положением поверхности М. Вместе с тем Украинской глубинной аномалии отвечает не подъем, а резкий прогиб подошвы земной коры, что указывает на уплотненную верхнюю мантию этого сегмента.

Отмеченные сегменты литосферы показательны и по характеру "гравитационно-активного" слоя, позволяющего детализировать их по структуре верхних горизонтов земной коры и связывать его вариации с конкретными геологическими объектами. Параметры этого слоя, распределение в нем аномалиеобразующих масс различной плотности и мощности получены на основе схемы остаточных аномалий силы тяжести исключением из наблюдаемого поля региональных аномалий с радиусом осреднения 40 км гравитационного влияния осадочного чехла и рельефа фундамента [Серова и др., 1971; Козлова, Патрушева, 1972; Богданова и др., 1973]. Этот слой характеризует распреде-

ление аномальных масс в верхней части земной коры до глубины 20–30 км, позволяя судить о ее строении вдали от сравнительно малочисленных сейсмических профилей и наиболее полно представить картину ее плотностной неоднородности.

Соотношения "гравитационно-активного" слоя с "сейсмическими" слоями земной коры различны (рис. 2, см. вкл; табл. 2), различно и его геологическое содержание в пределах разных структур. Например, в Днепровско-Донецкой и, вероятно, Прикаспийской впадинах и других глубоких прогибах фундамента он поднимается выше границы фундамента, соответствуя осадочному чехлу, весьма разнородному в формационном и петрофизическом планах. В других структурах, напротив, он может располагаться значительно ниже поверхности фундамента, обнаруживая, как в случае с Ладожским блоком, плотностную и структурную неоднородность комплексов, подстилающих ладожскую серию. На Пилюгинском выступе Жигулевско-Оренбургского свода "гравитационно-активный" слой отвечает всей толще надбазальтовых слоев, вернее "диоритовому" слою [Богданова и др., 1973], а в соседних структурах – лишь части "гранитно-метаморфического" слоя земной коры. В редких случаях (Ветренный Пояс) подошва "гравитационно-активного" слоя опускается ниже границы К [Козлова, Патрушева, 1976], что может быть связано с большой мощностью и высокой плотностью осадочно-вулканогенных толщ.

Как видно из приведенной схемы (см. рис. 2), каждый из сегментов литосферы имеет свою количественную характеристику "гравитационно-активного" слоя и может быть подразделен на блоки и участки более мелкого размера. Каждому блоку свойственно сочетание по-разному ориентированных аномалиеобразующих масс сложных, заливообразных очертаний, создающих своим расположением характерный кружевной рисунок плотностной неоднородности "гранитного" слоя. По параметрам "гравитационно-активного" слоя (см. табл. 2) обнаруживается своеобразие блоков земной коры восточных районов Русской плиты, которое заключается в общем высоком уровне плотности "гранитного" слоя и его уменьшенной мощности. Близкими параметрами в западных районах плиты обладает лишь Литовский блок, а в центральных – Торжокский блок земной коры, некоторые блоки Украинского сегмента.

Примечательно, что аналогичные особенности "гранитного" слоя выявляются и для зон сочленения сегментов литосферы Восточно-Европейской платформы. В структуре земной коры они выражены в виде чередования в плане широких, протяженных блоков, образованных монолитными и уплотненными аномалиеобразующими массами, мощность которых уменьшается до 3–5 км, с разуплотненными блоками. Е.В.Козлова и В.А.Патрушева [1972] выделяют Кольско-Беломорскую, Московско-Котласскую, Валдайскую и Пачелмскую зоны сочленения шириной 200–300 км. Нетрудно видеть, что Кольско-Беломорская зона этих авторов полностью совпадает с Беломорским сегментом В.А.Дедеева и Л.Е.Шустовой [1976].

С зонами сочленения совмещены и главные рифейские авлакогены. Аномалиеобразующие массы высокой плотности, присущие этим структурам, вероятнее всего связаны, с одной стороны, с осадочно-вулканогенными толщами их основания, еще не вскрытыми бурением, а с другой – с резко приподнятыми бортами авлакогенов, где фундамент эродирован на большую глубину вплоть до выхода на его поверхность высокоплотных образований "диоритового" и, возможно, "базальтового" слоев.

Анализ глубинного строения земной коры Восточно-Европейской платформы показывает, что делимость ее литосферы на сегменты с разным типом строения и физической характеристики тесно связана с рифейским структурным планом, наложенным на древнюю структуру фундамента. Значение рифейского и байкальского этапов тектогенеза для формирования современной структуры платформы неоднократно подчеркивал Н.С.Шатский [1946]. Его идеи нашли развитие в трудах А.С.Новиковой [1959, 1968, 1975], А.А.Борисова [1967], В.С.Журавлева [1972], Р.Н.Валева [1978]. Вместе с тем рифейский этап структурообразования не уничтожил более древней тектоники, а во многих случаях раннедокембрийская структура даже подчеркнута рифейской. Очевид-

Т а б л и ц а 2

Характеристика "гравитационно-активного" слоя земной коры
Восточно-Европейской платформы
(по данным Е.Ф.Козловой,
В.А.Патрушевой [1972] с дополнениями Е.Ф.Козловой [1980])

Сегменты литосферы, зоны сочленения	Линейные зоны, блоки "гранитного" слоя зем- ной коры	"Гравитационно-активный" слой		
		Плотность, г/см ³	Z ₂ , км	H, км
Кольско-Мезенский	Мезенский	2,74	20	16–18
Беломорский	Кольско-Беломорский	2,77	12–14	11–13
Карельский	Карельско-Онежский	2,73	13–15	12–14
Ладожский	Валдайский			
	Торжокский	2,79	6–8	4–7
Прибалтийский	Новгородский	2,74	8	7–8
	Курземский	2,72	9	8
	Литовский	2,77	8	6–7
Воронежский	Эстонско-Белорусский	2,74	10–12	9–10
	Смоленский	2,72	8–10	8–10
	Воронежский	2,74	10–12	9–12
Волго-Уральский	Волго-Камский	2,76	10–12	8–10
	Средневожский	2,79	7–9	4–7
	Владимирско-Казанская, Камско-Вятская	2,76	9–11	9–10
Московско-Котласская		2,79	10–12	8–10
Пачелмская		2,89	9–10	7–9

Пр и м е ч а н и е. Z₂ – глубина нижней кромки "гравитационно-активных" масс; H – их мощность.

но, что в пределах одного или близких по глубинной структуре сегментов литосферы особенности дорифейского структурного плана будут проявлены достаточно ярко. Это будет показано на примере Волго-Уральского сегмента, где влияние рифейского этапа на структуру земной коры было уточнено при выявлении более древних структурных элементов. Однако наибольшую информацию о дорифейском структурном плане можно получить из анализа аномального магнитного поля, более консервативно реагирующего на платформенную переработку.

РАСЧЛЕНЕНИЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ПО АНОМАЛЬНОМУ МАГНИТНОМУ ПОЛЮ

Согласно представлениям о физической природе магнитного поля и о строении Земли основные аномалиеобразующие объекты рассматривают обычно в пределах земной коры и верхней мантии. Поскольку осадочный чехол Восточно-Европейской платформы, за исключением крупных авлакогенов, практически немагнитен, считается, что верхняя кромка магнитно-активных масс совпадает или близка поверхности фундамента. Нижняя же граница располагается преимущественно в срезе земной коры в 20–40 км [Борисов, 1967; Крутиховская и др., 1982], а чаще не выходит за подошву "гранитного" слоя. Главными факторами, обуславливающими аномалии магнитного поля, являются неоднородности вещественного состава фундамента, характер распределения в нем магнитных минералов, а также рельеф фундамента. Можно ожидать поэтому, что в условиях одинакового рельефа фундамента (в естественных условиях или в вычисленных при соответствующих трансформациях наблюдаемого поля) магнит-

Таблица 3

**Типы аномальных магнитных полей
и соответствующих им геологических структур фундамента
Восточно-Европейской платформы (по данным Р.А.Гафарова [1976])**

Тип аномальных магнитных полей	Эталонный тектонотип на щитах	Аналоги в фундаменте Русской плиты
I. Мозаичный		
1. Повышенной интенсивности	Приднепровский и Подольский блоки Украинского щита	Альметьевский, Жигулевско-Пугачевский, Красноуфимский, Верхнекамский
2. Пониженной интенсивности	Балтийский и Южно-Шведский блоки Балтийского щита	Северо-Двинский, Новгородский, Окско-Волжский, Курско-Липецкий, Мазовецкий
II. Полосовой (линейный)		
1. Повышенной интенсивности	Протогеосинклинальные системы архея и геосинклинальные системы раннего протерозоя, "синклинии" в геосинклинальных системах свекофеннид и карелид (Имандр-Варзугский, Печенгский, Кейвский)	Линейные зоны карелид и свекофеннид (Камско-Вятская, Московская, Токаревская, Валдайская, Осинская, Мезенско-Вычегодская и др.)
2. Пониженной интенсивности	Антиклинории и антиклинорные блоки в геосинклинальных системах свекофеннид и карелид (Центрально-Кольский, Центрально-Карельский)	

ные аномалии отражают различия дорифейских структурно-вещественных комплексов, слагающих верхние горизонты земной коры.

Систематизация аномального магнитного поля Восточно-Европейской платформы позволила связать его главные типы с возрастом и характером строения крупных складчатых комплексов фундамента [Архангельский и др., 1937; Шатский, 1946; Фотиади, 1958; Неволин, 1957; Подоба, Серова, 1962; Зандер и др., 1967; Гафаров, 1963, 1973, 1976; Основные проблемы..., 1979]. Закономерности сочетаний типов аномальных магнитных полей с определенными геологическими структурами щитов были перенесены на погребенный фундамент плиты. В настоящее время типизация аномального магнитного поля погребенного фундамента Русской плиты проведена с большой степенью детальности, быть может даже с большей, чем это разрешает контролирующий геологический материал [Основные проблемы..., 1979]. Наиболее увязана с геологическими данными типизация аномальных магнитных полей (табл. 3), разработанная Р.А.Гафаровым [1976], которая легла в основу составления "Международной тектонической карты Европы" [1981] (2-е изд.) и "Тектонической карты Северной Евразии" [1979]. Как видно из районирования магнитного поля, по сравнению с районированием по глубинной структуре оно выявляет более мелкие и более четко очерченные элементы верхних горизонтов земной коры, в общих чертах соизмеримые в плане и по мощности со структурами "гравитационно-активного" слоя. При этом в сочетаниях этих элементов уверенно читаются границы рассмотренных выше сегментов литосферы, что свидетельствует об определенной подчиненности структуры магнитного поля пространственным соотношениям и характеристикам этих глубинных структур. Огромный Волго-Уральский сегмент, Прибалтийский и другие выделяются резко дифференцированным магнитным полем повышенной интенсивности. Эта качественная оценка подтверждается статистическими подсчетами. По данным В.Н.Луговенко [1974], Русская плита характеризуется повышенными значениями дисперсии интенсивности магнитного поля. Статистический анализ характеристик аномального магнитного поля

ΔT_a Волго-Уральского региона [Петренко, 1978] показывает, что ему свойственно положительное среднее значение интенсивности + 100,7 гамм и большая дисперсия – 657,38.

Еще большая степень дифференцированности магнитного поля, если судить по наблюдаемому полю ΔT_a и карте магнитных тел [Берковский, 1979], характерна для Прибалтийского сегмента. Другими словами, мозаичный и линейный типы аномального магнитного поля сегментов литосферы (см. табл. 3) могут различаться количественными параметрами. Следовательно, могут различаться по своей природе и возрасту и соответствующие им геологические структуры.

Таким образом, тектоническое районирование фундамента Русской плиты по геофизическим данным на современном уровне исследований включает анализ широкого спектра пространственно взаимосвязанных характеристик физических полей. Наиболее удачной попыткой такого анализа, проведенного методами многомерной корреляции с помощью ЭВМ для всей платформы, является работа В.А.Дедеева и Л.Е.Шустовой [1976]. Выделенные ими десять геоблоков есть выражение плотностной неоднородности литосферы, различий ее строения и соотношений верхнего, нижнего слоев земной коры и литосферы, что в конечном итоге и определяет расчленение платформы на структуры с различной мощностью осадочного чехла. С этой точки зрения наиболее типичными для Русской плиты являются Волго-Уральский и Прикаспийский сегменты литосферы, испытывавшие интенсивное погружение в течение почти всей истории накопления осадочного чехла.

Сегменты литосферы западной части платформы, которым соответствует Фенно-Сарматское поднятие в рельефе фундамента, включающее Балтийский, Украинский щиты и Воронежскую антеклизу, отличаются в своем большинстве утолщенной до 50–55 км земной корой, повышенной мощностью и пониженной плотностью "гранитного" слоя. Сегменты литосферы восточных районов платформы (им отвечает Восточно-Русская и Прикаспийская впадины) выделяются более тонкой земной корой (менее 40 км), уменьшенной мощностью и повышенной плотностью "гранитного" слоя.

Высокая степень геолого-геофизической изученности земной коры Волго-Уральского сегмента позволяет рассматривать его как эталонный сегмент литосферы Русской плиты, а установленные для него закономерности строения земной коры и история ее формирования – как основополагающие для оценки влияния раннедокембрийской предыстории на расчленение Восточно-Европейской платформы на щиты и плиту.

ВОЛГО-УРАЛЬСКИЙ СЕГМЕНТ: СОСТАВ, ТИПЫ СТРУКТУР И ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

Тектоническое районирование и картирование фундамента Волго-Уральской области, как и других регионов Русской плиты, проводилось с различных позиций: по структуре осадочного чехла, по рельефу поверхности фундамента, по характеру наблюдаемых и трансформированных геофизических полей, по глубинной структуре земной коры. Были попытки комплексного анализа геолого-геофизических данных, выдвигались идеи о закономерных связях структур различных слоев (этажей) литосферы. Но тем не менее геологическое содержание и тектоническая природа геофизических неоднородностей земной коры, однозначно выделяемых различными исследователями, не становились понятнее. Определенный прогресс в этом направлении был достигнут сравнительно недавно и благодаря тому, что анализ геологических данных о составе и строении фундамента выполнялся в пределах конкретных геофизических структур [Богданова и др., 1973, 1978, 1982; Богданова, 1977, 1979; Богданова, Гафаров, 1978].

ГЛАВА ПЕРВАЯ

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ВОЛГО-УРАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА. ДВА ТИПА СТРУКТУР ЗЕМНОЙ КОРЫ

Волго-Уральский сегмент углом вдается в центр Восточно-Европейской платформы с востока, с северо-запада он ограничен Московско-Котласской, с юго-запада — Пачелмской зонами. На востоке он срезан сооружениями Урало-Тиманской складчатой системы, а на юге — Прикаспийской впадиной (см. рис. 1).

Волго-Уральский сегмент по сравнению с другими сегментами Восточно-Европейской платформы, по данным В.А.Дедеева и Л.Е.Шустовой [1976], отличается маломощной земной корой, увеличенной плотностью ее верхних слоев, уменьшенной нижних и, следовательно, сильно уплотненной верхней мантией. Этому соответствует повышенная интенсивность аномальных гравитационных и магнитных полей, их однотипность в целом (небольшие коэффициенты вариации наблюдаемых полей) при значительной дифференцированности, особенно магнитного поля (высокая дисперсия) (табл. 4).

На фоне общей однородности геофизической характеристики Волго-Уральского сегмента можно выделить различные типы полей с определенными статистическими параметрами и рисунком расположения аномалий, в особенности тех, которые характеризуют верхние горизонты земной коры (ΔT_a и $\Delta g_{ост}$). Эти параметры были получены для наиболее разбуренных эталонных участков фундамента Волго-Уральского сегмента с привлечением максимума геолого-геофизической информации, организованной в информационно-поисковую систему [Петренко, 1978]. Комплексный анализ заложенных в нее данных о составе, физических свойствах пород и геофизических особенностях фундамента этих участков с помощью математических методов подтвер-

Таблица 4

Статистическая характеристика геофизических полей
Волго-Уральского сегмента (по С.В.Богдановой и А.С.Петренко [1977])

Тип поля	Мода	Дисперсия	Среднее квадратическое отклонение	Асимметрия	Экссесс	Коэффициент вариации	Центральный момент
ΔT_a	+ 57,70 γ	657,38	23,65	+ 1,08	+ 4,49	0,25	+ 100,70
$\Delta g_{набл}$	+ 10,98 мгл	122,12	11,05	- 0,42	+ 1,28	0,62	+ 17,72
$\Delta g_{ост}$	+ 2,62 мгл	31,65	5,63	+ 1,05	+ 0,30	46,90	+ 0,12

Таблица 5

Характерные признаки аномальных гравитационного и магнитного полей
главных структур земной коры Волго-Уральского сегмента

Тип структуры	Вид поля			Коэффициент корреляции	
	$\Delta g_{набл}$	$\Delta g_{ост}$	ΔT_a	$\Delta g_{набл} - \Delta g_{ост}$	$\Delta g_{набл} - \Delta T_a$
Мозаичный, концентрически-кольцевой	+	+	-	-	-
Линейный	\pm	\pm	+	+	\pm

Примечание. + — положительные геофизические поля и положительные коэффициенты их корреляции; - — отрицательные геофизические поля и отрицательные коэффициенты их корреляции; \pm — знакопеременный тип геофизических полей и неоднозначный тип их корреляции.

длil правомерность выделения двух типов структур земной коры Волго-Уральского сегмента мозаичных мегаблоков, блоков ("архейских массивов") и линейных зон, установленных ранее по магнитному полю [Гафаров, 1976]. Они распознаются и в гравитационном поле, особенно в остаточном, и в строении земной коры [Богданова и др., 1973], проявляются они и по корреляционным соотношениям остаточного и наблюдаемого гравитационных полей. Несмотря на различную природу магнитного и гравитационного полей и множество факторов, осложняющих анализ их соотношений, в пределах однородного по глубинной структуре сегмента и в участках, мало отличающихся по рельефу погребенного фундамента и составу осадочного чехла, можно считать, что аномалии магнитного и гравитационного поля в основном формируются за счет одних и тех же аномалиеобразующих объектов, расположенных в верхних горизонтах земной коры. Корреляционный анализ этих полей, проведенный А.С.Петренко по программе "Анкор" [Холин и др., 1976], существенно дополнил характеристику обоих типов структур новыми количественными показателями (рис. 3). Установлено, что с крупными мозаичными структурами остаточного гравитационного и магнитного полей чаще совпадают изометричные области отрицательных коэффициентов корреляции со значениями, редко превышающими - 0,8, тогда как линейные структуры выражены вытянутыми в одном направлении областями с высокими значениями коэффициентов положительной или отрицательной корреляции (0,8-0,98).

Сравнивая статистические параметры аномальных полей $\Delta g_{ост}$ и ΔT_a [Богданова, Петренко, 1977], а также распределения и значения коэффициентов корреляции гравитационных полей, гравитационного и магнитного полей, можно более детально охарак-

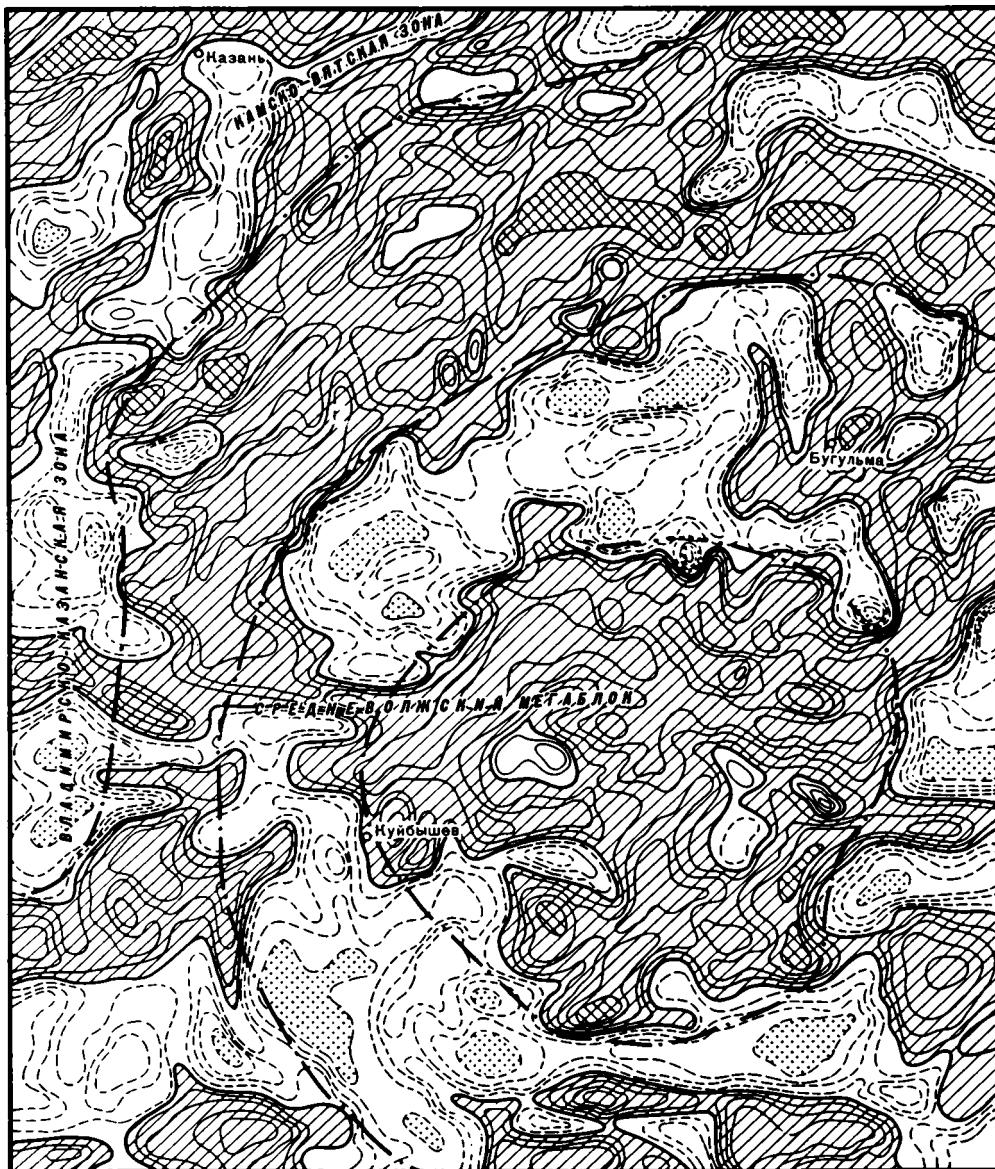


Рис. 3. Схема коэффициентов корреляции r гравитационного ($\Delta g_{\text{набл}}$) и магнитного (ΔT_a) полей центральной части Волго-Уральского сегмента (составлена А.С. Петренко с дополнениями автора)

1–3 – изолинии коэффициентов корреляции (проведены через 0,2): 1 – положительных, 2 – отрицательных, 3 – нулевой; 4, 5 – поля корреляции: 4 – положительной ($r > 0,8$), 5 – отрицательной ($r < -0,8$); 6 – области положительной корреляции полей; 7 – границы кольцевой структуры

теризовать геофизические признаки крупных мозаичных и линейных структур земной коры Волго-Уральского сегмента литосферы (табл. 5). Мозаичные структуры – это области преимущественно положительного остаточного гравитационного и отрицательного магнитного полей с отрицательным типом связи наблюдаемого и остаточного гравитационных полей. Этим областям присущи отдельные изометричные аномалии или сочетания разноориентированных в плане нескольких аномалий, группирующихся в кольцевые системы.

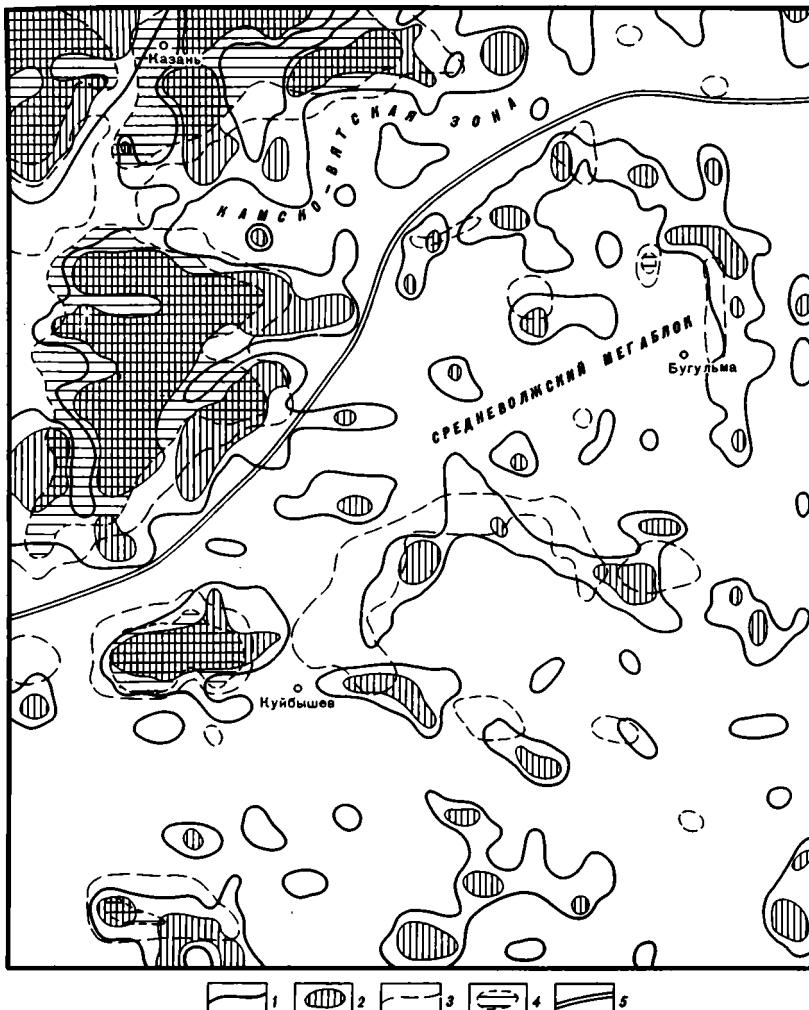


Рис. 4. Схема положительных коэффициентов корреляции (r) наблюдаемого ($\Delta g_{\text{набл}}$) и остаточного ($\Delta g_{\text{ост}}$) гравитационных полей (составлена А.С. Петренко)

1, 2 – изолинии и площади r при окне 30×30 км: 1 – $r = 0,8$, 2 – $r > 0,9$; 3, 4 – изолинии и площади r при окне 60×60 км: 3 – $r = 0,8$, 4 – $r > 0,9$; 5 – граница структур земной коры

Линейные зоны – это протяженные зоны переменных, преимущественно положительного магнитного и отрицательного остаточного гравитационных полей, образованные субпараллельно ориентированными дифференцированными по интенсивности линейными аномалиями. Индивидуальность крупных мозаичных и линейных структур, таких, как Камско-Вятская линейная зона и Средневожский мегаблок, ярко проявилась при корреляционном анализе наблюдаемого и остаточного гравитационных полей (рис. 4). Камско-Вятская зона характеризуется высокими положительными коэффициентами корреляции этих полей, устойчиво сохраняющими тип распределения по площади независимо от изменения окна осреднения от 30×30 км до 100×100 км. Это свидетельствует о положительной "сквозной" корреляции плотностных неоднородностей верхних и нижних горизонтов литосферы.

В отличие от этой зоны Средневожский мегаблок характеризуется сложными взаимоотношениями гравитационных полей. На глубинных уровнях (окно 60×60 км) он представлен областью слабой положительной корреляции (до $+0,5$), а иногда и отри-

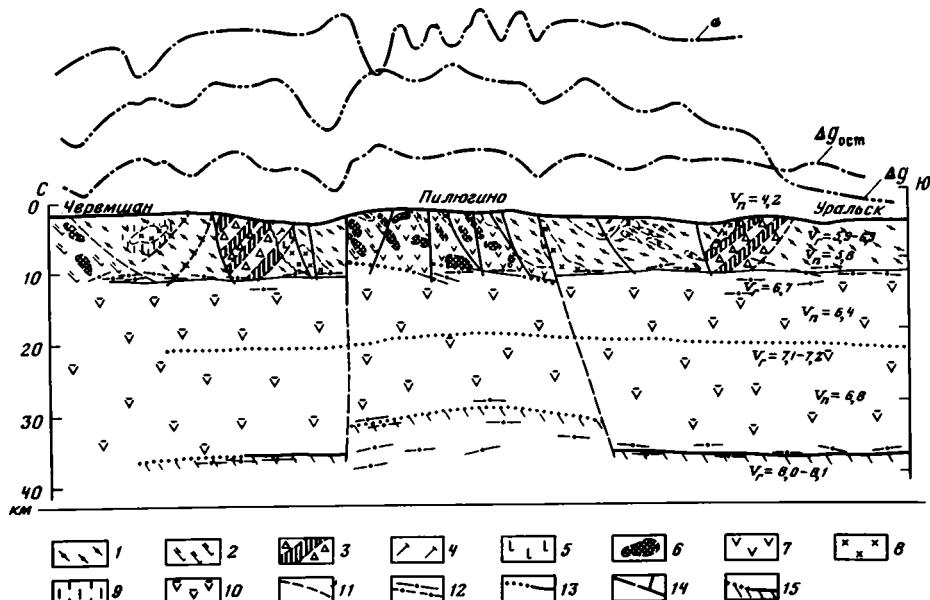


Рис. 5. Геолого-геофизический разрез по линии Черемшан—Уральск (по С.В. Богдановой и др. [1973] с дополнениями автора и А.С. Петренко)

1 — высокоглиноземистые гнейсы; 2 — эндрбиты; 3 — габбро-норит-анортозитовый комплекс; 4 — двупироксеновые гнейсы; 5 — амфиболовые гнейсы; 6 — габбро-нориты; 7 — основные кристаллосланцы; 8 — гранитоидный комплекс; 9 — зоны диафторических изменений; 10 — "базальтовый" слой; 11 — структурно-стратиграфические границы; 12 — сейсмические площадки; 13 — сейсмические границы; 14 — разломы; 15 — граница Мохоровичича

Кривые изменения аномального гравитационного поля: Δg — наблюдаемого; $\Delta g_{ост}$ — остаточного, полученного исключением влияния осадочного чехла и регионального гравитационного поля с радиусом осреднения 40 км [Серова и др., 1971]; σ — кривая объемной плотности

цательной (до — 0,78). Лишь в северной и центральной частях структуры четко выделяются дугообразные узкие зоны высоких значений коэффициента корреляции (более + 0,9), совпадающие с внешней северной границей мегаблока и с разломами, разделяющими Жигулевскую и Альметьевскую части мегаблока, причем при окне больше 30 × 30 км северная зона повышенной корреляции почти полностью исчезает. Такой же характер имеют и некоторые намечающиеся в плане границы внутри Жигулевско-Пугачевского блока, пропадающие на глубинных уровнях земной коры. Все это наводит на мысль о резкой вертикальной дискретности земной коры мегаблоков, большой вещественной и плотностной неоднородности ее слоев, возможной тектонической расчлененности или смене физических свойств вещественных комплексов на уровне палингенного гранитообразования, где могла произойти полная гомогенизация их состава. Геологические обоснования этих предположений будут приведены при описании тектонической структуры мегаблоков. Сейсмические данные также подтверждают принципиальные различия мегаблоков и разделяющих их линейных зон в глубинном строении земной коры.

Мозаичным блокам (рис. 5) свойственно согласное приподнятое положение всех границ раздела, пониженная мощность земной коры, повышенная вычисленная и измеренная плотность "диоритового" ("чарнокит-гранулитового") слоя, с которым полностью совмещены гравитационно-активный и магнито-активный слой. Общий гравитационный эффект над этими структурами создается, если судить по особенностям корреляции остаточного и наблюдаемого полей, "диоритовым" слоем и приподнятой частью верхней мантии, разделенными, по всей вероятности, разуплотненным "базальтовым" слоем.

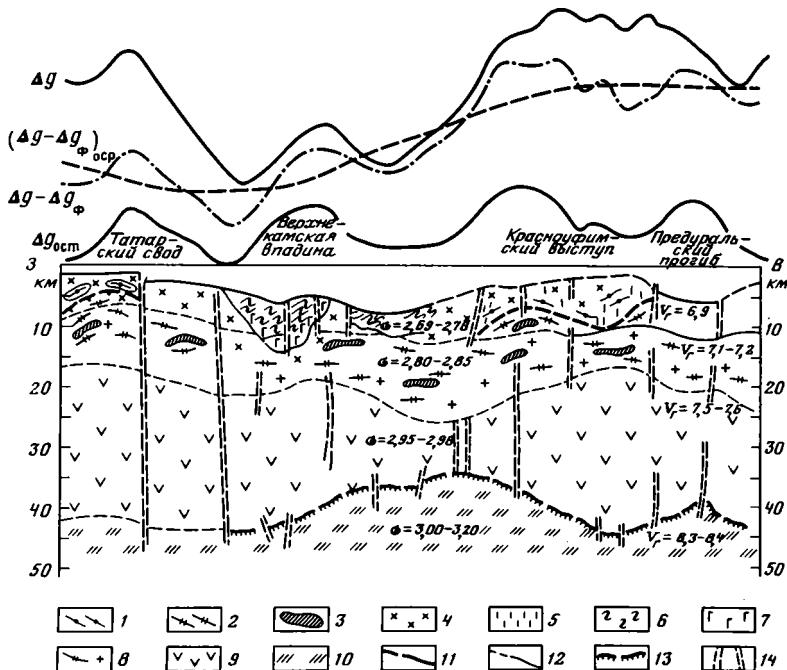


Рис. 6. Геолого-геофизический разрез по линии Ижевск–Свердловск (по С.В. Богдановой и др. [1973])

1, 2 – серии архея: 1 – большечеремшанская, 2 – отрадненская; 3 – анортозиты; 4 – гранитоиды гранулитовой и амфиболитовой фаций; 5 – зоны диафорических изменений; 6, 7 – карельские образования: 6 – осадочные, 7 – вулканогенные; 8 – "чарнокит-гранулитовый" слой; 9 – "базальтовый" слой; 10 – мантия; 11–13 – границы: 11 – структурно-стратиграфические, 12 – гравитационно-сейсмические, 13 – М; 14 – разломы

Кривые изменения аномального гравитационного поля: $\Delta g - \Delta g_{\phi}$ – с исключением влияния верхней части коры; $(\Delta g - \Delta g_{\phi})_{оср}$ – то же, с радиусом осреднения 40 км
Остальные условные обозначения см. на рис. 5

В земной коре линейных зон (рис. 6) границы К и М часто образуют обращенные друг относительно друга почти симметричные формы, а "гранитный" слой увеличенной мощности обладает неоднородной двухслойной структурой. Его нижний слой по расчетным физическим свойствам может быть сопоставлен с "диоритовым" слоем мозаичных блоков. Верхний, "гранито-метаморфический" слой, в среднем менее плотный, сильно дифференцирован по плотности и намагниченности. Гравитационный эффект создается всем разрезом земной коры и верхней мантией.

Полученный комплекс геофизических данных послужил основой для составления схемы геофизического районирования фундамента Волго-Уральского сегмента (рис. 7, см. вкл.). Хотя она несколько отличается от предыдущих, в ней сохранены в большинстве случаев географические названия структур, принятые для "Международной тектонической карты Европы" [1981]. Районирование велось в определенной последовательности с учетом взаимосвязи геофизических полей и их информативности. Оно включало расчленение структуры земной коры вначале по остаточному полю силы тяжести, показывающему более общую картину распределения аномальных масс в земной коре, а затем по магнитному полю ΔT_a и карте намагниченности фундамента [Берковский, 1979], которые теснее связаны с вещественным составом фундамента и позволяют детализировать его структуру. В соответствии с этим выделены подчиненные одна другой геофизические структуры различного размера (порядка).

Мозаичные мегаблоки уплотненной земной коры – Волго-Камский, Приуральский Средневолжский – и разделяющие их линейные зоны – Владимирско-Казанская, Кам-

ско-Вятская и Токаревско-Уфимская – выделены как структуры I порядка. Блоковый характер этих структур подчеркивается узкими линейными зонами резких градиентов геофизических полей, которые практически однозначно интерпретируются как разломы. По структуре магнитного поля и распределениям коэффициентов корреляции гравитационного и магнитного аномальных полей мегаблоки делятся на более мелкие структуры II порядка – блоки и линейные зоны. Последние представляют собой узкие линейные осложнения мегаблоков, часто вливающиеся в структуру линейных зон I порядка и согласные с ней. Простирание других линейных зон II порядка (Пермско-Чусовская и др.) резко срезается линейными зонами I порядка, или эти внутренние зоны, вдаваясь в мегаблок с одной стороны, слепо заканчиваются внутри него (Жигулевско-Туймазинская зона). В магнитном поле зоны II порядка выражены системами резко дифференцированных по интенсивности линейных аномалий. Им, как правило, соответствуют линейные области разных по знаку коэффициентов корреляции магнитного и гравитационного полей.

Мегаблоки и блоки земной коры Волго-Уральского сегмента по геофизическим параметрам несколько различаются (см. табл. 2). Например, Окско-Волжский блок характеризуется повышенной мощностью "гранитно-метаморфического" (гравитационно-активного) слоя и земной коры в целом. Средняя плотность (2,74–2,76 г/см³) "гранитно-метаморфического" слоя несколько ниже, чем в других блоках.

Характерной особенностью, установленной для большинства блоков и мегаблоков земной коры Волго-Уральского сегмента, является их кольцевое строение. Оно выражено в концентрическом расположении остаточных аномалий силы тяжести и магнитных аномалий различного знака, на что обращали внимание многие исследователи [Серова, Подоба, 1962; Симоненко, 1963; Мошинская, 1973; Докембрий ..., 1977]. Такое строение особенно проявляется в распределении коэффициентов корреляции аномальных полей (см. рис. 3). Во всех изученных случаях центральная часть структур образует область положительной корреляции полей, которая окружена кольцами сначала отрицательной, а затем вновь положительной корреляции различной ширины. Таким образом построен Окско-Волжский блок, ограничения которого по магнитному полю почти полностью совпадают с внешним кольцом положительной корреляции. Более сложно строение Средневожского мегаблока (см. рис. 3, 7), концентрическая структура которого объединяет составляющие его блоки и линейные зоны II порядка, существенно различающиеся по интенсивности и характеру магнитного поля: 1) Жигулевско-Пугачевский блок с пониженной интенсивностью гравитационного и магнитного полей и полосчатым распределением вытянутых участков их положительной и отрицательной корреляции; 2) Бузулукский блок, большей части которого отвечают положительные гравитационное и магнитное поля (область их положительной корреляции), а также область чередования знакопеременных аномалий, окаймляющая центральную зону с юга и юго-востока; 3) Альметьевский блок, который также характеризуется полосчатым чередованием противоположных по знаку аномалий с их полукольцевым северо-восточным простиранием, переходящим в субмеридиональное, с отрицательной корреляцией полей в большей его юго-восточной части; 4) Жигулевско-Туймазинская зона линейных магнитных аномалий, прослеживаемая вдоль юго-восточной границы Альметьевского блока с Бузулукским, выраженная удлиненными зонами положительной корреляции полей.

Выделенные блоки различаются и по строению земной коры. Бузулукский блок – область выхода на эрозионную поверхность фундамента "диоритового" слоя, "гранитно-метаморфический" слой в нем отсутствует полностью или имеет мощность не более 4–5 км [Богданова и др., 1973]. Меняется и средняя плотность отдельных блоков (см. табл. 2). Но при этом разнообразии геофизических характеристик все рассмотренные блоки, как видно, являются составными элементами единой кольцевой геофизической структуры. Кольцевое строение также вырисовывается при качественном сопоставлении геофизических полей для Верхневятского и Красноуфимского блоков.

Линейные зоны I порядка при выдержанной линейности аномалий отличаются законо-

мерным и иногда заметным симметричным строением. Центральная их часть образована интенсивными отрицательными аномалиями поля силы тяжести и магнитными аномалиями переменного знака. Вблизи мозаичных блоков в линейных зонах преобладают протяженные линейные положительные гравитационные аномалии, совпадающие с системами линейных магнитных аномалий повышенной интенсивности. На этом фоне наблюдаются сравнительно крупные овальные слабо магнитные структуры – купола (до 30–50 км в длину).

Заслуживают особого внимания соотношения кольцевых структур мегаблоков и блоков с линейными зонами. Кольцевые структуры могут быть наложены на линейные (внутренние) зоны II порядка (как в Средневожском мегаблоке), но в свою очередь нарушаются, перерабатываются по периферии сквозными линейными структурами I порядка. Это определяет временной интервал формирования кольцевых структур: после образования внутренних линейных зон, но до оформления линейных зон I порядка.

Подытоживая обзор современных возможностей изучения геологического строения погребенного фундамента по геофизическим данным, следует отметить, что уровень их комплексной интерпретации обеспечивает проведение надежного и корректного районирования геофизической структуры земной коры Волго-Уральского сегмента. Основные черты ее строения можно кратко свести к следующему.

По структуре "гранитного" слоя, рисунку и соотношению в плане аномалий гравитационного и магнитного полей, а также по глубинному строению в земной коре Волго-Уральского сегмента выделяются два типа структур – линейные и мозаичные разного порядка. Индивидуальность этих типов структур, выделяемых ранее главным образом по магнитному полю, подтверждена новым комплексом количественных геофизических характеристик.

Большинство мозаичных мегаблоков и блоков Волго-Уральского сегмента обнаруживает концентрическое внутреннее строение с ядром положительной корреляции аномальных гравитационного и магнитного полей независимо от их знака или мощности земной коры и "гранитного" слоя. Это указывает на единую причину формирования этих структур. По соотношению с линейными зонами разного типа можно предположить, что заключительный этап становления геофизической структуры Волго-Уральского сегмента связан с развитием линейных зон I порядка, которые своим расположением определили современные форму и размеры мегаблоков.

ГЛАВА ВТОРАЯ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕГАБЛОКОВ, БЛОКОВ И ЛИНЕЙНЫХ ЗОН ЗЕМНОЙ КОРЫ ВОЛГО-УРАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА

Особенности и соотношения геофизических структур земной коры Волго-Уральского и других регионов Восточно-Европейской платформы со времени первых геолого-геофизических обобщений А.Д. Архангельского связывались с гетерогенностью внутренней структуры фундамента. Большинство исследователей (и в том числе автор) считали мозаичные мегаблоки архейскими срединными массивами, а линейные зоны – расчленяющими их свекофеннокарельскими складчатыми поясами ортогеосинклинального типа.

Анализируя типы магнитных полей древних платформ Северного полушария, Р.А. Гафаров [1963, 1973, 1976] одним из первых среди геофизиков попытался выяснить, каким конкретно классам тектонических структур соответствуют области с мозаичным и линейным типами магнитных полей Восточно-Европейской платформы. Он сделал вывод, что структуры первого типа, определенные в предлагаемой нами схеме геофизического районирования (см. рис. 7) как мегаблоки и блоки, могут соответствовать

и древнейшим массивам ранней консолидации, и их отдельным блокам, и ядрам антиклинорий карелид, но в основном "остовам крупнейших складчатых структур" [Гафаров, 1976, с. 144]. Таким образом, структуру фундамента Восточно-Европейской платформы "слагают свекофеннокарельские складчатые системы, соединяющие и включающие в себя гетерогенные древние (архейские. — С.Б.) массивы" [Там же]. Примерно та же трактовка, но более детальная по возрасту, была дана в работах В.Н. Зандера и др. [1967], В.А. Дедеева и др. [1973, 1974] и принята для "Международной тектонической карты Европы" [1981].

Другие исследователи, указывая, что основа фундамента Русской плиты создана архейскими образованиями, сомневаются в широком распространении складчатых зон свекофеннокарелид в классическом варианте ортогеосинклинальных систем, а все разнообразие структурного узора фундамента в большей части платформы связывают почти исключительно с термально-тектонической переработкой первоначальной архейской структуры [Неволин, 1971; Основные проблемы..., 1979]. Действительно, по мере детализации геолого-петрографического изучения фундамента было установлено широкое распространение архейских комплексов в линейных зонах I порядка и в то же время приуроченность большей части нижнепротерозойских комплексов к "архейским массивам".

Новые данные о геофизической структуре, метаморфической и петрофизической зональности Волго-Уральского сегмента, анализ истории развития его земной коры на основе принципов стадийности и направленности формирования континентальной коры, разработанных на примере фанерозойских складчатых систем в ГИНЕ АН СССР, заставляют отказаться от общепринятой трактовки тектонической природы этих геофизических структур. Автор пришла к убеждению, что мозаично-кольцевые мегаблоки и блоки, с одной стороны, и линейные зоны — с другой, являются синхронными структурами, а именно раннепротерозойскими сводово-глыбовыми поднятиями и межсводовыми впадинами начала континентальной стадии формирования земной коры Волго-Уральского сегмента. Развитие структуры фундамента как направленного усложнения архейского структурного плана с элементами унаследованности на орогенном этапе в раннем протерозое и авлакогенном — в рифее для этого региона более вероятно.

Рассмотрим все имеющиеся геологические данные о составе и строении геофизически различных мегаблоков и блоков ("архейских массивов"), с одной стороны, и линейных зон — с другой. Раннедокембрийские комплексы, слагающие разрез земной коры выделенных геофизических структур Волго-Уральского сегмента, чрезвычайно разнообразны по формационному набору осадочно-вулканогенных образований, метаморфизму и магматическим проявлениям. Вместе с тем для каждого из типов структур земной коры — мегаблоков и линейных зон — установлены характерные сочетания комплексов, раскрывающие разное геологическое содержание этих структур и обуславливающие особенности их геофизического выражения. Эти данные свидетельствуют о существенных различиях раннедокембрийского формационного разреза этих структур и различном характере формирования "гранитно-метаморфического" слоя земной коры.

СТЕПЕНЬ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ СТРУКТУР

Наиболее полная характеристика комплексов раннего докембрия Волго-Уральского сегмента получена на основе детальных геолого-петрографических и петрофизических исследований фундамента в пределах Средневолжского мегаблока, Камско-Вятской и Владимирско-Казанской линейных зон, где сосредоточен основной фонд (более 3500) глубоких скважин, тогда как другие структуры разбурены гораздо хуже (рис. 8). Распределение скважин обусловлено неравномерным размещением нефтегазоносных объектов, благодаря разбуриванию которых и представилась возможность целенаправленного изучения фундамента. Проходка фундамента ограничивается обычно первыми метрами, реже десятками метров, и лишь в редких опорных и опорно-параметрических

сой платформы и его соотношение с поверхностью Мохоровичича
 (а на основе "Тектонической карты Европы и смежных областей" [1979] по дан-
 овой и В.Н. Патрушевой [1972, 1976], Ю.И. Юрова [1976], Н.В. Неволлина и др.

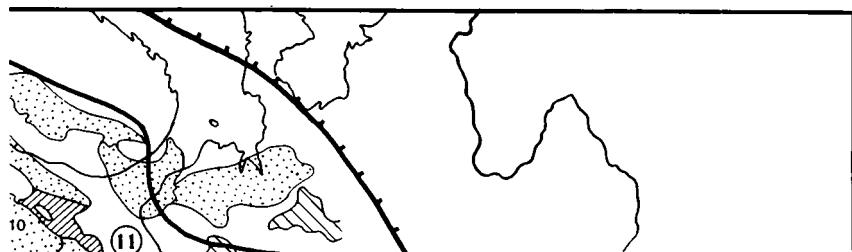
ундамента; 2 – рифейские авлакогены, прогибы и впадины; 3 – изолинии поверх-
 5 – отдельные крупные геоморфологические элементы фундамента – щиты: БШ –
 – Воронежское, 2 – Мазурско-Белорусское; своды: 3 – Нелидовско-Торжокский,
 ко-Пугачевский, 7 – Котельнический, 8 – Сысольский, 9 – Коми-Пермяцкий, 10 –
 йская, 12 – Московская, 13 – Мезенская, 14 – Верхнекамская, 15 – Прикаспий-
 платформы

линиям I–I и II–II
 й; 3 – "базальтовый" слой; 4 – подошва "гравитационно-активного" слоя; 5 –

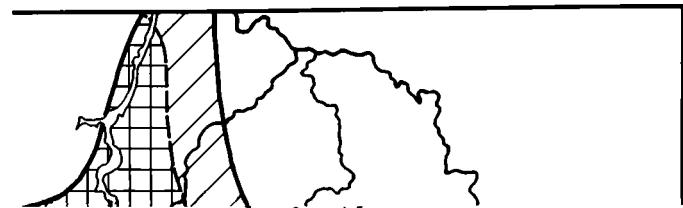
исс в "гравитационно-активном" слое земной коры Русской плиты (по Е.Ф. Коз-
 и автора)

остью, г/см³: 1 – 2,70–2,75, 2 – 2,75–2,80, 3 – 2,80–2,90, 4 – >2,90; 5 – грани-
 цных масс, км; 7 – граница Урало-Тиманской складчатой области; 8 – контуры

ский, 2 – Воронежский, 3 – Смоленский, 4 – Белорусский, 5 – Торжокский, 6 –
 со-Онежский; зоны: 9 – Московско-Котласская, 10 – Пачелмская, 11 – Коль-



15 – Жигулевско-Туймазинская, 16 – Пензенская
 шинский; линейные зоны II порядка; 12 – Кировско-Сыктывка
 6 – Саранский, 7 – Альметьевский, 8 – Бузулукский, 9 – Жигуль-
 6 – Осково-Вол-
 2 – Верхневятский, 3 – Осково-Вол-
 1 – Опарицкий, 2 – Верхневятский, 3 – Осково-Вол-
 10 – Урало-Тиманской складчат
 7 – оси положительных аномалий магнитот
 7 – II порядка; 7 – оси положительных аномалий магнитот
 4 – зоны сочленения сетел
 36 – отрицательной; 4 – зоны сочленения сетел
 1 – границы метаблоков I порядка; 2 – блоки II порядка;
 5 –



латеральной изменчивости физических свойств пород фундамента и их комплексов,

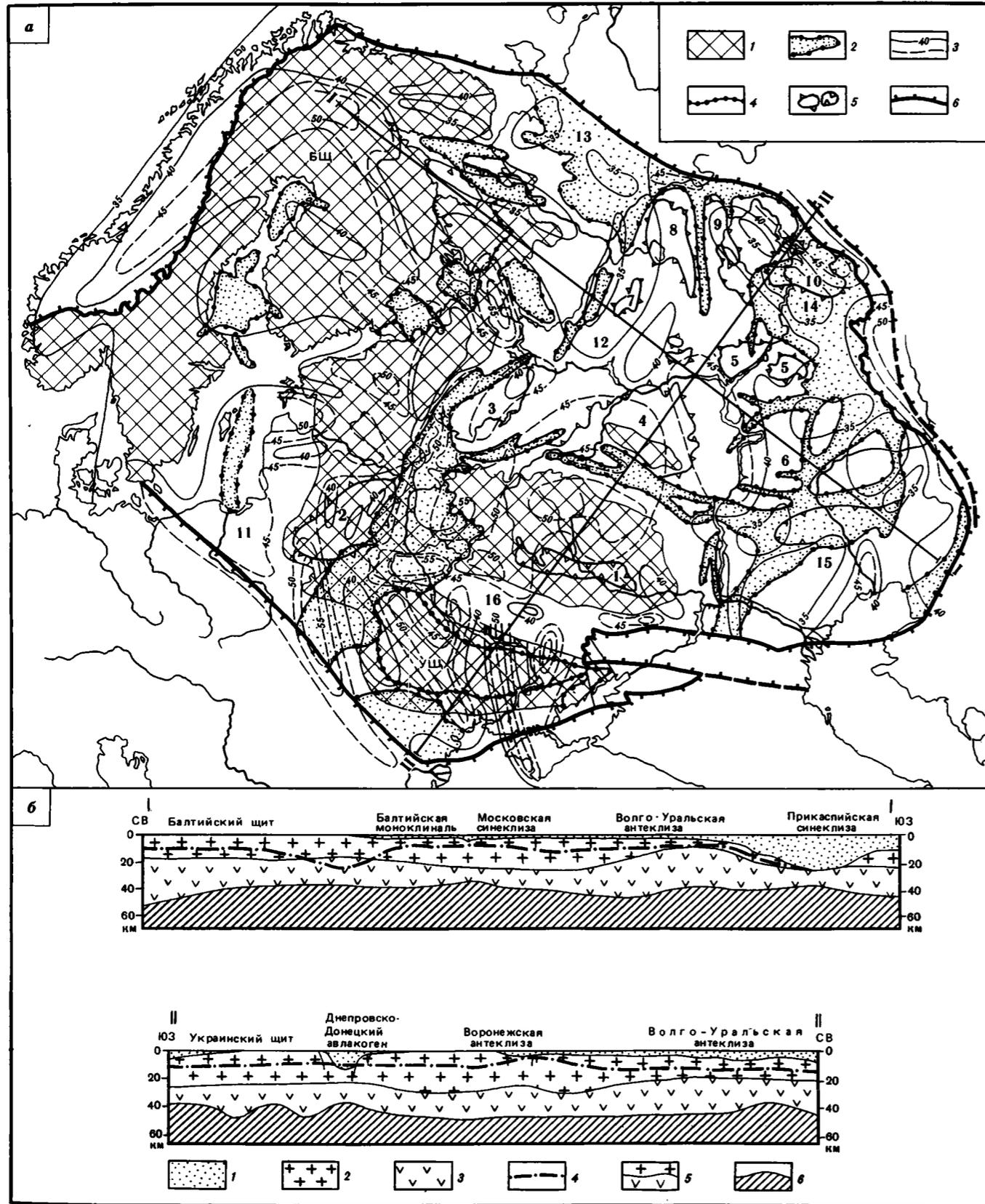


Рис. 1. Рельеф фундамента Восточно-Европейской платформы и его соотношение с поверхностью Мохоровичича
а – схема рельефа фундамента (составлена на основе "Тектонической карты Европы и смежных областей" [1979] по данным В.Б. Соллогуба [1970, 1972], Е.Ф. Козловой и В.Н. Патрушевой [1972, 1976], Ю.И. Юрова [1976], Н.В. Невольина и др. [1979])

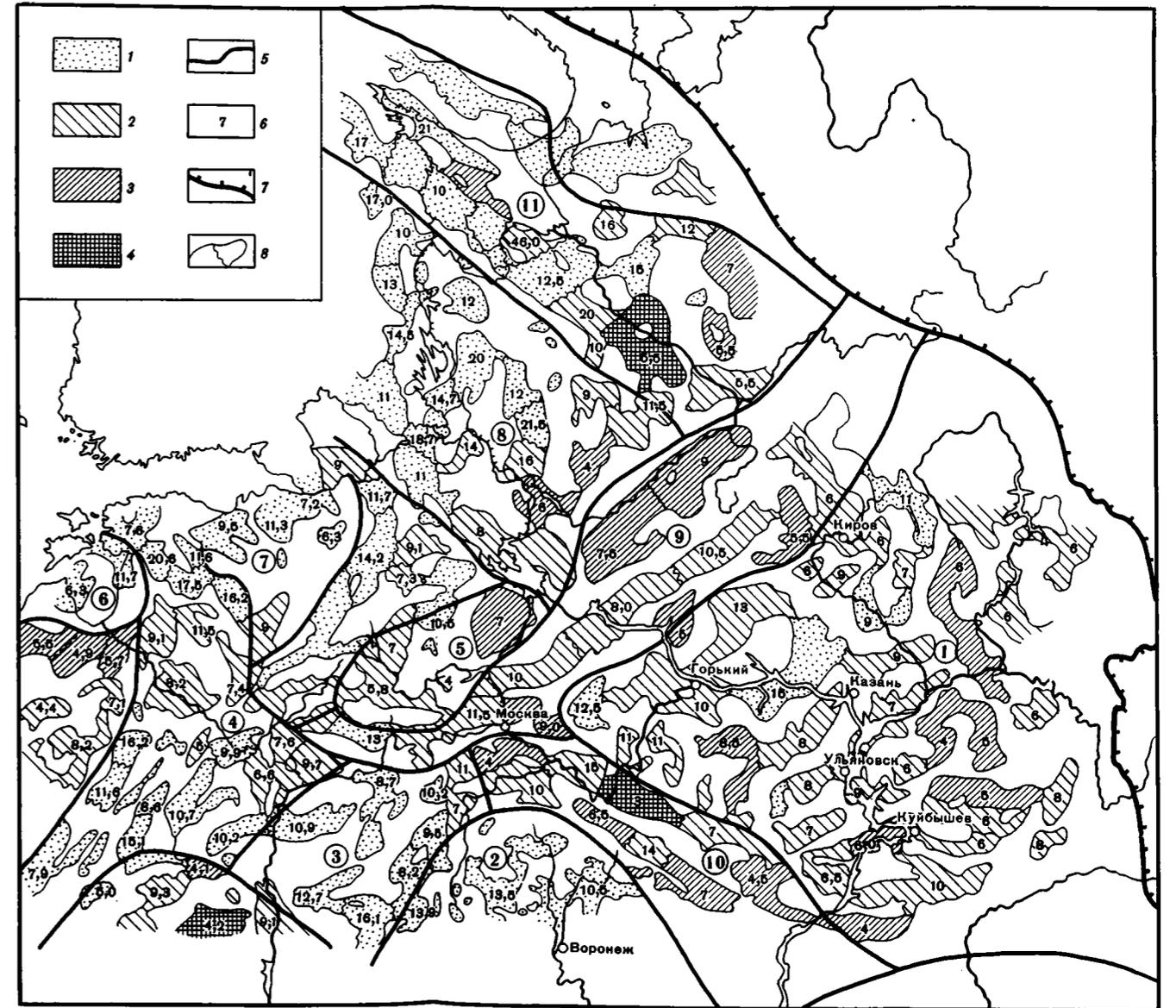
1 – области приподнятого (выше 1 км) фундамента; 2 – рифейские авлакогены, прогибы и впадины; 3 – изолинии поверхности Мохоровичича, км; 4 – границы щитов; 5 – отдельные крупные геоморфологические элементы фундамента – щиты: БЩ – Балтийский, УЩ – Украинский; поднятия: 1 – Воронежское, 2 – Мазурско-Белорусское; своды: 3 – Нелидовско-Торжокский, 4 – Токмовский, 5 – Татарский, 6 – Жигулевско-Пугачевский, 7 – Котельнический, 8 – Сысольский, 9 – Коми-Пермяцкий, 10 – Пермско-Башкирский; впадины: 11 – Балтийская, 12 – Московская, 13 – Мезенская, 14 – Верхнекамская, 15 – Прикаспийская, 16 – Днепровско-Донецкая; 6 – границы платформ

б – схематические разрезы земной коры по линиям I–I и II–II
1 – осадочный чехол; 2 – "гранитный" слой; 3 – "базальтовый" слой; 4 – подошва "гравитационно-активного" слоя; 5 – граница Конрада; 6 – верхняя мантия

Рис. 2. Распределение аномалиеобразующих масс в "гравитационно-активном" слое земной коры Русской плиты (по Е.Ф. Козловой и В.А. Патрушевой [1972] с упрощениями автора)

1–4 – аномалиеобразующие массы с плотностью, $г/см^3$: 1 – 2,70–2,75, 2 – 2,75–2,80, 3 – 2,80–2,90, 4 – $> 2,90$; 5 – границы блоков и зон; 6 – мощность гравитирующих масс, км; 7 – граница Урало-Тиманской складчатой области; 8 – контуры аномалиеобразующих масс

Блоки (цифры в кружках): 1 – Волго-Камский, 2 – Воронежский, 3 – Смоленский, 4 – Белорусский, 5 – Торжокский, 6 – Курземский, 7 – Новгородский, 8 – Карельско-Онежский; зоны: 9 – Московско-Котласская, 10 – Пачелмская, 11 – Кольско-Беломорская



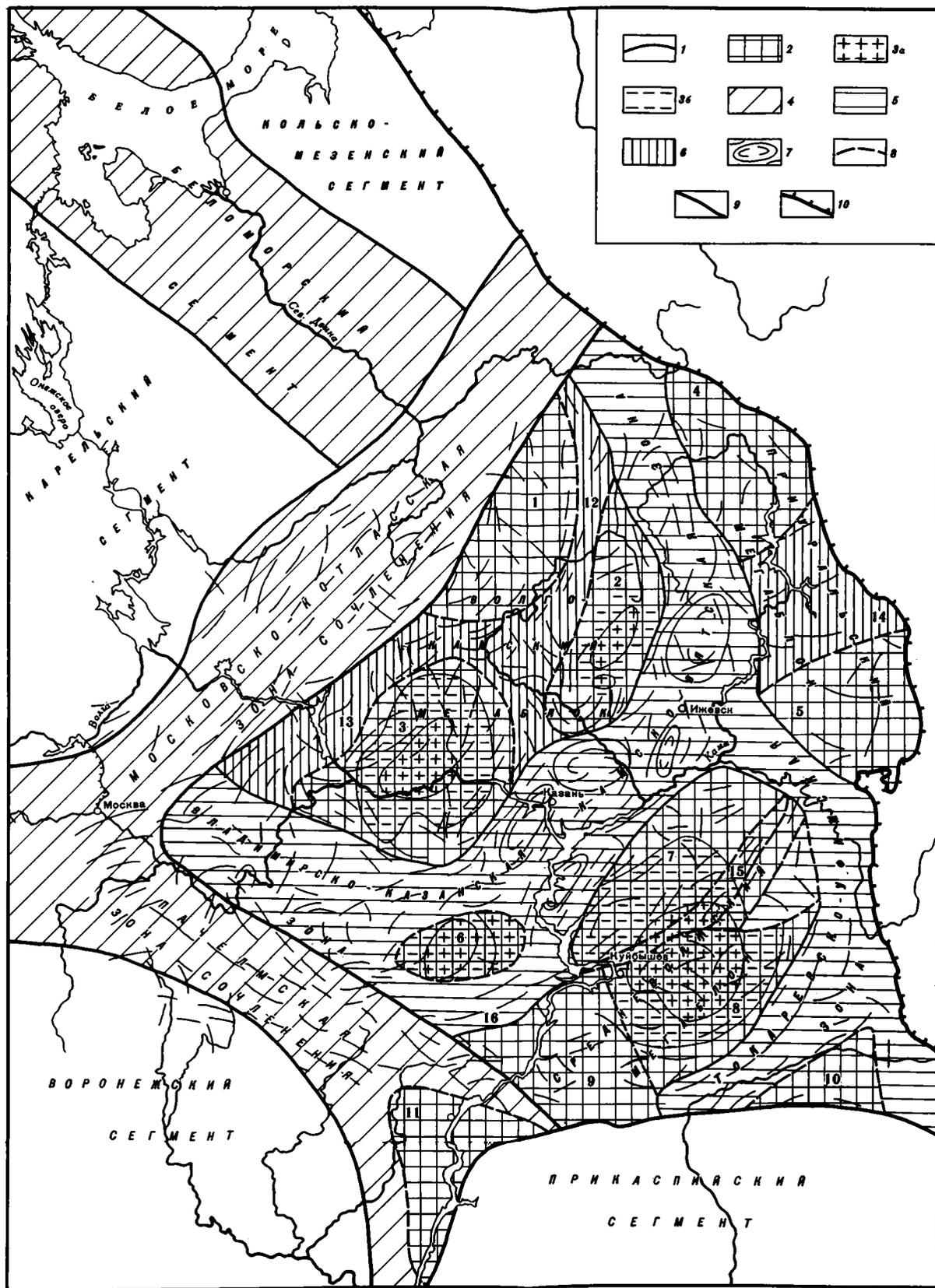


Рис. 7. Схема геофизического районирования Волго-Уральского сегмента литосферы (по С.В. Богдановой [1982])
 1 – границы мегаблоков I порядка; 2 – блоки II порядка; 3 – области корреляции геофизических полей; 3а – положительной, 3б – отрицательной; 4 – зоны сочленения сегментов литосферы; 5, 6 – линейные зоны: 5 – I порядка, 6 – II порядка; 7 – оси положительных аномалий магнитного (ΔT_3) поля; 8–10 – границы: 8 – блоков, 9 – зон сочленения сегментов литосферы, 10 – Урало-Тиманской складчатой области
 Блоки: 1 – Опаринский, 2 – Верхневятский, 3 – Окско-Волжский, 4 – Верхнекамский, 5 – Красноуфимский, 6 – Саранский, 7 – Альметьевский, 8 – Бузулукский, 9 – Жигулевско-Пугачевский, 10 – Соль-Илецкий, 11 – Камышинский; линейные зоны II порядка; 12 – Кировско-Сыктывкарская, 13 – Ветлужская, 14 – Пермско-Чусовская, 15 – Жигулевско-Туймазинская, 16 – Пензенская

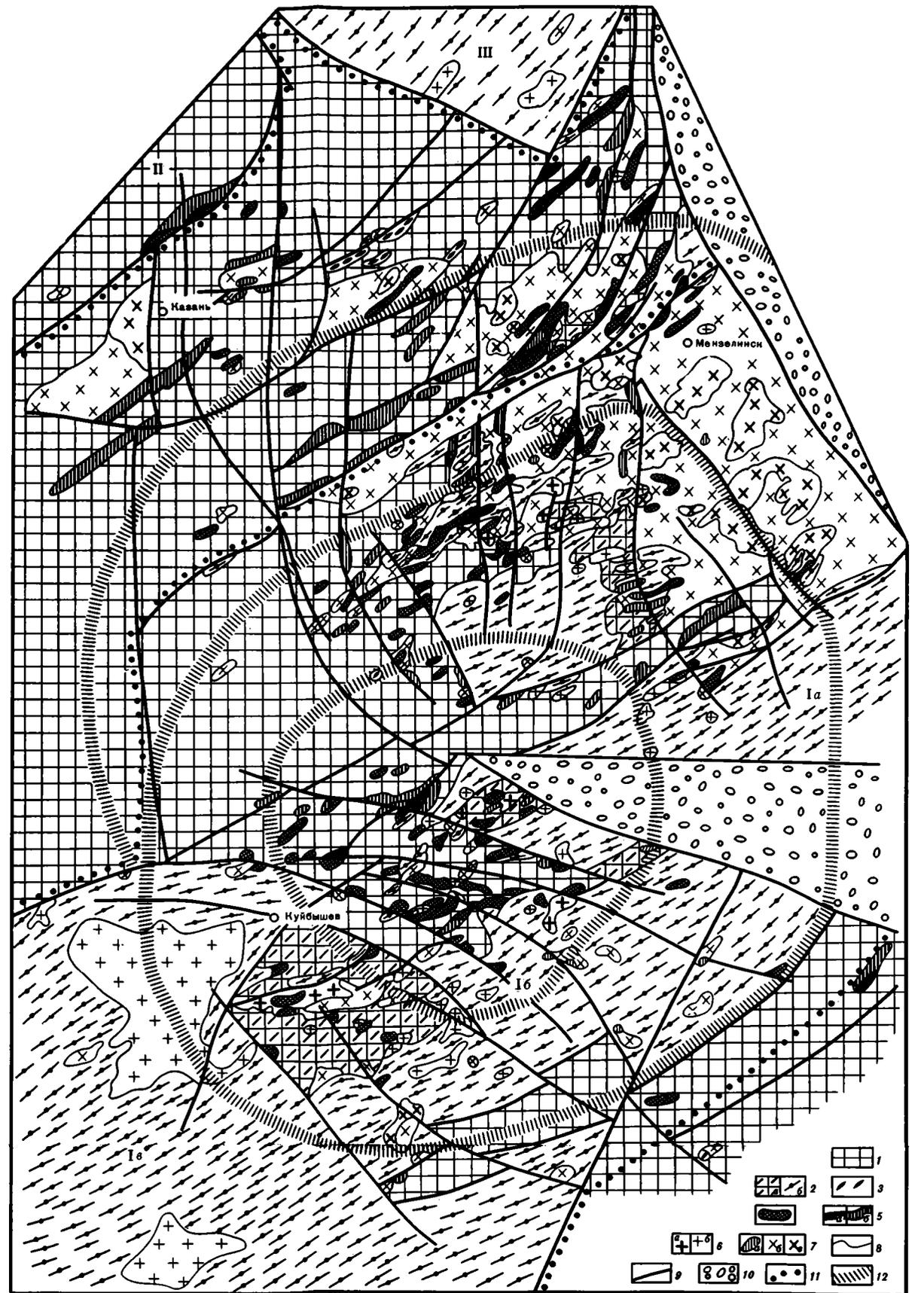


Рис. 13. Схема геологического строения фундамента Волго-Уральской области (по С.В. Богдановой [1978] с дополнениями А.В. Постникова и Л.П. Поповой)
 1–6 – архей: 1–3 – серии: 1 – отрадненская, 2 – большечеремшанская (комплексы: а – сулеевский, б – миннибаевский), 3 – привятская; 4 – метагабброиды екатериновского комплекса; 5 – интрузивы позднего архея (а – ультрабазиты чубовского комплекса, б – габбро-норит-анортозиты туймазинского комплекса); 6 – гранитоиды (а – чарнокитоиды кольванского комплекса, б – плагиомикроклиновые гранитоиды рахмановского комплекса). 7 – нижний протерозой: (серии: а – сармановская, б – диорит-плагиогранитоидная, в – гранодиорит-гранитная). 8 – контуры геологических тел. 9 – разломы. 10 – рифей. 11, 12 – границы: 11 – структур: 1а–1в – Средневожского мегаблока (блоки: 1а – Альметьевский, 1б – Бузулукский, 1в – Жигулевско-Пугачевский), II – Окско-Волжского блока, III – Верхневятского блока; 12 – Средневожской геофизической концентрически-кольцевой структуры

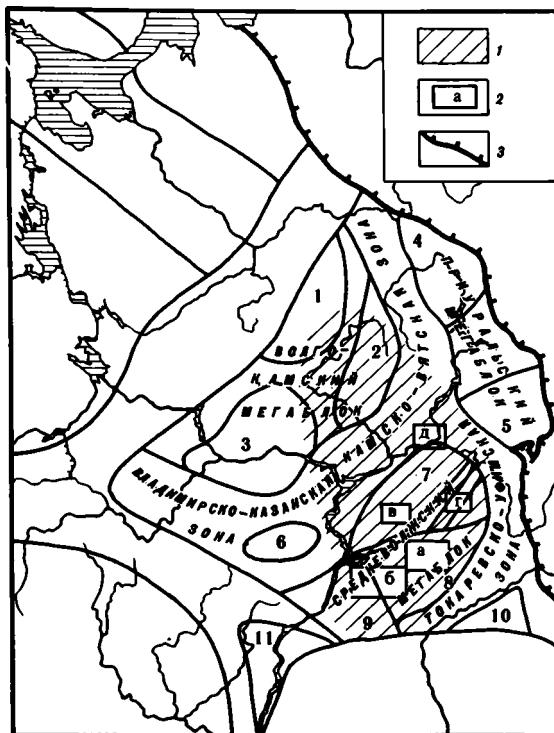


Рис. 8. Схема геологической изученности фундамента Волго-Уральского сегмента

1 – область, наиболее детально изученная; 2 – опорные участки: а – Отрадненский, б – Колыванский, в – Нурлатский, г – Туймазинский, д – Елабуго-Бондюжский; 3 – граница платформ

Блоки земной коры: 1 – Опаринский, 2 – Верхневятский, 3 – Окско-Волжский, 4 – Верхнекамский, 5 – Красноуфимский, 6 – Саранский, 7 – Альметьевский, 8 – Бузулукский, 9 – Жигулевско-Пугачевский, 10 – Соль-Илецкий, 11 – Камышинский

скважинах проходка фундамента достигает сотен метров. В двух скважинах (Туймаза 2000 и Миннибаево 20 000) фундамент пройден на глубину 2,2 и 3,2 км соответственно, в нескольких скважинах (Ульяновская 663 и 20 015, Подгорненская 20 006, Бавлинская 20 011) – около 1 км.

Благодаря бурению глубоких скважин разрез нижнего докембрия был документирован в едином сечении. Вскрылись некоторые неожиданные особенности вертикального разреза фундамента, важные с точки зрения интерпретации геофизических данных. Это – высокая степень дробления фундамента, увеличивающаяся с глубиной, наличие под 2–3-километровыми блоками (пластинами) высокой плотности мощных зон трещиноватости, иногда "зияющего" типа, насыщенных высокоминерализованными водами и газами, отсутствие вертикальной метаморфической зональности, тектоническая перемежаемость фрагментов стратиграфических серий и весьма пологое залегание разделяющих комплексы дизъюнктивных границ [Глубинные исследования архейского..., 1976; Глубинные исследования докембрия..., 1980]. Стало очевидным также, что распределение комплексов пород и их ассоциаций, наблюдаемое на поверхности фундамента Волго-Уральского сегмента, прослеживается в той же последовательности и в разрезах глубоких скважин, что разрешает многие сомнения относительно геологической и тектонической интерпретации соотношений комплексов, изученных в плане по точкам скважин.

К настоящему времени проведено детальное картирование метаморфических комплексов наиболее разбуренной части. Для этой же территории получены данные о латеральной изменчивости физических свойств пород фундамента и их комплексов,

базирующиеся на многочисленных (около 50 000) определениях объемной плотности и магнитной восприимчивости. При изучении структурных особенностей разломов использовались математические методы и ЭВМ [Богданова и др., 1980]. Возраст и положение разломов в структуре фундамента значительно уточнены изучением тектонической нарушенности пород фундамента. Петрографическая, петрофизическая и геохимическая характеристики раннедокембрийских комплексов были использованы при составлении геолого-петрографической карты и карты регионального метаморфизма, освещающих строение фундамента наиболее разбуренных Средневолжского мегаблока, Камско-Вятской и Владимирско-Казанской линейных зон. Изученные для этих эталонных участков качественные соотношения и корреляционные связи геологических и геофизических параметров позволили проследить и показать распространение главнейших комплексов и в других, менее разбуренных областях.

ОБЩАЯ СХЕМА СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ НИЖНЕГО ДОКЕМБРИЯ ВОЛГО-УРАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА

Исследованиями последних лет убедительно доказана неравномерность формирования "гранитно-метаморфического" слоя земной коры, стадийный и в целом необратимый характер континентального корообразования в докембрии [Геохронологические рубежи..., 1972; Новикова, 1975; Штрейс и др., 1978, 1980а]. Стали очевидными также существенные различия строения формационных разрезов двух главных структурных областей платформ – гранитно-зеленокаменных и гранулитовых [Долгинов и др., 1973; Windley, 1977; Ранняя история..., 1980], что накладывает жесткие ограничения на стратиграфические сопоставления нижнедокембрийских комплексов удаленных регионов, и в особенности различных тектонических структур.

Главным методом определения стратиграфического положения комплексов признан изотопно-геохронометрический, дающий независимую информацию о возрастной последовательности нижнедокембрийских комплексов. Однако таких данных, особенно реперных, полученных по совпадающим изохронным датировкам, очень мало. Достаточно сказать, что для всей Восточно-Европейской платформы имеется несколько реперных датировок [Шуркин и др., 1979], относящихся только к Балтийскому и Украинскому щитам и в основном к протерозою. Поэтому для большинства регионов приходится "проводить сопоставление радиологически немых толщ с их предполагаемыми стратиграфическими аналогами главным образом по вещественному сходству, соотношениям с теми или иными гранитами, характеру дислоцированности и другим геологическим критериям, т.е. по признаку подобия" [Там же, с. 21]. Приведенные выше соображения имелись в виду при стратиграфическом расчленении нижнего докембрия Волго-Уральского сегмента [Богданова, Лапинская, 1979]. Особо соблюдался принцип автономности развития мегаблоков и линейных зон земной коры в раннем протерозое и архее.

Характерной особенностью фундамента этой части Восточно-Европейской платформы является необычайно широкое развитие архейских комплексов, метаморфизованных в гранулитовой и высокотемпературной амфиболитовой фациях регионального метаморфизма, занимающих не менее 70% площади Волго-Уральского сегмента. Осадочно-вулканогенные комплексы раннего протерозоя распространены крайне ограниченно, в то время как продукты раннепротерозойской эндогенной переработки нижнего структурного яруса встречаются очень часто. Хронологическая привязка раннедокембрийских комплексов фундамента плиты проводилась до последнего времени с использованием данных исключительно К-Аг метода [Виноградов и др., 1960; Гаррис и др., 1966; Постников, 1976; Каталог..., 1978]. По этим данным (рис. 9) наиболее часто встречаются значения возраста в интервале 2,2–1,8 млрд лет (биотит и амфиболы), одинаково характерные как для осадочно-вулканогенных, так и для гранитоидных комплексов, что вероятнее всего объясняется наложенным свекофинским омоложением за счет повторного прогресса более древних комплексов. Возможными "прямыми" представителями этого этапа могут быть метаосадки и метавулканиды унийской толщи

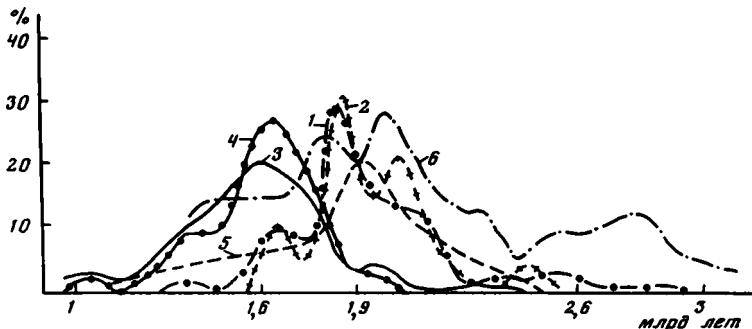


Рис. 9. Кривые распределения K-Ar возраста сплуд и амфиболов пород фундамента различных районов Восточно-Европейской платформы

(При построении кривых учитывались данные, опубликованные в работах Н.П. Щербака и др. [1970], Б.М. Петрова [1976], А.М. Папа [1977] и в "Каталоге определений возраста..." [1978])

1, 2 – Волго-Уральский сегмент: 1 – суммарная кривая по 76 определениям, 2 – кривая гранитоидов по 30 определениям; 3, 4 – Прибалтийский сегмент: 3 – суммарная кривая по 148 определениям, 4 – кривая гранитоидов по 54 определениям; 5 – Воронежский сегмент; 6 – Украинский сегмент

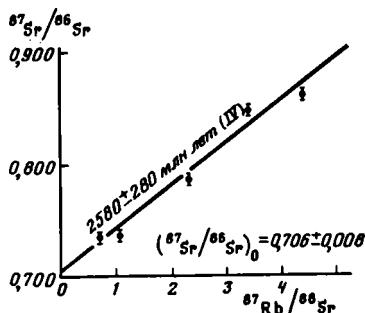


Рис. 10. Эволюционная Rb-Sr диаграмма для гранулитов Волго-Уральской области (по С.В. Богдановой и др. [1979])

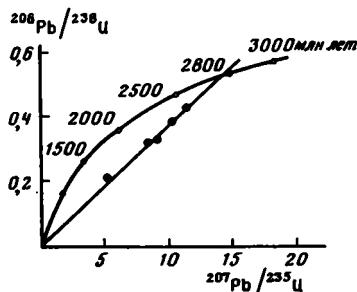


Рис. 11. Изохронный U-Pb возраст цирконов из чарнокитоидов Волго-Уральской области (по Е.В. Бибиковой и др. [1984])

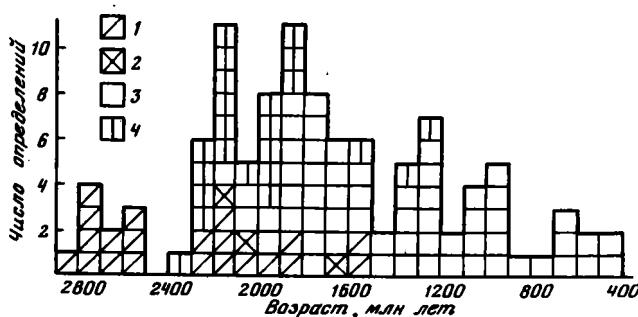


Рис. 12. Гистограмма распределения радиологических данных по метаморфическим породам тарашского комплекса (по В.И. Ленныху и А.А. Краснобаеву [1978])

Метод: 1 – α-Pb, 2 – Rb-Sr, 3 – K-Ar, 4 – Pb-U-Th

Таблица 6

Классификация типовых вещественных комплексов раннего докембрия
Волго-Уральского сегмента и их возрастные соотношения

Возраст	Серия	Осадочно-вулканогенные комплексы		Интрузивные и ультраметагенные комплексы		
		Мегаблоки	Линейные зоны I порядка	Мегаблоки	Линейные зоны I порядка	
Нижний протерозой	Сармановская, воронцовская, кукморская	Воронцовский (Униинский)	Кукморский	Волгоградский (Колобовский) гранитоидный		
		Сармановский				Бакалинский гранитоидный
Архей	Большечеремшанская, привятская	Перерыв		Туймазинский габбро-норит-анортозитовый Кольванский, Рахмановский гранитоидные	Свияжский (Прудовский) диорит-тоналитовые	
		Миннибаевский	Привятский			Чубовский ультрабазитовый
		Сулеевский				
	Отраденская	Кинельский	Нурлатский	Екатериновский габброидный		

(Верхневятский блок), сопоставимой со свекофеннской воронцовской серией Воронежского массива, а также гранодиорит-гранитная серия бакалинского комплекса. Встречаются blastsмилониты и продукты кислотного выщелачивания гранулитов, вероятно образованные в этот этап [Богданова и др., 1978]. Более древний возраст (около 2,7–2,5 млрд лет) получен для минеральных фракций, реже отдельных минералов из пород амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций линейных зон (скважины Туймаза 2000, Пруды 1, Молгачи 1) и лишь недавно по валовым пробам гнейсов гранулитовой фации из разреза скв. 20 000 Миннибаево (Альметьевский блок) – 2,9–2,7 млрд лет [Постников, 1976]. Термоизохронным Rb-Rb методом Л.В. Сумин (устное сообщение) определил возраст цирконов из высоко- и умеренноглиноземистых гнейсов гранулитовой фации этой скважины в том же интервале, 2,95–2,65 млрд лет.

Архейский возраст высокоглиноземистых гнейсов Средневолжского мегаблока был подтвержден изохронным Rb-Sr методом [Богданова и др., 1979]. Зависимость, при-

веденная на рис. 10, предполагает одновременность закрытия Rb-Sr систем в анализированных образцах в течение одного метаморфического цикла, что согласуется с петрологическими построениями. Еще точнее архейский возраст гранулитов Волго-Уральского сегмента определен изохронным U-Pb методом по циркону [Бибикова и др., 1984]. Полученная величина (2790 млн лет) фиксирует время кристаллизации позднескладчатых магматогенных эндербитов и черно-эндербитов, завершающих архейский тектономагматический цикл (рис. 11). Многочисленные определения радиологического возраста тараташского комплекса на Красноуфимской блоке, выполненные различными методами и в том числе U-Pb по циркону (рис. 12), дали аналогичные результаты [Тугаринов и др., 1970; Ленных, Краснобаев, 1978]. Сделан вывод, что "главные этапы метаморфической переработки пород тараташского комплекса следующие: 2700–2100 ± 50, 1200–1100 и 600 ± 50 – 400 млн лет" [Ленных, Краснобаев, 1978, с. 72].

Таким образом, изотопно-геохронологическое датирование структурно-вещественных комплексов Волго-Уральского сегмента лишь в некотором приближении определяет их положение в шкале абсолютного возраста, указывая на верхние возрастные пределы закрытия изотопных систем. Вместе с тем оно позволяет говорить о существовании как минимум двух таких рубежей – 2,7 и 1,9 млрд лет, что хорошо согласуется с датированием раннедокембрийских комплексов щитов [Пушкарев и др., 1978; Изотопная геология..., 1980].

Таким образом, уверенно можно говорить по крайней мере о двух крупных стратонах – архейском и нижнепротерозойском, характеризующих два главных этапа становления континентальной коры Волго-Уральского сегмента в раннем докембрии. Намного сложнее сопоставление комплексов внутри этих стратонов. Здесь, помимо редких наблюдений реальных контактов комплексов в скважинах и их площадных соотношений, на первый план выступают формационные особенности комплексов, позволяющие корректировать "верх" и "низ" разрезов в соответствии со строением синхронных нижнедокембрийских толщ щитов, а также с закономерностями смены формаций во времени при формировании континентальной коры фанерозойских складчатых систем.

Характеристика вещественных комплексов раннего докембрия Волго-Уральского сегмента и обосновываемые автором их возрастные соотношения даются в соответствии с их классификацией (табл. 6), из которой видны различные соотношения комплексов со стратиграфическими подразделениями. Иногда они полностью совпадают со стратиграфическими сериями, иногда серии представлены несколькими вещественными комплексами. Каждый комплекс охарактеризован в наиболее разбуренных, типичных для него участках количественными соотношениями пород, их геологическими соотношениями, петрографическими и геохимическими особенностями, позволившими судить о его формационной принадлежности. Петрофизическая характеристика комплексов рассмотрена отдельно.

МЕГАБЛОКИ И БЛОКИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВОЛГО-УРАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА

Эти структуры с отчетливо проявленной кольцевой геофизической зональностью рассматриваются автором как крупные раннепротерозойские мегасводы, стадийно развивавшиеся на неоднородной по вещественному составу и мощности архейской протоконтинентальной коре в течение длительного этапа (2,6–1,9 млрд лет). Это – сложнопостроенные "овоидные" структуры с четко выраженной кольцевой зональностью в размещении архейских и раннепротерозойских комплексов. Последние локализованы в кольцевых гранито-гнейсовых поясах, окаймляющих ядра мегаблоков. Ядра сложены почти неизменными в раннем протерозое гранулитовыми комплексами архея.

Гранито-гнейсовые пояса мегаблоков в свою очередь осложнены более мелкими концентрическими структурами – гранито-гнейсовыми куполами с характерными для них гранитоидным ядром и осадочно-вулканогенной архейско-раннепротерозойской

оболочкой. Они выделены как структуры II порядка – блоки (своды), имеют округлые очертания и отличаются повышенной мощностью разреза как архейских вулканогенно-осадочных, так и раннепротерозойских комплексов.

Петрофизические особенности комплексов раннего докембрия, выходящих на эрозионную поверхность фундамента, полностью объясняют кольцевой характер латеральной изменчивости плотности и магнитных свойств "гранитного" слоя мегаблоков и блоков, прямо связывая геологические и геофизические параметры этих структур и подчеркивая их коровую природу. На примере Средневожского мегаблока, Окско-Волжского и Верхневятского блоков хорошо видны особенности их состава, строения и истории развития с учетом всего комплекса данных.

СРЕДНЕВОЖСКИЙ МЕГАБЛОК

Главные особенности строения разреза, эндогенных проявлений и структурных соотношений раннедокембрийских комплексов Волго-Уральского сегмента выяснены при изучении этой наиболее разбуренной структуры (рис. 13, см. вкл.). Средневожский мегаблок, крупнейшая структура земной коры Волго-Уральского сегмента, протягивается почти на 600 км при поперечнике 400 км и занимает почти всю его южную часть. Раньше он описывался как "Южный блок" [Богданова и др., 1973], Альметьевский и Жигулевско-Оренбургский архейские массивы [Тектоника Европы..., 1978]. Мегаблок объединяет несколько более мелких элементов, отличающихся составом и распространенностью раннедокембрийских комплексов, Бузулукский, Жигулевско-Пугачевский и Альметьевский блоки и Жигулевско-Туймазинскую линейную зону II порядка. Независимо от этого деления, отражающего не только раннедокембрийскую структуру, но и более поздние этапы перестройки, в строении мегаблока резко выделяется центральная часть (гранулитовое ядро), окруженная внешним кольцевым поясом. В ней сохранились структурные соотношения и комплексы архея, почти незатронутые раннепротерозойской переработкой, которая была сосредоточена в основном во внешнем кольцевом поясе и где локализованы раннепротерозойские метаморфические и осадочно-вулканогенные комплексы.

В разрезе нижнего докембрия Средневожского мегаблока ниже неметаморфизованных грубообломочных рифейских и, возможно, нижнепротерозойских отложений авлакогенов четко выделяются два структурных яруса, разделенных резким структурным и метаморфическим несогласиями. Архейский ярус образован осадочно-вулканогенными комплексами отрадненской и большечеремшанской серий, метаморфизованными в условиях от высокотемпературной амфиболитовой до гранулитовой фаций умеренноградиентного типа, а также интрузивными телами гранитоидов и габбро-норит-анортозитов. Все архейские комплексы подчинены единой для всего мегаблока линейно-складчатой структуре северо-восточного или почти субширотного простирания, которая не только сохранилась в гранулитовом ядре мегаблока, но и прослеживается во внешнем кольцевом поясе. Раннепротерозойский структурный ярус образован как продуктами диафорической переработки архейских комплексов, так и новообразованными осадочно-вулканогенными и гранитоидными комплексами раннего протерозоя, совместно участвующими в сложении новообразованных раннепротерозойских структур, с резким несогласием наложенных на структуры архейского этапа.

Расчленение наиболее распространенных архейских осадочно-вулканогенных комплексов и тем более установление их стратиграфических соотношений осложняется отмеченной раздробленностью разреза фундамента, установленной при изучении разрезов скважин 20000 Миннибаево, 2000 Туймазы и других глубоких скважин [Лапинская и др., 1979; Камалетдинов, Постников, 1979]. В 3-километровом разрезе Миннибаевской скважины контакты пачек (свит) пород совпадают в большинстве случаев с зонами полных древних и долгоживущих разломов, что заставляет считаться с возможностью тектонического совмещения в едином вертикальном разрезе стратиграфически разно-

родных элементов или по крайней мере о значительном нарушении первоначальных разрезов.

Поэтому выделение архейских осадочно-вулканогенных комплексов базируется на анализе ассоциаций пород по площади и в разрезах скважин в пределах монометаморфических областей, где явления наложенного диафореза и тектонической перестройки разрезов выражены в меньшей мере [Богданова, 1966б; Лапинская, Богданова, 1976; Богданова и др., 1971, 1978]. Наиболее четко архейские осадочно-вулканогенные комплексы разделяются в центральной части Средневожского мегаблока, где установлена перемежаемость в плане зон преобладания двух маркирующих типов пород — основных кристаллических сланцев (и метагабброидов), с одной стороны, и полиминеральных высокоглиноземистых гнейсов, с другой. Последние как своеобразные реперы в силу выдержанности их состава на значительных площадях уже использовались при построении первых геологических карт фундамента, причем полосы и протяженные участки этих пород трактовались как элементы архейской складчатой структуры [Егорова, 1964; Варданянц, 1966; Богданова, 1966б; Лапинская, Князев, 1967; и др.]. Основные породы вместе с анортозитами, эндербитами, чарнокитами были выделены в отраденскую серию, а разрезы с доминирующими высокоглиноземистыми гнейсами — в большечеремшанскую [Лапинская, Богданова, 1976, 1979].

Благодаря выяснению геохимических и формационных особенностей метабазитов, составляющих отраденскую серию и постоянно встречающихся в большечеремшанской, это деление значительно уточнено и детализировано. Выяснено, что часть метабазитов, ранее относимых к отраденской серии и всегда ассоциирующих с железисто-кремнистыми породами, как например, в разрезе скв. 20000 Миннибаево, в Кольванском районе и других участках, очень близки метабазитам большечеремшанской серии. Вулканогенный комплекс такого типа, названный сулеевским, причислен на этом основании к большечеремшанской серии как ее нижняя свита, на чем справедливо настаивал Б.С. Ситдиков [Ситдиков и др., 1980]. Этот тип разреза в деталях изучен на Красноуфимском блоке, где он является главным элементом в разрезе тараташского комплекса [Ленных и др., 1978; Ферштатер и др., 1978].

Другие комплексы отраденской серии, судя по химическому составу метабазитов и их сочетаниям в разрезах скважин и в плане с метагабброидами и гиперстеновыми плагиогнейсами среднего и кислого состава, также весьма разнородны в формационном отношении.

Нурлатский комплекс образован двупироксен-плагиоклазовыми кристаллосланцами, гиперстеновыми плагиогнейсами среднего и реже кислого состава, которые по геолого-геохимическим данным интерпретированы как метавулканиты основного и среднего состава известково-щелочного ряда.

Кинельский комплекс характеризует отраденскую серию в центральной части Средневожского мегаблока (Отраденский район). Он образован метабазитами оливин-толеитового состава, метавулканитами и метагабброидами, сочетающимися с гиперстеновыми плагиогнейсами (эндербито-гнейсами) среднего и кислого, чаще дацитового состава. Автор полагает, что бимодальность этого разреза является формальной, обусловленной пространственным совмещением более древнего комплекса андезит-дацитового состава и толеитового дайкового комплекса, подобно древнейшим разрезам архея Гренландии, Канады, Африки. Об этом свидетельствует большое число тел метагабброидов, приуроченных к разломам.

Стратиграфические соотношения нурлатского и кинельского комплексов нуждаются в уточнении. Известково-щелочной характер магматитов нурлатского комплекса и значительной части кинельского сближает их формационно и отличает от комплекса большечеремшанской серии, содержащей метабазиты только толеитового ряда. Эти комплексы всегда отделены от большечеремшанской серии разломами, зафиксированными, в частности, в разрезе скв. 20 000 Миннибаево. В то же время сами они пространственно разобщены (см. рис. 13). Кинельский комплекс наблюдается только в областях развития большечеремшанской серии, он локализуется в центральной, самой

эродированной части Средневожского мегаблока, где обнаружены и наиболее глубокие гранулитовые ассоциации, и постепенно в стороны от центральной части наращивается сначала нижним сулеевским комплексом большечеремшанской серии, а затем ее верхним — миннибаевским комплексом. Важно и то, что кинельский комплекс содержит метабазиты того же типа, что в большечеремшанской серии, составляя с ними единый вертикальный ряд.

Нурлатский комплекс находится в секущих контактах с большечеремшанской серией и перекрывается различными ее комплексами. Он широко распространен там, где образования большечеремшанской серии почти не встречаются. Поэтому весьма вероятно, что кинельский комплекс — это не что иное как нурлатский, пронизанный основными дайками — "корнями" метавулканитов налегающего большечеремшанского разреза.

Это позволяет рассматривать оба комплекса отрадненской серии как фундамент осадочно-вулканогенной большечеремшанской серии, тем более, что на составе ее метаосадков сильно сказались источники сноса известково-щелочного типа, столь характерного для пород отрадненской серии. Заслуживает внимания и тот факт, что нурлатский комплекс и гиперстеновые плагиогнейсы кинельского комплекса обнаруживают много общего с комплексом "серых гнейсов" архея [Богданова, 1981], в ряде регионов мира подстилающих разрезы архейских зеленокаменных поясов [Барагар, Мак-Глинн, 1977; Геология и петрология..., 1978; Лобач-Жученко, 1979; Ранняя история..., 1980; Богатиков и др., 1980, 1981; Кратц, Лобач-Жученко, 1981; Hunter, 1974; Hunter et al., 1978; McGregor, 1979; и др.]

Большечеремшанская серия представлена двумя комплексами: нижним, сулеевским, преимущественно вулканогенным с характерными железисто-кремнистыми породами типа зулизитов, и верхним, миннибаевским, который на 85–90% сложен метаосадочными породами — метапелитами и метаграувакками, редко железисто-кремнистыми породами, а также основными метавулканитами по большей части пирокластического генезиса. Все породы связаны петрохимически постепенными переходами, образуя единый литогенетический ряд, и в то же время образуют индивидуальные слои и пачки, ритмично чередующиеся в закономерной асимметричной последовательности — от основных метавулканитов через граувакки до пелитов.

Соотношения отрадненской и большечеремшанской серий были проанализированы по минералогическому составу грубообломочных рифейских толщ Сергиевско-Абдуллинского авлакогена [Богданова, 1966а]. Вертикальная минералогическая зональность этих толщ, в обратном порядке повторяющая вертикальный разрез нижнедевонских источников сноса, подтверждает более высокое стратиграфическое положение большечеремшанской серии. Она однозначно свидетельствует, что первыми, помимо нижнепротерозойских турмалинсодержащих сланцев и кварцитов, размывались калиевые микроклиновые граниты и обогащенные гранатом и магнетитом породы большечеремшанской серии и лишь затем в размыв вступили образования отрадненской серии, богатые плагиоклазами, рудными компонентами без граната и калиевого полевого шпата.

Все рассмотренные данные были учтены при составлении схемы стратиграфии Средневожского мегаблока (см. табл. 6), в которой по сравнению с разработанными ранее [Лапинская, Богданова, 1976; Богданова, Лапинская, 1979; Ситдилов и др., 1980] большечеремшанская серия подразделена на две толщи (свиты), отрадненская представлена двумя латерально сменяющимися один другой кинельским и нурлатским комплексами. Обе серии испытали в архее двухэтапный высокотемпературный метаморфизм: однородный от амфиболитовой до глубокой гранулитовой фации низких и умеренных давлений на раннем этапе и неоднородный, полифациальный метаморфизм повышенных давлений на позднем этапе [Богданова и др., 1978].

Аналогичные типы разрезов архея хорошо известны и в других районах Восточно-Европейской платформы. В Белоруссии с отрадненской серией архейских массивов уверенно сопоставляется щучинская серия, с большечеремшанской — толщи высокоглиноземистых и глиноземистых гнейсов на Бобруйском массиве [Пап, 1977; Аксамен-

това и др., 1980], на Воронежском массиве — брянская толща обоянской серии [Крестин, 1980]. В Прибалтике отраденской серии отвечают разрезы прибалтийского архейского комплекса, в составе которых преобладают основные метавулканы и габброиды [Главные черты..., 1976], в центральных районах Русской плиты — московско-токмовский гнейсовый комплекс [Неволин, Веселовская, 1976]. Имеется много сходных черт у отраденской и большечеремшанской серий Средневолжского мегаблока с кольцевой серией и ее фундаментом в Центрально-Кольском блоке [Бондаренко, Дагелайский, 1968] и в Лапландско-Терском блоке Норвего-Кольского гранулитового пояса. На Украинском щите им близка днестровско-бугская серия [Половинкина, 1960; Наливкина, 1964; Щербаков, 1975; Щербак и др., 1979].

Достоверно нижнепротерозойскими являются осадочно-вулканогенная сармановская и осадочная флишоидная воронцовская серии.

Сармановская серия объединяет диабазы толеитового и андезит-базальтового состава повышенной щелочности, граувакки, карбонатные породы, слагающие небольшие тела, приуроченные к кольцевой и в особенности к радиальной системе раннепротерозойских разломов Средневолжского мегаблока. Сармановская серия испытала однородный одноактный метаморфизм в условиях фации куммингтонитовых амфиболитов, а затем, на поздних этапах раннепротерозойского метаморфического цикла, локальную переработку в виде наложенной калиевой мигматизации и окварцевания. По сочетанию формационных признаков сармановская серия сопоставлена с раннепротерозойским троговым комплексом внутрипротоконтинентальных рифтов Сибирской платформы [Лейтес, Федоровский, 1977]. Ее аналогами мы считаем сортавальскую серию Балтийского щита и околоскую серию Белорусского массива.

Воронцовская флишоидная песчанико-сланцевая серия, практически лишенная вулканитов, плащеобразно перекрывает архейские серии и сармановскую серию в краевых частях наименее эродированных мегаблоков и блоков. На севере Волго-Уральской области ее аналогами являются унийская толща и единичные тела на восточном и южном краю Средневолжского мегаблока (скважины Чекан 1, Землянская 54; Оренбургская область). Воронцовская серия в наиболее полном объеме (на восточном склоне Воронежского массива) представляет глинисто-граувакковую флишоидную формацию многоэпиклиналильного типа. В ее разрезе установлена ритмичность, градационная слоистость, свойственные осадкам флишевых бассейнов [Постников, 1976; Шишов, 1976]. Вполне вероятно, что воронцовская серия изменяется по латерали и содержит толщи молассоидного типа. Об этом свидетельствует повышенное содержание углеродистого вещества и более грубозернистый характер осадков в некоторых структурах, а также несогласное положение этих структур относительно плана расположения флишоидных комплексов [Шишов, 1976].

Воронцовская серия и ее аналоги испытали зональный термальный метаморфизм от зеленосланцевой до амфиболитовой фации около 1,9 млрд лет тому назад. Большое количество обломков сланцев, филлитов, кварцитопесчаников в конгломератах и гравелитах верхнепротерозойских толщ авлакогенов указывает на более широкое распространение воронцовской серии в дорифейский этап [Богданова, 1966а]. Хорошо изученным формационным и возрастным аналогом воронцовской серии и унийской толщи на Балтийском щите является ладожская серия. На Украинском щите им соответствуют тетеревская, бугская, ингуло-ингулецкая, осипенковская серии.

Архейские осадочно-вулканогенные комплексы (древнее 2,6 млрд лет)

Выделение архейских осадочно-вулканогенных комплексов базируется на анализе ассоциаций пород в плане и в разрезах скважин в пределах монометаморфических (гранулитовых) областей, где явления наложенного диафореза и тектонической перестройки разрезов выражены в меньшей степени. Здесь во многих случаях наблюдались реликтовые структуры первичных пород, реликтовые магматические минералы,

полиминеральные метаморфические ассоциации, чаще всего определяемые общим химическим составом пород. Все это свидетельствует об изохимическом характере архейского метаморфизма (вне участков архейского гранитообразования), позволяя использовать геохимические характеристики для выяснения формационной принадлежности комплексов. Разделение метасадочных и метамагматических образований производилось в основном по диаграммам А.А. Предовского [1970], учитывались также данные о морфологии циркона и апатита.

Отраденская серия

Отраденская серия неоднородна по вещественному составу и представлена двумя латерально разобщенными комплексами: нурлатским и кинельским.

Нурлатский комплекс. В периферических участках Средневолжского мегаблока на его стыке с линейными зонами I порядка и особенно внутри линейных зон II порядка широко распространены основные и средние порфиробластические плагиогнейсы (эндербито-гнейсы) в ассоциации с двупироксеновыми кристаллосланцами, метагабброидами, гранатовыми эндербито-гнейсами, высокоглиноземистыми плагиогнейсами. Эта ассоциация пород, названная "нурлатским комплексом", рассматривалась в составе отраденской серии как ее стратиграфический аналог в пределах линейных зон [Богданова, Лапинская, 1979].

Нурлатский гранулитовый комплекс давно является предметом особого внимания исследователей фундамента Волго-Уральской области благодаря своеобразию слагающих его пород и по мере накопления данных бурения интерпретировался по-разному. Вначале из-за редкой сети скважин в Нурлатском районе сложилось впечатление, что основные кристаллические сланцы и габбро-нориты представляют реликты среди ультраметаморфических чарнокитов и эндербитов, метасоматически замещивших ранее единый массив основных пород. Обнаруженные впоследствии признаки магматического генезиса всей серии пород, за исключением собственно чарнокитов, позволили трактовать нурлатский комплекс как анортозитовый андезитового типа [Богданова, 1974]. Предполагалось, что широкая гамма пород от габброидных до эндербитовых, связанных переходами и признаками метаморфического и магматического происхождения, сформировалась в течение последовательных стадий чарнокитизации за счет привноса щелочей и повторного плавления земной коры. Между тем при разбуривании Нурлатской, Кутужско-Кадеевской, Ульяновской, Шенталинской площадей в нарастающем количестве вскрывались гранат-гиперстеновые, иногда биотит-гранат-силлиманитовые плагиогнейсы, концентрирующиеся в полосах северо-восточного направления.

При детальном картировании выяснилось, что также залегают и другие породы нурлатского комплекса, образующие полосообразные тела, чередующиеся по площади и в разрезах скважин (рис. 14). Б.Г. Яковлев [1967], первым подметивший эти черты структуры Нурлатского района, провел детальное изучение метаморфических ассоциаций всех пород, выявил близкие условия метаморфизма всех их разновидностей и связал различия петрографического состава нурлатского комплекса с неоднородностями первичного состава, с чередованием пачек, пластов исходно разных типов пород. Это находит подтверждение и в устойчивом сочетании пород в отдельных картируемых полосах и в разрезах скважин. Обычными сочетаниями являются основные двупироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы и двупироксеновые плагиогнейсы, гиперстен-плагиоклазовые гнейсы (эндербито-гнейсы) и двупироксеновые плагиогнейсы, гранат-гиперстеновые плагиогнейсы и биотит-гранат-силлиманитовые плагиогнейсы. Они интерпретируются как пачки переслаивания базальтов, андезито-базальтов, андезитов, реже дацитов с пирокластами.

Примечательной чертой гнейсов нурлатского комплекса независимо от положения в гранулитовой или амфиболитовой зоне является их неравномерная зернистость, порфирированность. Как правило, в структуре пород сочетаются крупные (1–5 мм) порфиробласты плагиоклаза с мелкозернистой гранобластовой, полигональнозерни-

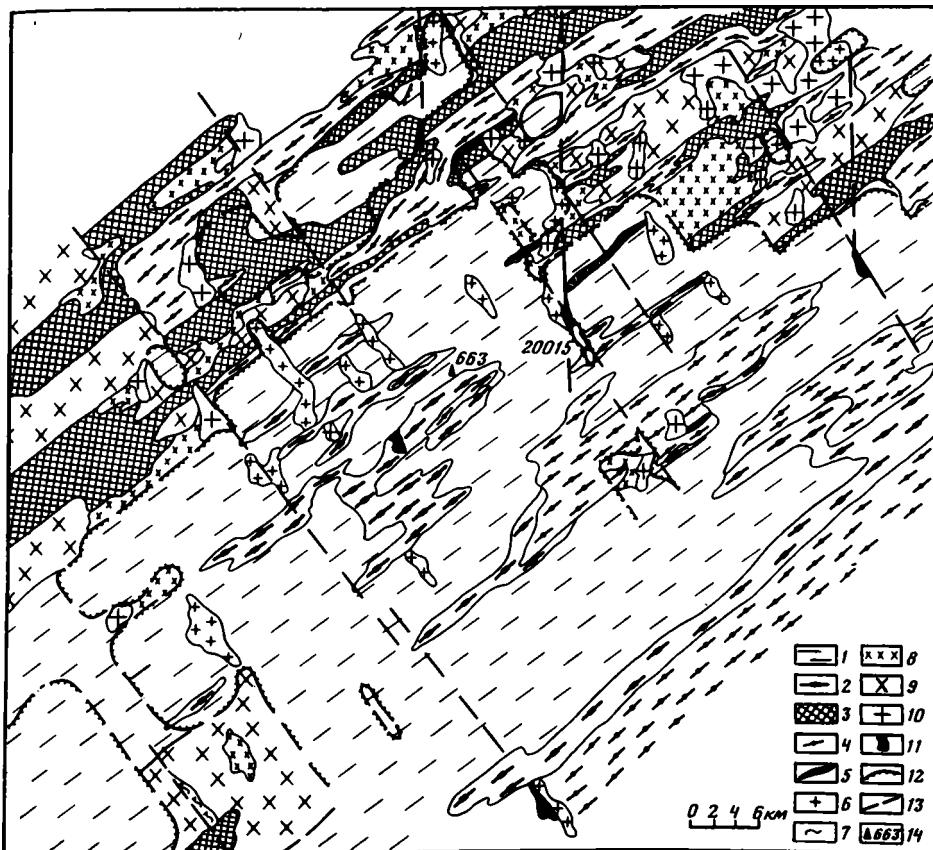


Рис. 14. Схематическая геологическая карта фундамента Нурлатского района

1–6 – комплексы архейских серий: 1 – нурлатский комплекс отраденской серии преимущественно гиперстеновых плагиогнейсов, 2, 3 – отраденская и большечеремшанская серии нерасчлененные (2 – двупироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы и гнейсы, 3 – амфиболиты), 4, 5 – большечеремшанская серия (4 – высокоглиноземистые и глиноземистые кристаллосланцы и гнейсы, 5 – эулизиты, магнетитсодержащие гнейсы, магнетитовые кварциты), 6 – чароикиты; 7–10 – нижнепротерозойские комплексы: 7 – амфиболитовые сланцы сармановского комплекса, 8 – диориты и кварцевые диориты, 9 – плагиограниты, 10 – граниты, микроклиновые граниты; 11 – габбро-диабазы рифея – раннего протерозоя; 12 – граница распространения полностью диафорированных гранулитов архея (без гиперстена), берг-штрихи направлены в сторону гиперстенсодержащих пород; 13 – разломы; 14 – опорно-параметрические и глубокие скважины и их номера

той основной массой породы. В зоне амфиболитовой фации размеры зерен в основной массе больше, тогда как в гранулитовой части наблюдается деформация порфиробластов плагиоклаза, тонкая грануляция их краевых частей, четко выраженная параллельная текстура, подчеркнутая субориентированным расположением линзоподобных сростков гиперстена, гастингсита и кварца. Калиевый полевоы шпат встречается либо в виде вrostков в антипертите как продукт распада высокотемпературного плагиоклаза, либо при грануляции порфиробластов – в мелких межзерновых и пленочных выделениях, и часто замещается биотитом. Детальные оптические исследования порфиробластов плагиоклазов [Яковлев, 1967] в наименее деформированных породах выявили их комплексное триадное двойникование, низкую степень упорядоченности, сравнимую с вкрапленниками вулканитов, изредка зональное строение. Все это позволяет думать, что порфиробластовые структуры гнейсов нурлатского комплекса наследуют первичные дометаморфические порфиоровые структуры вулканитов. Сохранность реликтов первичных структур вероятнее всего обусловлена сухостью исходных вулканитов и изохимическим характером метаморфизма.

Основные кристаллические сланцы — почти черные, слегка зеленоватые мелко- или среднекристаллические породы — чередуются в разрезах многих скважин с темными коричневатыми и розовато-коричневыми неравнозернистыми средне- или крупнокристаллическими двупироксеновыми плагиогнейсами. В отличие от массивных кристаллосланцев им свойственна полосчатая текстура, выраженная субпараллельным расположением линзовидно-штриховых обособлений темноцветных минералов. Они слагают несколько полос шириной 2–3 км, протяженностью до 15–20 км среди гиперстен-плагиоклазовых гнейсов в соответствии со складчатой структурой (скв. 1, 6, 10, 31, 46, 108, 109, 116, 122 и др.).

В разрезах отдельных скважин основные кристаллосланцы обычно слагают небольшие (десятки сантиметров) прослои среди двупироксеновых плагиогнейсов (рис. 15).

Соотношения главных породообразующих минералов выражаются следующими пропорциями: плагиоклаз № 52–73–15–20%, гиперстен — 10–30, клинопироксен — 5–40, роговая обманка 0–30%. В количестве, не превышающем 1–3%, изредка встречается кварц. Среди аксессуарных минералов наиболее часты апатит, циркон, ильменит, магнетит, сфен, рутил, биотит.

Структуру пород в некоторых случаях можно сравнить с габбровой, но обычно они отличаются неравнозернистостью, присутствием редких порфиробластов (бластовкрапленников) плагиоклаза в большинстве своем с тонкими вростками калишпата. Состав плагиоклаза в бластовкрапленниках и в мелкозернистой гранобластовой ткани породы отличается мало. При увеличении количества плагиоклаза и кварца породы переходят в двупироксеновые плагиогнейсы более крупнокристаллической структуры с постоянным присутствием деформированных бластовкрапленников плагиоклаза размером до 2–5 мм.

Количественно-минералогический состав этих пород отличается существенными вариациями, особенно в содержании пироксенов, плагиоклаза и кварца (плагиоклаз — 55–70%, гиперстен — 10–30, клинопироксен — 5–20, роговая обманка — 3–15, кварц — 5–20%).

Наиболее распространенными в нурлатском комплексе являются гиперстен-плагиоклазовые и биотит-гиперстен-плагиоклазовые породы (эндербито-гнейсы). Внешне — это светлоокрашенные, светло-серые, неравнозернистые с заметными невооруженным глазом крупными (более 1–3 мм) кристаллами плагиоклаза. В мелкозернистой ткани породы линзовидные обособления зеленоватого гиперстена или коричневого биотита придают породам полосчатый облик. Иногда хорошо видны линзовидные выделения кварца. Розоватый калиевый полевой шпат местами концентрируется в самостоятельных и часто прожилковидных скоплениях. В разрезе некоторых скважин плагиогнейсы чередуются с двупироксеновыми разновидностями, иногда с гиперстеновыми плагиосланцами, мощность которых не превышает 0,5 м (скв. 10, 8, 56).

Эндербито-гнейсы состоят из плагиоклаза № 25–40, часто антипертитового типа — 40–60%, гиперстена — 15–30, кварца — 10–35, биотита — 0–10%, реже встречается калиевый полевой шпат — не более 3–5%. Распределение минералов неравномерное, полосчатое.

Своеобразной группой пород нурлатского комплекса являются глиноземистые гранат-гиперстеновые, гранат-силлиманитовые, гранат-биотитовые гнейсы (гранатовые эндербиты), вскрытые серией скважин (4, 99, 152, 154, 101, 91, 118, 105, 94 и др.) в узких (около 3 км) полосах, разделяющих выходы кальцийсодержащих пород (см. рис. 14).

Обычно это — почти белые, светло- или темно-серые породы бластопорфировой или порфиробластовой структуры. Порфиробласты (бластовкрапленники) серого полупрозрачного плагиоклаза достигают размера 5 мм, хаотически рассеяны порфиробласты фиолетового или розовато-сиреневого граната. Неяркая полосчатость пород создается линзовидными или штриховидными выделениями зеленоватого гиперстена или черного биотита.

Соотношения минералов в породах весьма различные: плагиоклаз — 40–60%, кварц — 20–40, гиперстен — 3–25, роговая обманка — 0–5, гранат — 5–20, биотит — 5–15, калишпат — до 10, силлиманит — 0–5%. Комплекс аксессуарных минералов включает рутил, ильменит, магнетит, апатит, сфен, циркон, ставролит.

Рис. 15. Разрезы нурлатского комплекса в скв. 663 Ульяновской площади, скв. 6 и 105 Нурлатской площади

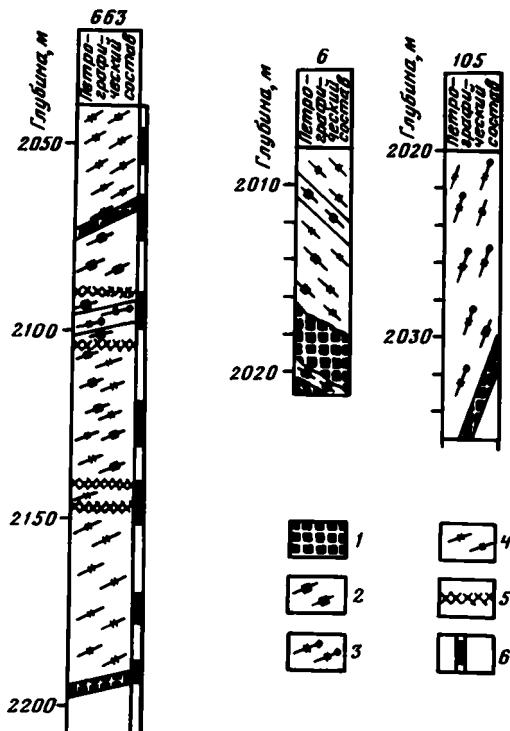
1 — двупироксен-плаггиоклазовые кристалло-сланцы; 2 — двупироксеновые плаггиогнейсы; 3 — гранат-гиперстеновые плаггиогнейсы; 4 — гиперстеновые плаггиогнейсы; 5 — зоны катаклаза и милонитизации; 6 — интервалы отбора кер-на (зачернено)

В разрезах скв. 93, 105, 119 глиноземистые плаггиогнейсы перемежаются с гранат-силлиманитовыми плаггиогнейсами, отличающимися лишь наличием белых прослоев волокнистого силлиманита. Некоторые агрегаты силлиманита крестообразной формы, по данным Б.Г. Яковлева [1967], содержат в центральной части буровато-желтый реликтовый ставролит.

В редких случаях глиноземистые плаггиогнейсы представлены роговообманковыми разновидностями, наблюдающимися в пределах Нурлатской площади (скв. 3, 5, 93, 44), и довольно часто к западу от нее на Степноозерской площади. В составе этих пород преобладают роговая обманка и плаггиоклаз (№ 30—40), слагающих вкрашленники без антипертитовых вrostков и явно доминирующих над основной массой мелкозернистой ткани породы. В некоторых шпифах замечено обрастание зеленой роговой обманки мелкими зернами гиперстена. В скв. 3, 5, 604 в этих породах присутствует гранат. Эти породы могут, вероятно, представлять реликтовые ассоциации амфиболитовой фации глиноземистых пород нурлатского комплекса, переходящие при прогрессивном метаморфизме в гранулитовые.

Минеральные ассоциации перечисленных пород, как богатых кальцием, так и глиноземистых, фиксируют условия гранулитовой фации повышенных давлений (гиперстен-кордиеритовая или гиперстен-силлиманитовая субфация) (табл. 7). Однако в юго-западном и западном направлениях в сторону центральных частей линейных Камско-Вятской и Жигулевско-Туймазинской зон замечен переход гранулитов в породы амфиболитовой фации: амфиболиты, гранат-амфиболовые, биотит-амфиболовые, амфиболитовые и биотитовые плаггиогнейсы (Степноозерская площадь). Смена минеральных ассоциаций, возможно, имеет прогрессивный характер и выражена присутствием в гранулитах реликтовых ассоциаций амфиболитовой фации амфибола и граната, замещаемых мелкокристаллическим гиперстен-плаггиоклазовым симплектитом. Эти же явления наблюдаются и в амфиболитах из ряда скважин, в которых гиперстен-плаггиоклазовый симплектит образует каемки вокруг голубовато-зеленого амфибола. При этом характер чередования пород различного химического состава сохраняется, мало меняется и химический состав отдельных разновидностей. Прогрессивный переход отмечается и в глиноземистых породах, где сохранился реликтовый ставролит, замещаемый силлиманитом [Яковлев, 1967].

В породах нурлатского комплекса редко наблюдаются явления ультраметаморфического гранитообразования, возможно, благодаря монолитности исходного разреза и малых содержаний воды и щелочей в вулканогенных толщах. Свообразны формы гранитообразования в гиперстеновых и гранат-гиперстеновых плаггиогнейсах, где часто встречаются микрогранофировые или микропегматитовые кварц-плаггиоклазовые



Т а б л и ц а 7

Характерные минеральные ассоциации пород нурлатского комплекса

Площадь, скважина	Минеральная ассоциация
	Двупироксен-плагноклазовые кристаллосланцы и гнейсы
Нурлат, 6	пл ₃₂₋₅₀ + гип ₃₂₋₃₆ + ро ₄₃ + пи ₁₈₋₂₅ + кв + (би)
Нурлат, 15	пл ₄₀ + гип ₃₅ + пи ₂₂ + кв
Нурлат, 41	пл ₄₈ + гип ₃₄ + ро ₄₀ + пи ₂₀ + кв + (би)
Черемшан, 173	пл ₅₀ + гип ₄₄ + (кв)
	Гиперстен-плагноклазовые гнейсы (эндербито-гнейсы)
Нурлат, 10, 16, 48, 59, 663, 20015	пл ₂₅₋₃₈ ^{кпш} + гип ₃₅₋₄₀ + би + кв
	Гранат-гиперстен-плагноклазовые гнейсы (иногда с силлиманитом)
Нурлат, 99	пл ₃₈ + гип ₃₈ + гр ₆₈ + би + кв
Нурлат, 105	пл ₃₂₋₃₈ ^{кпш} + гип ₄₀ + гр ₆₀ + би ₅₀ + кв + (силл)
	Высокоглиноземистые плагногнейсы
Шентала, 1, 2, 5; Черемшан, 344	гр ₅₆₋₆₀ + корд ₁₄₋₂₂ + гип ₃₂₋₃₈ + пл ₂₆₋₂₈ ^{кпш} + (силл) + би ₃₀ + кв
	Амфиболиты и роговообманковые плагногнейсы
Ульяновская, 125	гр ₆₀ + пи ₄₆ + пл + ро _г
Степноозерская, 609	гр + гип ₇₀ + ро ₆₅ + би ₆₀ + пл
Ульяновская, 321; Степноозерская, 604	гр ₆₉ + ро ₄₇ + пл

П р и м е ч а н и е. Здесь и далее цифры в нижнем индексе обозначают общую железистость или номер плагноклаза. В скобках — редко встречающиеся минералы.

(межзерновые) стяжения, оторочки вокруг зерен плагноклаза (скв. 105 и др.). Очевидно, процессы ультраметаморфического гранитообразования в нурлатском разрезе имели избирательный характер, приводя к палингенному плавлению, главным образом вулканогенно-осадочных, пирокластических пород. Вместе с тем изучение разрезов глубоких скважин Ульяновская 663 и 20015 (см. рис. 15) показало, что в составе нурлатского комплекса значительный объем занимают эндербиты интрузивно-магматического генезиса. Они отличаются от первично-вулканогенных плагногнейсов более кислым тоналит-трондьемитовым составом. Эти породы, как правило, более лейкократовые и крупнозернистые, замещают в виде секущих жиллообразных тел метавулканиды.

Реконструкция первичного состава рассмотренных ассоциаций пород, проведенная по методам Н.А. Доморацкого [Яковлев, 1967] и А.А. Предовского [1970] на основе петрохимической характеристики, подтверждает осадочно-вулканогенную природу нурлатского разреза. С этим согласуются петрографические наблюдения реликтовых порфириковых структур почти всех разновидностей пород, особенности их залегания в виде протяженных однородных полос, перемежаемость резко различающихся по составу пород в разрезе, который представляется как чередование лав и пирокластов основного и среднего состава, среди которых могли присутствовать и осадочные компоненты.

Учитывая редкость ультраметаморфических чарнокитоидов в этом районе, следует думать, что количественные соотношения типов пород нурлатского комплекса отражают их соотношения в первичном разрезе. Тогда на базальты и андезито-базальты (двупироксеновые кристаллосланцы и плагногнейсы) падает около 50%, примерно 40% занимают

Таблица 8

Соотношения типов пород в составе кинельского, сулеевского и нурлатского комплексов в зонах гранулитового метаморфизма

Типы пород	1	2	3	4	5	6
Двупироксен-плаггиоклазовые, амфибол-двупироксен-плаггиоклазовые кристаллосланцы, метагабброиды (в том числе амфиболиты)	41	17	23	14	25	10
Двупироксеновые плаггиогнейсы (в том числе анортозиты)		—	2	—	15	8
Гиперстеновые, биотит-гиперстеновые плаггиогнейсы (эндербитогнейсы)	32	49	51	42	42	56
То же, с гранатом		—	—	26	7	9
Высокоглиноземистые полиминеральные кристаллосланцы и гнейсы	8	—	2	—	3	—
Ультраметаморфиты						
эндербиты, эндербо-чарнокиты, чарнокиты (в том числе с гранатом)	15	32	16	20	8	17
микропертитовые граниты (в том числе с гранатом)	4	2	6	2	—	—

Примечание. 1, 2 — кинельский комплекс: 1 — Отрадненский район (в % частоты вскрытия по площади) по данным 123 скважин, 2 — скв. 52 Екатериновской площади (в % мощности в разрезе), интервал 2505—2655 м; 3, 4 — сулеевский комплекс: 3 — Кольванский район (в % частоты вскрытия по площади) по данным 96 скважин, 4 — скв. 20 000 Миннибаево, четвертая пачка (в % мощности в разрезе), интервал — 3410—4140 м; 5, 6 — нурлатский комплекс: 5 — Нурлатский район (в % частоты вскрытия по площади) по данным 70 скважин, 6 — скв. 663, Ульяновской площади (в % мощности в разрезе), интервал — 2047—2219 м. В подсчет не включались диафориты и гранитоиды раннего протерозоя.

средние андезит-дацитовые вулканиды (гиперстеновые и биотит-гиперстеновые плаггиогнейсы) и 10% приходится на пирокластиты (гранат-гиперстеновые и высокоглиноземистые плаггиогнейсы) (табл. 8). С этим предположением согласуются и петрохимические особенности комплекса (табл. 9), указывающие, с одной стороны, на непрерывность серии (ряд базальт—андезитбазальт—андезит—дацит), а с другой — на известково-щелочной тип дифференциации (рис. 16). В соответствии с этим находятся и повышенные содержания Al_2O_3 , CaO , Na_2O , иногда Sr .

Принадлежность нурлатского комплекса к непрерывно дифференцированным известково-щелочным (известковистым) вулканическим сериям островодужного типа подтверждается всеми геохимическими критериями, проанализированными Б.Г. Лутцем [1980] по данным многих исследователей. На диаграмме *AFM* (рис. 17) поле пород нурлатского комплекса при некотором разбросе точек, вызванном вероятной примесью пирокластического материала или метаморфическим перераспределением, занимает положение с характерным трендом вдоль линии раздела толеитовых и известково-щелочных серий. Нет разрыва между типами пород и по содержаниям кремнезема (см. рис. 16). Характерны содержания и соотношения элементов группы железа (табл. 10). Отношение Ni/Co колеблется от 0,7 до 1,6, содержание Sr не превышает 170 г/т, невелико содержание Ti . Щелочноземельные Sr и Ba находятся в типичной для вулканических серий островодужного типа прямой зависимости (рис. 18). Сравнение нурлатского комплекса с известково-щелочными сериями континентальных окраин, по показателям Якеша и Уайта [Jakes, White, 1972], также свидетельствует в пользу островодужного типа нурлатского комплекса (содержание SiO_2 — 48—69%, $K_2O/Na_2O < 0,8$, $Fe/Mg < 2$). В окраинно-континентальных вулканидах известково-щелочного ряда содержание SiO_2 — 56—75%, $K_2O/Na_2O = 0,6$ —1,6, $Fe/Mg > 2$.

Т а б л и ц а 9
Типичные и средние химические составы
(в мас. %) нурлатского комплекса

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	48,77	47,56	50,64	51,64	54,29	62,40
TiO ₂	0,90	0,95	0,50	0,60	0,01	0,58
Al ₂ O ₃	15,72	15,54	19,23	19,83	18,05	18,36
Fe ₂ O ₃	3,60	4,01	1,71	1,00	6,72	1,10
FeO	8,10	8,16	8,40	6,72	3,89	4,48
MnO	0,20	0,19	0,14	0,13	Не опр.	0,08
MgO	6,71	6,93	4,24	5,46	1,07	2,01
CaO	9,73	10,80	11,09	10,51	12,73	7,38
Na ₂ O	2,55	2,09	2,69	2,57	2,07	2,38
K ₂ O	0,38	0,32	0,25	0,55	0,40	0,43
P ₂ O ₅	0,11	0,13	0,20	0,12	0,24	0,17
H ₂ O ⁺	0,87	—	0,15	Не опр.	Не опр.	0,15
П.п.п.	1,81	—	1,31	0,69	0,30	1,21
С у м м а	99,45	—	100,55	99,82	99,77	100,73
$\bar{\sigma}$	—	2,89 (7)	—	—	—	—
$\bar{\kappa}$	—	62 (4)	—	—	—	—
J_n	—	—	—	—	—	—

Т а б л и ц а 9 (окончание)

Компонент	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	63,06	62,58	47,80	63,14	58,39	5,93
TiO ₂	0,62	0,49	0,86	0,86	0,68	0,7
Al ₂ O ₃	14,23	15,88	15,23	13,42	15,68	15,0
Fe ₂ O ₃	0,44	1,99	2,00	3,17	2,72	2,4
FeO	8,68	7,07	9,64	7,18	5,94	5,6
MnO	0,11	0,07	0,17	0,09	0,10	0,1
MgO	3,16	2,56	9,08	2,40	3,74	4,9
CaO	5,11	5,16	10,08	2,24	7,47	7,2
Na ₂ O	2,63	2,21	2,33	3,50	2,67	2,5
K ₂ O	0,50	1,04	0,58	1,36	0,71	2,1
P ₂ O ₃	0,17	0,09	0,07	0,30	0,18	0,2
H ₂ O ⁺	0,27	—	—	1,94	—	—
П.п.п.	1,78	—	—	0,33	—	—
С у м м а	100,76	—	—	99,93	—	—
$\bar{\sigma}$	—	2,74 (6)	2,80 (2)	—	—	—
$\bar{\kappa}$	—	270 (5)	—	—	—	—
J_n	—	—	—	—	—	—

П р и м е ч а н и е: 1, 2 — двупироксен-плагноклазовые кристаллосланцы: 1 — Нурлат, скв. 109, 2 — среднее из 2 анализов; 3—7 — двупироксеновые плагногнейсы: 3—6 — Нурлат (3 — скв. 116, 4 — скв. 10, 5 — скв. 6, 6 — скв. 41); 7 — среднее из 7 анализов; 8—13 — эндрбито-гнейсы: 8 — Надеждино, скв. 2, 9—12 — Нурлат (9 — скв. 116, 10 — сев. 115, 11 — скв. 48, 12 — скв. 11), 13 — среднее из 11 анализов; 14—16 — гранатовые эндрбито-гнейсы: 14, 15 — Нурлат (14 — скв. 101, 15 — скв. 99), 16 — среднее из 4 анализов; 17 — амфиболиты, среднее из 2 анализов; 18 — биотит-гранат-амфибол-пироксеновый плагногнейс, Степноозерская, скв. 604; 19 — средневзвешенный состав нурлатского комплекса (гранулитовая фация), рассчитанный по соотношениям типов пород (см. табл. 8); 20 — средний химический состав континентальной земной коры [Ронов, Ярошевский, 1976].

Здесь и далее прочерк обозначает, что соответствующие данные не приводятся; $\bar{\sigma}$ — средняя плотность, г/см³; $\bar{\kappa}$ — средняя магнитная восприимчивость, $1 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС; J_n — остаточная намагниченность, $1 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС; в скобках — число определений.

	7	8	9	10	11	12	13	14
55,12	61,00	62,36	63,93	66,32	69,94	65,30	60,70	
0,57	0,83	0,50	0,72	0,45	0,29	0,37	0,68	
17,57	17,70	16,78	16,05	13,48	14,79	15,04	20,59	
3,13	2,70	2,12	3,12	2,53	1,23	1,94	1,27	
5,93	3,64	3,30	4,60	4,06	4,06	4,41	4,62	
0,09	0,08	0,07	0,09	0,08	0,05	0,06	0,06	
3,57	2,00	2,17	2,60	2,56	1,04	2,08	1,80	
10,16	5,91	6,05	4,50	5,61	3,92	4,91	6,72	
2,52	4,20	4,01	3,50	2,75	2,50	3,13	2,53	
0,34	1,23	0,87	0,87	1,05	1,25	1,02	0,92	
0,28	0,26	0,13	0,19	0,08	0,09	0,17	0,08	
—	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,16	0,16	0,48	Нет	
—	0,31	1,15	0,33	1,54	2,12	1,16	1,00	
—	99,86	99,51	100,50	101,67	101,44	100,07	100,97	
2,80 (31)	—	—	—	—	—	2,70 (26)	—	
430 (6)	—	—	—	—	—	619 (18)	—	
413 (3)	—	—	—	—	—	259 (5)	—	

Таким образом, несмотря на гранулитовый метаморфизм, приводящий частично к понижению содержаний К и ряда редких и радиоактивных элементов [Tatney, Windley, 1977], нурлатский комплекс сохранил геохимические признаки известковистых (толеитовых) серий магматитов островодужного типа. Присутствие в его составе интрузивных эндробитов (тоналит-грондземитов) сближает нурлатский комплекс с "серогнейсовыми" ассоциациями архея — древнейшим гнейсовым комплексом Свазиленда [Hunter, 1974; Hunter et al., 1978]; льюисским комплексом Шотландии [Drury, 1978], тоналито-гнейсами и гиперстеновыми диоритами Кольского полуострова [Ветрин, 1984] и др. "Серые гнейсы" архея также обнаруживают родство с магматическими сериями островных дуг [Богатиков и др., 1980].

Средневзвешенный химический состав нурлатского комплекса (см. табл. 9, 10) почти полностью совпадает со средним составом континентальной земной коры [Ронов, Ярошевский, 1976] и близок по многим соотношениям низкокальциевым андезитам. При этом нурлатский комплекс отличается повышенной железистостью, более высокими содержаниями Al_2O_3 . По сравнению с оценками содержаний малых элементов в земной коре А.П. Виноградова [1962] и Б.Г. Лутца [1975] (см. табл. 10) нурлатский комплекс содержит в 2 раза больше Co, Ni, Cr, Sc, Cu, но много меньше Pb, Sr, Ba.

Специфика нурлатского комплекса хорошо видна при сравнении входящих в его состав метабазитов с метабазитами кинельского комплекса по соотношениям и содержаниям в них малых элементов (см. ниже). Многие элементы — Sc, V, Co, Ni, Ba, Zr — присутствуют в них в заметно меньших количествах, иные и соотношения элементов.

Кинельский комплекс. Особенности состава кинельского комплекса выявляются в наиболее изученных участках в Отраденском районе Куйбышевской области.

Отраденский район, расположенный в северной части Бузулукского блока, явился первым в Волго-Уральской области, где образования кинельского комплекса были вскрыты большим количеством скважин и на материале изучения которого сформировались взгляды на строение фундамента Куйбышевского Заволжья и отраденской серии как существенно базитовой [Богданова, 1960, 1966б; Егорова, 1964; и др.].

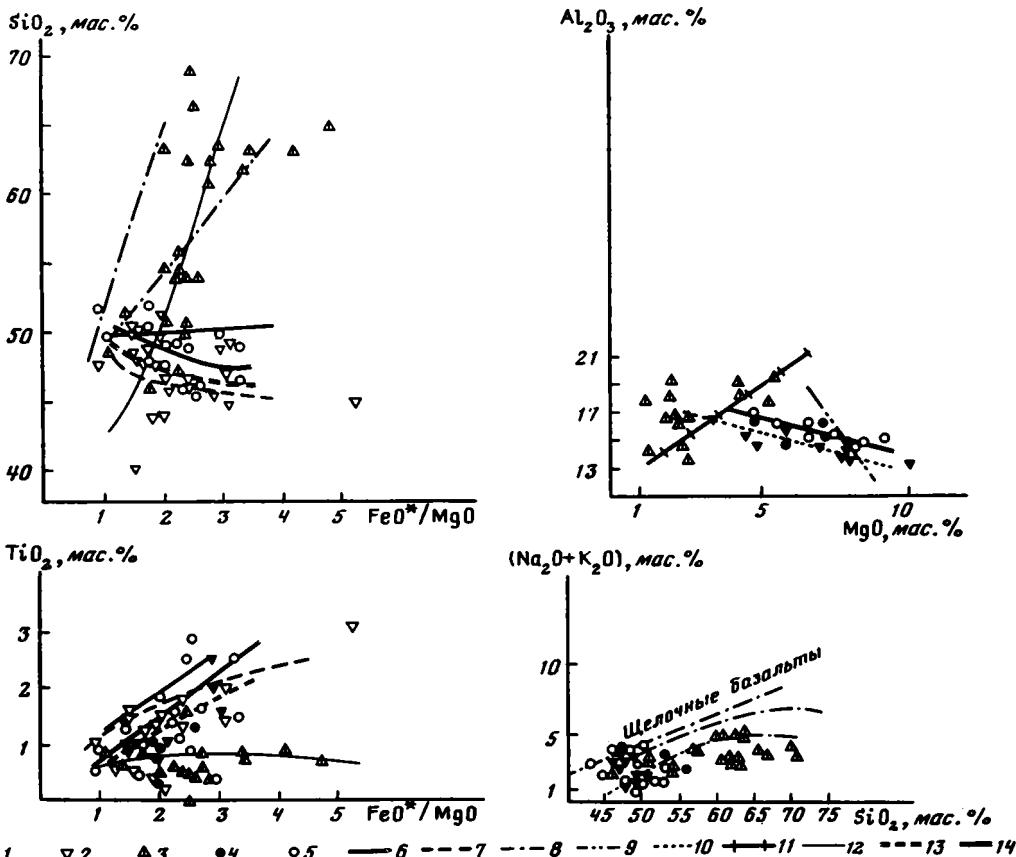


Рис. 16. Петрохимические особенности архейских магматических комплексов Волго-Уральского сегмента

1-3 — метаматиты отрадненской серии: 1 — кинельского, 2 — екатериновского, 3 — нурлатского комплексов; 4, 5 — метабазиты большечеремшанской серии: 4 — сулеевского, 5 — миннибаевского комплексов; 6-14 — тренды дифференциации: 6 — абиссальных толентов, 7 — континентальных толентов, 8 — известково-щелочных островодужных серий, 9 — срединно-океанических хребтов, 10 — сводовых поднятий дна океана, 11 — островных дуг, 12-14 — метаматитов архей Волго-Уральского сегмента (12 — нурлатского, 13 — кинельского, 14 — миннибаевского комплексов)

*Железо, приведенное к FeO.

В самом деле, если произвести подсчет встречаемости пород по частоте вскрытия их скважинами на Мухановской, Репьевской, Капитоновской, Екатериновской, Саврухинской и других нефтеразведочных площадях этого района (см. табл. 8), то основные породы (двупироксен-плагноклазовые кристаллические сланцы и габброиды) составляют примерно 40%. Около 30% приходится на пироксен-плагноклазовые гнейсы (эндербито-гнейсы) и 19% — на ультраметаморфические образования — чарнокиты и микропертитовые граниты. Последние ассоциируют с редкими выходами высокоглиноземистых кристаллосланцев и гнейсов большечеремшанской серии, вскрытых на Алакаевской, Алтуховской, Семеновской, Коханской и других площадях (рис. 19).

В начале исследований все основные породы считались интрузивными габброидами, а их "габбро-норитовый" состав принимался за первично-магматический [Флоренский и др., 1959; Варданянц, 1960; Богданова, 1960; Егорова, 1964; Ситдилов, 1968]. Позднее было установлено, что однородный "габбро-норитовый" состав этих пород является следствием конвергенции минерального состава при глубоком региональном метаморфизме гранулитовой фации генетически различных образований — габброидов,

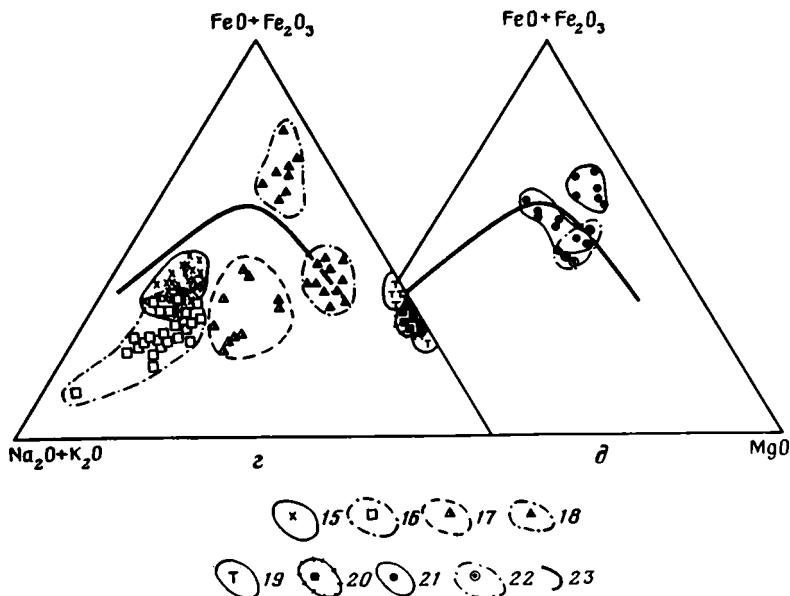
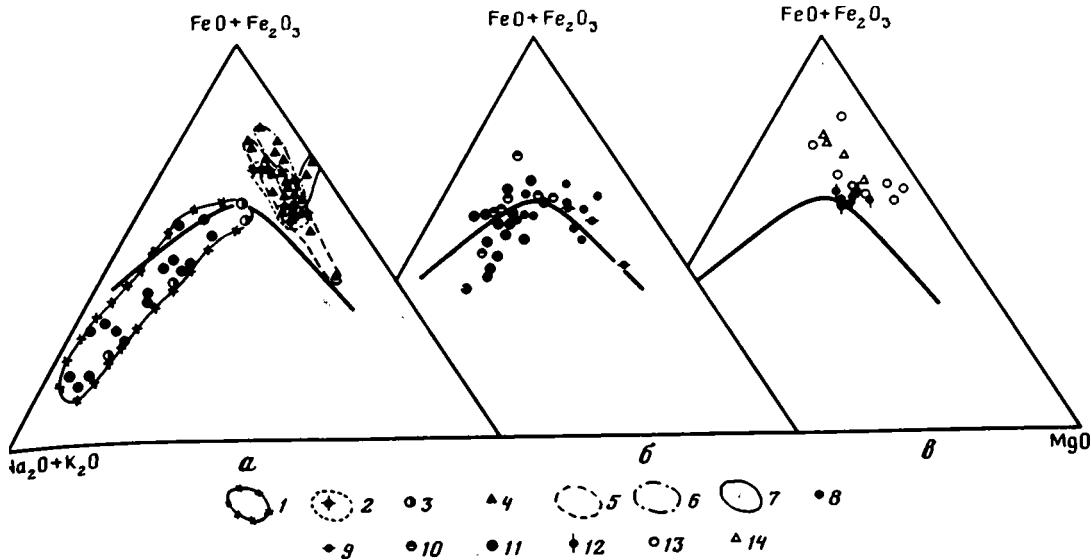


Рис. 17. Сравнение магматических комплексов архея и раннего протерозоя Волго-Уральского сегмента на диаграмме *AFM*

a-2 – архейские комплексы: *a* – метавулканы кинельского и метагабброиды екатериновского комплексов: 1 – гиперстенит-плаггиоклазовые гнейсы, 2 – основные кристаллосланцы, 3 – породы из скв. 1 Краковской площади, 4 – габбро-нориты, 5–7 – поля массивов (5 – Мухановского, 6 – Екатериновского, 7 – Малышевского); *б* – метавулканы нурлатского комплекса: 8 – основные кристаллосланцы, двупироксеновые плаггиогнейсы, 9 – амфиболиты, 10 – гранат-гиперстеновые плаггиогнейсы, 11 – гиперстеновые плаггиогнейсы; *в* – метавулканы сулеевского и миннибаевского комплексов: 12, 13 – основные кристаллосланцы (12 – сулеевского комплекса, 13 – миннибаевского комплекса), 14 – метагабброиды из разреза большечеремшанской серии; *z* – метавулканы привятского комплекса, магматиты туймазинского и чубовского комплексов: 15 – гиперстеновые диориты, 16 – анортозиты, 17 – габбро-анортозиты, 18 – габбро-нориты, 19 – метаперидотиты, 20 – метакоматиты привятского комплекса; *д* – раннепротерозойские комплексы: 21 – метавулканы сармановского комплекса, 22 – метавулканы ворончовского комплекса, 23 – линия раздела толеитовых и известково-щелочных магматических серий

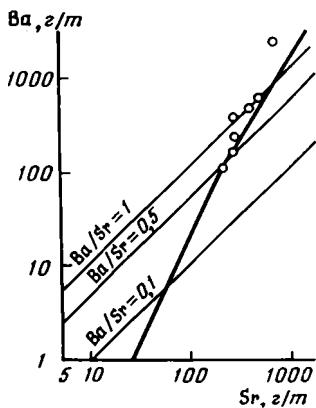


Рис. 18. Соотношения Sr и Ba в плагиогнейсах нурлатского комплекса на диаграмме Б.Г. Лутца [1980] для островодужных магматических серий

с одной стороны, и основных метавулканитов — с другой [Богданова, 1966б; Лапинская, Богданова, 1976 и др.]. Была выделена группа основных метавулканитов: двухпироксен-плагиоклазовых, амфибол-пироксен-плагиоклазовых и других кристаллосланцев и гнейсов, преобразованных в зонах диафтореза в амфиболиты и амфиболитовые плагиогнейсы.

Основные кристаллосланцы и габброиды сосредоточены в узких (2–5 км шириной), вытянутых на 10–20, реже 50 км участках, где они преобладают в разрезах

скважин над другими породами кинельского комплекса (см. рис. 19). На Мухановской и Рельевской площадях такая полоса последовательно прослежена скв. 436, 437, 11, 401, 18, 422, 428, 401, 431, 412, 443, 410; на Новозапрудненской и Белозерской площадях — скв. 200, 201, 203, 32, 24, 30; на Новоключевской и Елховатской площадях — скв. 29, 27, 23, 14; на Дмитриевской и Михайловской площадях — скв. 24, 36, 35, 23, 403 (Коханы). Севернее также обнаружено несколько таких полосовидных или линзовидных тел основных пород на Капитоновской (скв. 19, 27), Винно-Бановской (скв. 11, 21), Подбельской (скв. 35) и Шумаркинской (скв. 1, 4), Мочалеевской (скв. 11) и Екатеринбургской (скв. 2, 10, 23, 25, 27, 34) площадях. Крупные тела основных пород вскрыты многими скважинами Сургутской и Сарбайской площадей.

Отличаясь от вмещающих пород повышенной плотностью и в случае чарнокитизации высокой намагниченностью (см. ниже), участки, насыщенные основными кристаллосланцами и габброидами, легко диагностируются в геофизических полях, фиксирующих в этом районе их субширотное простирание с некоторым разворотом на северо-восток в северной части Бузулукского блока. Это совпадает с простиранием полосовидных тел основных пород, картируемых по скважинам. Форма и размеры тел обусловлены как интенсивностью деформаций и наложенной гранитизации, так и первоначально различными формами их залегания.

Часто наблюдающееся чередование в разрезах скважин основных кристаллических сланцев с пироксен-плагиоклазовыми гнейсами (эндербито-гнейсами), большая про-

Таблица 10

Средние содержания (в г/т) малых элементов в породах нурлатского комплекса

№ п/п	n	Sc	Pb	Cu	Zn	V	Co	Ni	Cr	Sr	Ba	Zr
1	5	30	10	80	90	160	70	110	170	170	120	100
2	10	20	10	50	70	110	50	75	90	200	260	105
3	3	—	10	50	70	50	20	30	70	400	1500	190
4	10	10	10	50	50	80	20	30	60	250	530	180
5	1	30	20	80	100	200	30	20	—	200	600	200
6	—	20	10	60	70	110	40	60	100	230	450	150
7	—	10	16	47	83	90	18	58	83	340	650	170
8	—	—	—	27	—	120	21	30	60	320	658	160

Примечание. 1 — двухпироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы; 2 — двухпироксеновые плагиогнейсы; 3 — гранат-гиперстеновые плагиогнейсы; 4 — гиперстеновые и биотит-гиперстеновые плагиогнейсы (эндербито-гнейсы); 5 — биотит-амфиболовый плагиогнейс; 6 — средневзвешенные содержания, рассчитанные по соотношениям типов пород (см. табл. 8); 7 — средние содержания в земной коре по А.П. Виноградову [1962]; 8 — то же, по Б.Г. Лутцу [1975]. Здесь и далее содержания определены приближенно-количественным спектральным анализом в лаборатории ИГЕМ АН СССР. Здесь и далее n — число определений.

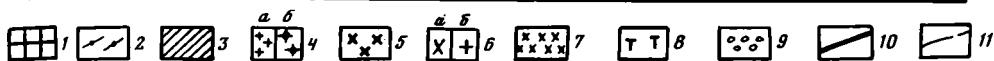
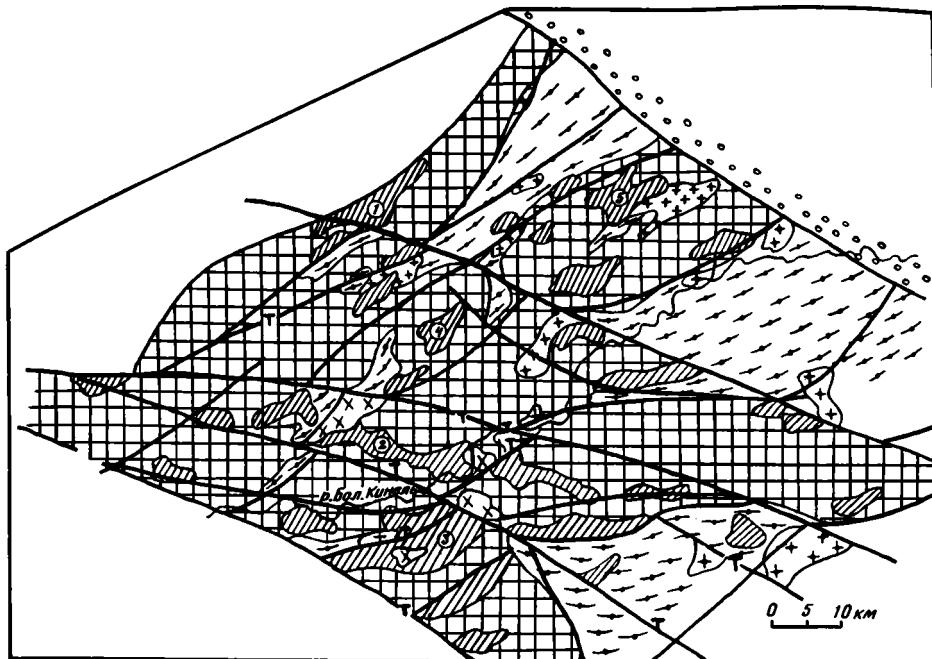


Рис. 19. Схематическая геологическая карта фундамента Бузулу́кского блока (Отраденский район) условные обозначения к рис. 19 и 24

1, 2 – архейские серии: 1 – отраденская, 2 – большечеремшанская; 3 – екатериновский комплекс (цифры в кружках – массивы: 1 – Екатериновский, 2 – Мухановский, 3 – Малышевский, 4 – Красногорский, 5 – Сургутский); 4 – гранитоиды архея: а – чарнокитоиды, б – микропертитовые граниты с гранатом, кордиеритом; 5 – эндрбиты магматогенные; 6, 7 – гранитоиды раннего протерозоя: 6а – плагнограниты, 6б – граниты, микроклиновые граниты, 7 – диориты; 8 – габбро-диабазы, диабазы рифея; 9 – рифейские отложения; 10 – разломы; 11 – границы комплексов

тяженность их тел указывают, вероятнее всего, на первоначально пластовый характер их залегания. Обычно (рис. 20) черные плотные мелко- или среднекристаллические основные породы послойно перемежаются с более крупнозернистыми темно-коричневыми анортозитами и эндрбито-гнейсами, розовато-коричневыми чарнокитами, слагая сплошь 2–5-метровые интервалы, а часто гораздо меньше. В оконтуренных по данным бурения участках их наибольшей распространенности (см. рис. 19) они занимают около 40–50% разрезов скважин, но в большинстве случаев не более 20%. Метагабброиды слагают более однородные по разрезу тела, в особенности если они сложены меланократовыми норитами, переходящими в широксениты.

Метагабброиды, входящие в кинельский комплекс, объединены в так называемый екатериновский комплекс и в отличие от основных кристаллосланцев более крупнозернисты, часто сохраняют реликты магматических минералов и структур, обладают более дифференцированным химическим и минералогическим составом. Наиболее крупными и хорошо освещенными бурением являются Екатериновский, Сургутский, Мухановский и Малышевский массивы. Можно предположить, что метагабброиды слагают, с одной стороны, небольшие бескорневые, первоначально субвулканические, силлоподобные тела, а с другой – дайки, отделенные значительным интервалом времени от отраденской серии и синхронные с формированием вулканогенно-осадочной большечеремшанской серии. Это в ряде случаев подтверждается петрохимической близостью габброидов основным метавулканитам большечеремшанской, а не отраденской серии. Л.А. Варданыц [1960] считал главной формой залегания основных пород этого района дайки, концентрирующиеся в виде сложных пакетов вдоль крупных зон разломов.

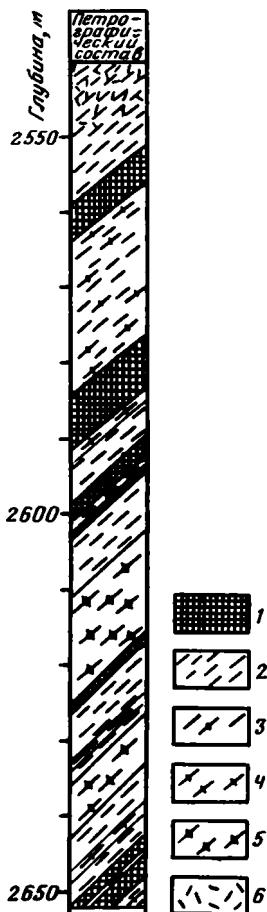


Рис. 20. Разрез кинельского комплекса в скв. 52 Екатерининской площади на севере Бузулукского блока

1 — двупироксен-плаггиоклазовые кристаллосланцы; 2 — гиперстен-плаггиоклазовые гнейсы (эндербито-гнейсы); 3 — то же, в мигматитах с чарнокитоидами; 4 — чарнокиты; 5 — чарнокиты с гранатом; 6 — выветрелые породы

Приуроченность основных интрузивов к разломам часто подтверждается данными бурения и геофизики. Несомненно, к длительно развивающимся разломам приурочены Малышевский габбро-пироксенитовый массив, Екатерининский габбро-норитовый массив, ряд тел габброидов, вскрытых на Новозапрудненской, Репьевской, Мухановской, Николенской и других площадях.

Наряду с основными породами в составе кинельского комплекса большую роль играют анортозиты, эндербиты и чарнокиты. Наиболее ясным представляется генезис чарнокитов. Эти крупнокристаллические розовато-коричневые, иногда с голубоватым кварцем породы слагают прожилковидные выделения, жилы мощностью от нескольких сантиметров до 1–2 м, согласные с полосчатостью вмещающих пород или секущие ее. Появление чарнокитов всегда сопровождается биотитизацией и окварцеванием основных кристаллосланцев и габбро-норитов, развитием в анортозитах и натровых (безкалишпатовых) эндербитах порфиروبластов более кислого плаггиоклаза и метасоматического микропертита, что обуславливает переход анортозитов и эндербитов в эндербо-чарнокиты. Чарнокитизация является наложенным процессом и включает как калиевый метасоматоз и постепенное преобразование анортозитов и натровых эндербитов в чарнокиты вплоть до микропертитовых гранитов, так и анатектическое плавление, приведшее к образованию жил чарнокитов с типичными гранитовыми структурами.

Анортозиты (габбро-анортозиты) связаны постепенными переходами с габбро-норитами, образуя обособления мощностью в несколько сантиметров, являющиеся, вероятно, результатом метаморфической дифференциации габброидов, а, может быть, и отражением первичной расслоенности основных интрузивов.

Однако более всего распространены среднекристаллические однородные или полосчатые гнейсы, гиперстен-плаггиоклазовые гнейсы (эндербито-гнейсы), слагающие вместе с их чарнокитизированными аналогами до 50% разрезов скважин (см. табл. 8). Вне зон чарнокитизации эти породы контактируют с основными кристаллическими сланцами без каких-либо постепенных переходов и отличаются устойчивым химическим составом, близким средним и кислым вулканитам (см. ниже). Они, как и основные кристаллосланцы, входили в первичный дометаморфический разрез отрудненской серии, который интерпретируется неоднозначно.

В целом дометаморфический разрез кинельского комплекса можно было бы представить как типично вулканогенный, включающий большое количество интрузивных тел (силлов, даек) габброидного состава. Однако, имея в виду большое число тел метагабброидов в составе кинельского комплекса, количество которых может быть еще увеличено за счет двупироксеновых кристаллосланцев, во многих случаях близких метагабброидам, более вероятным представляется другая интерпретация сочетания в кинельском комплексе средних и кислых гиперстеновых плаггиогнейсов с метабазитами. Эта ассоциация — подобие древнейшим комплексам Гренландии, Канады, Южной

Таблица 11

Характерные минеральные ассоциации основных кристаллических сланцев, габброидов и гиперстеновых плагиогнейсов кинельского, екатериновского и сулеевского комплексов

Площадь, скважина	Минеральная ассоциация
Основные кристаллосланцы и гнейсы	
Александровская, 18	гип _{4,7} + рог _{2,3} + пи + пл _{5,6} ± (кв)
Подбельская, 35	гип _{5,6} + рог _{6,3} + пи _{1,2} + пл
Алтуховская, 13	гип _{5,7} + рог _{4,2} + пи + пл ± (би)
Муханово, 410	гип _{4,9} + рог _{3,4} + пи + пл ± (кв)
Краковская, 1	гип _{4,8} + пи + пл _{4,5} ± би _{4,3-4,7}
Миннибаево, 20 000	гип _{5,2} + рог _{5,6} + пи _{1,8} + пл _{5,2} + маг ± (кв) ± (би)
4-я пачка	гип _{3,8} + рог _{4,7} + пи _{±,8} + пл _{5,2} ± (маг) ± (кв)
Габброиды	
Большой Толкай, 1	гип _{2,4} + рог _{4,0} + пи + пл _{5,5}
Алакаевская, 15	гип _{3,7} + рог _{5,8} + пи + пл _{6,5}
Екатериновская, 46	гип _{3,8} + рог _{2,2} + пи + пл _{5,5}
Сургут, 104	гип _{5,1} + рог _{5,5} + пи ₅ + пл _{5,2} ± (кв) ± (маг)
Капитоновская, 27	гип _{6,2} + пл _{5,0} ± (би) ± (кв)
Подъем-Михайловская, 7	гип _{4,0} + пи _{3,0} + пл _{2,2} ± (рог) ± (маг)
Гиперстеновые плагиогнейсы	
Краковская, 1	гип _{4,5-5,3} + пл _{3,5-4,0} ^{кпш} + би _{3,9-4,3} + кв ± (кпш)
Краснооктябрьская, 51	гип _{3,7} + рог _{3,7} + би _{4,5} + пл _{3,0-3,5} ^{кпш} + кв ± (кпш)

Африки, где раннеархейский "серогнейсовый" фундамент пронизан многочисленными дайками основного состава [Ранняя история..., 1980], тем более, что химически плагиогнейсы и метабиты принадлежат разным магматическим сериям: плагиогнейсы — более древним известково-щелочным, метабиты — более молодым толеит-базальтовым. Аналогичные геологические соотношения архейских основных гранулитов с гиперстеновыми плагиогнейсами (эндербито-гнейсами) подтверждены для Побужья, Шарьжалгая и других регионов данными изотопной цирконометрии [Бибикова и др., 1982]. Выясняется, что циркон из плагиогнейсов Побужья намного древнее, чем из основных гранулитов. В последних встречен циркон только гранулитовой фации с возрастом 2,8–2,7 млрд лет, тогда как в гиперстеновых плагиогнейсах обнаружены и более древний магматогенный циркон (3,4–3,2 млрд лет), и гранулитовый, однообразный циркону основных гранулитов.

Темные коричневато-серые, почти черные, плотные мелкокристаллические или среднекристаллические гиперстен-салит-плагноклазовые, гиперстен-плагноклазовые кристаллосланцы при отсутствующих или слабо проявленных ультраметаморфических изменениях, о которых говорилось выше, микроскопически не обнаруживают параллельной текстуры. Она выявляется только при микроскопическом изучении как субпараллельное чередование пироксеновых и плагноклазовых микрополос. Отчетливая кристаллизационная сланцеватость характерна для амфиболсодержащих пород, отличающихся, кроме того, своим черным цветом и сильным блеском. Макроскопически заметной полосчатость становится в основных кристаллосланцах при проявлении начальных стадий метаморфической дифференциации, когда происходит разрастание кристаллов и обособление лейкократовых и меланократовых частей пород в отдельные нерезко

Таблица 12

Типичные и средние химические составы (в мас. %) пород кинельского, екатериновского и сулеевского комплексов

Компонент	Основные кристаллосланцы				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	44,87	45,54	48,00	49,86	47,80
TiO ₂	1,62	2,64	1,11	0,88	1,40
Al ₂ O ₃	15,75	15,46	14,41	13,58	14,11
Fe ₂ O ₃	5,15	3,72	2,60	2,03	3,38
FeO	8,91	12,90	10,40	10,31	11,17
MnO	0,24	0,13	0,20	0,22	0,19
MgO	4,42	5,80	8,02	8,01	6,88
CaO	10,99	10,71	11,43	11,04	10,84
Na ₂ O	2,67	2,32	1,52	2,35	2,22
K ₂ O	0,24	0,47	0,61	0,20	0,43
P ₂ O ₅	0,17	Не опр.	0,09	0,12	0,13
П.п.п.	5,44	0,34	1,83	1,41	—
Сумма	100,47	100,03	100,22	100,01	—

Примечание. 1 — Малышевская, скв. 1; 2 — Новозапрудненская, скв. 200; 3 — Красная Самарка, скв. 1; 4 — Павловская, скв. 43; 5 — среднее из 8 анализов; 6, 7 — Малышевская, скв. 36; 8 — Муханово, скв. 401; 9, 10 — Екатериновская: 9 — скв. 10, 10 — скв. 23; 11 — мелкие единичные тела внутри кристаллосланцев и гнейсов, среднее из 6 анализов; 12 — Екатериновский массив, среднее из 6 анализов; 13 — Малышевский массив, среднее из 6 анализов; 14 — Алтуховская,

Таблица 12 (окончание)

Компонент	Гиперстенные плагиогнейсы						
	14	15	16	17	18	19	
SiO ₂	62,89	63,94	67,78	69,14	74,62	68,00	
TiO ₂	1,30	0,42	1,05	0,44	0,12	0,62	
Al ₂ O ₃	16,80	15,08	11,46	15,10	13,91	16,02	
Fe ₂ O ₃	2,45	1,29	3,45	2,07	0,18	1,45	
FeO	3,15	5,04	3,38	2,17	1,42	2,79	
MnO	0,07	0,17	0,04	0,03	0,02	0,05	
MgO	1,70	1,83	0,80	1,30	0,81	1,48	
CaO	4,60	4,64	4,26	3,50	1,13	3,82	
Na ₂ O	4,80	4,60	3,30	4,30	6,00	4,30	
K ₂ O	1,14	1,25	1,84	1,21	0,78	1,31	
P ₂ O ₅	0,36	0,26	0,36	0,18	0,04	0,11	
П.п.п.	0,39	1,99	1,92	0,26	0,58	—	
Сумма	99,65	100,51	99,64	99,70	99,61	—	

отграниченные одна от другой полосы, и тогда породы приобретают облик гнейсов.

Основные кристаллосланцы обычно обладают гранобластовыми структурами, а в амфиболсодержащих разновидностях — неметагранобластовыми. Взаимоотношения минералов, форма их зерен обусловлены метаморфической кристаллизацией, поэтому часты коррозийные, венцовые, симплектитовые и другие структуры. В некоторых

Габброиды							
6	7	8	9	10	11	12	13
47,02	50,38	49,81	45,02	49,84	47,72	47,80	47,68
0,21	0,48	1,57	3,08	1,48	1,55	1,47	1,02
2,41	14,18	12,09	12,19	14,08	13,22	14,57	11,58
12,38	3,34	18,95	4,02	2,03	2,41	3,71	4,56
19,40	12,64	0,42	17,82	11,94	14,17	9,67	14,81
0,28	0,28	—	0,16	0,16	0,18	0,18	0,22
15,24	9,60	4,50	4,08	7,89	6,02	6,89	8,80
0,25	5,42	8,51	9,11	9,89	10,22	10,52	7,32
0,08	2,00	2,50	1,68	2,12	2,34	1,94	1,78
0,04	0,20	0,40	0,25	0,41	0,55	0,38	0,23
0,08	0,06	0,01	0,40	0,14	0,33	0,30	0,19
2,80	1,44	0,90	2,24	0,60	—	—	—
100,19	100,02	99,66	100,05	100,58	—	—	—

скв. 17; 15 — Аверьяновская, скв. 8; 16 — Екатерининская, скв. 5; 17 — Никольская, скв. 3; 18 — Сидоровская, скв. 22; 19 — среднее из 19 анализов; 20 — обр. 1463; 21 — обр. 1334; 22 — обр. 1275; 23 — среднее из 4 анализов; 24–26 — магнетитосодержащие основные кристаллосланцы Кольванского района: 24 — Пролетарская, скв. 1, 25 — Трофимовская, скв. 1; 26 — Лебяжинская, скв. 22

Основные кристаллосланцы, скв. 20000, Миннибаево, 4-я пачка				Основные кристаллосланцы с магнетитом		
20	21	22	23	24	25	26
46,71	49,58	56,02	49,89	50,60	53,45	59,72
1,08	0,30	0,90	0,93	1,12	1,19	1,06
15,06	14,31	14,61	15,58	14,97	10,71	12,21
5,56	2,41	3,59	3,19	4,84	13,47	7,18
8,29	12,98	8,41	10,43	6,30	7,85	5,37
0,11	0,28	0,15	0,18	0,13	0,13	0,20
7,16	7,99	5,95	6,74	5,83	5,26	3,56
10,80	7,04	6,87	8,22	9,06	2,98	5,38
3,18	2,86	2,72	3,00	4,38	2,60	3,23
1,00	0,09	0,65	0,92	1,35	0,82	0,77
0,12	0,58	0,12	0,23	1,24	0,14	0,12
0,94	0,50	0,02	—	2,09	2,10	1,74
100,01	98,92	100,01	—	100,91	100,70	100,54

образцах сохраняются реликты офитовых структур, выраженные идиоморфными, мелкопризматическими кристаллами плагиоклаза, иногда "законсервированными" в гемноцветных минералах.

Минеральный состав основных кристаллосланцев и гнейсов относительно прост и определяется следующими соотношениями: плагиоклаз, андезин (№ 45–50) и лабрадор (№ 50–55) — 20–60%,

Т а б л и ц а 13

Средние содержания (в г/т) малых элементов в породах кинельского, екатериновского и сулеевского комплексов

№ п/п	n	Sc	Pb	Cu	Zn	V	Co
1	13	40	10	150	130	250	110
2	5	25	8	80	170	190	65
3	6	50	10	160	270	350	140
4	11	30		90	170	190	110
5	7	15	400	570	230	170	120
6	24	10	30	40	80	80	20
7		60	—	—	—	290	32
8		33	—	—	—	250	40

Примечание. 1 — двупироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы кинельского комплекса; 2 — двупироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы сулеевского комплекса из четвертой пачки разреза скв. 20 000 Мингибаево; 3 — единичные тела метагабброидов внутри полей кристаллосланцев

гиперстен — 15–40, салит — 0–25, амфибол — 0–30, гранат — 0–10; рудные минералы (магнетит и ильменит) — 1–5%. Дополнительно на участках слабой чарнокитизации могут входить кварц (до 5%), биотит (до 5%), пленочный и межзерновой калиевый полевой шпат (менее 1–2%). Акцессорные минералы — апатит, циркон.

Габброиды при очень похожем минеральном составе по большей части крупнозернисты с массивной текстурой и структурой, близкой габбровой. В их составе участвуют плагиоклаз высокой основности (60–70%), иногда обнаруживающий комплексное (триадное) двойникование — 20–80%, гиперстен, клинопироксен — 20–70, амфибол и рудные минералы (магнетит, сульфиды) — 5–10%. Вариации в соотношении минералов широкие — от пироксенитовых до габбро-анортозитовых.

Гиперстеновые плагиогнейсы (эндербито-гнейсы) — обычно среднекристаллические коричневатые-серые или зеленоватые-серые породы с заметной полосчатой или штриховидно-полосчатой текстурой. Темноцветные минералы обособлены в неясно ограниченные полосы, линзоподобные выделения, ориентированные в одном направлении.

Главными составными частями этих пород являются плагиоклаз (андезин-олигоклаз, чаще антипертитового типа) — 30–80%, кварц — 20–30, гиперстен — 5–20%; в небольших количествах присутствуют буровато-зеленая роговая обманка, диопсид, биотит, магнетит, ильменит. Апатит и циркон — постоянные акцессории.

Форма и структурные соотношения минералов указывают на метаморфогенную природу пород, структуры которых меняются от гетеробластовых до гранобластовых, иногда с отчетливым разделением гломеробластовых сростков темноцветных минералов и лейкократовой части пород.

Минеральные ассоциации пород кинельского комплекса (табл. 11), метаморфогенные взаимоотношения групп минералов указывают на возможность их формирования в различных условиях гранулитовой фации. Предполагаемая смена парагенезисов имеет, как правило, регрессивную направленность, соответствуя спаду температур с 950 до 700 °С при давлениях 7–9 · 10² МПа. Детальнее вопросы метаморфизма рассмотрены ниже.

Вариации химического состава основных кристаллосланцев и гнейсов показывают отсутствие или весьма слабую дифференциацию по толеитовому направлению (см. рис. 16, 17) и соответствуют оливиновым и частично щелочным базальтам, с чем согласуется высокое содержание в метабазитах Cr, Co, V, Sc, близкое океаническим толеитам (табл. 12, 13; рис. 21, см. рис. 16). Метагабброиды близки по составу основным метавулканитам, но более дифференцированы как в отношении главных, так и в отношении малых элементов. Для всех петрохимически изученных массивов характерны толеитовая направленность дифференциации и значительные колебания железистости пород от рудных пироксенитов до железистых рудных габбро (Мухановский,

	Ni	Cr	Sr	Ba	Zr	Ti	Ti/Zr	Co/Ni
	120	270	150	200	220	8400	40	0,92
	190	190	200	200	?	5600	—	0,34
	90	90	170	130	130	9300	72	1,56
	250	950	160	440	90	8820	98	0,44
	150	100	140	140	110	6120	56	0,80
	20	40	220	1370	250	3720	—	—
	100	300	123	18,7	90	8100	90	—
	85	162	450	244	130	10900	84	—

и гнейсов; 4 — Екатериновский массив метагабброидов; 5 — Малышевский массив метагабброидов; 6 — гиперстеновые плагиогнейсы кинельского комплекса; 7 — океанический толеит [Лутц, 1975]; 8 — континентальный толеит [Лутц, 1975].

Малышевский массивы). Между собой массивы несколько различаются по щелочности, но поля их составов перекрываются полем основных метавулканитов. Дифференцированный состав интрузивов отчетливо выражен в резких колебаниях содержания малых элементов (см. табл. 13, рис. 21).

Все они в сравнении с основными метавулканитами резко обогащены или обеднены Cr, Ni и Ba, постоянно обогащены Co, P, Ti. В метагабброидах Малышевского массива в заметных количествах присутствуют сульфиды Zn и Pb (см. табл. 13).

В целом метагабброиды по соотношениям малых элементов представляют собой как бы дифференцированные основные метавулканиты. Это и близость их по среднему химическому составу позволяют говорить о комагматичности основных вулканитов и габброидов, образующих, очевидно, различные фации кристаллизации и дифференциации того же расплава.

Если сравнивать метабазиты кинельского комплекса с базальтоидами различных тектонических областей [Лутц, 1980], становится очевидной их специфика и несопоставимость с базальтами островодужного или окраинно-континентального типа. Это видно по ряду петрохимических и геохимических критериев. Они слабо дифференцированы, отличаются устойчивым химическим составом. Содержание SiO_2 в них варьирует от 44 до 50%, образуя на вариационной диаграмме компактную группу, четко отделенную от гиперстеновых плагиогнейсов (см. рис. 16). На диаграмме $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$, предложенной Б.П. Золотаревым [1979] для различения базальтов океанического дна и островодужных, кинельские метавулканиты определенно следуют зависимости, типичной для базальтов океанических сводовых и глыбовых поднятий (см. рис. 16). В целом метабазиты сильно обогащены элементами группы Fe с такими их соотношениями, которые свойственны толеитам океанического дна и вместе с тем заметно от них отличаются (см. рис. 21). Метабазиты кинельского комплекса отличаются и повышенными содержаниями Ba, хотя по сумме щелочей $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ они не выходят за пределы толеитов океанического дна [Богданова, Гафаров, 1978].

Промежуточный геохимический характер этих пород больше всего сближает их с толеитами (трапами) древних платформ, на что автор и другие исследователи архейских основных гранулитов уже обращали внимание [Богданова, Гафаров, 1978; Шербаков, 1975; Конилов и др., 1974; Петрова, Левицкий, 1984; и др.].

Рассмотренные геохимические черты метабазитов кинельского комплекса указывают, на наш взгляд, на их генетическую связь со структурами растяжения и деструкции ранней сиалической коры, вероятно уже созданной ко времени их образования. В этом плане примечательна геохимическая характеристика другой широко распространенной группы пород кинельского комплекса — гиперстеновых плагиогнейсов.

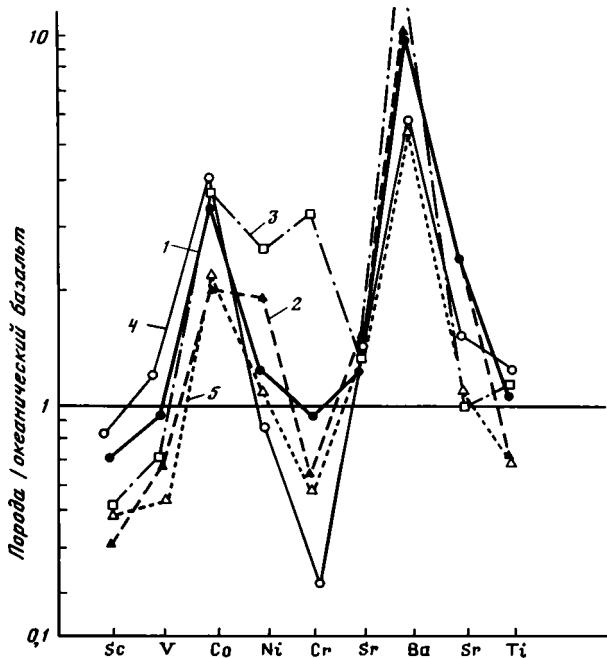


Рис. 21. Сравнение содержания малых элементов в основных метавулканитах и метагабброидах архея Волго-Уральского сегмента с данными Б.Г. Лутца [1975] по базальтам

Комплексы: 1 – кинельский; 2 – сулеевский; 3, 4 – екатериновский: 3 – Екатеринбургский массив, 4 – отдельные тела в Куйбышевском Заволжье; 5 – нурлатский

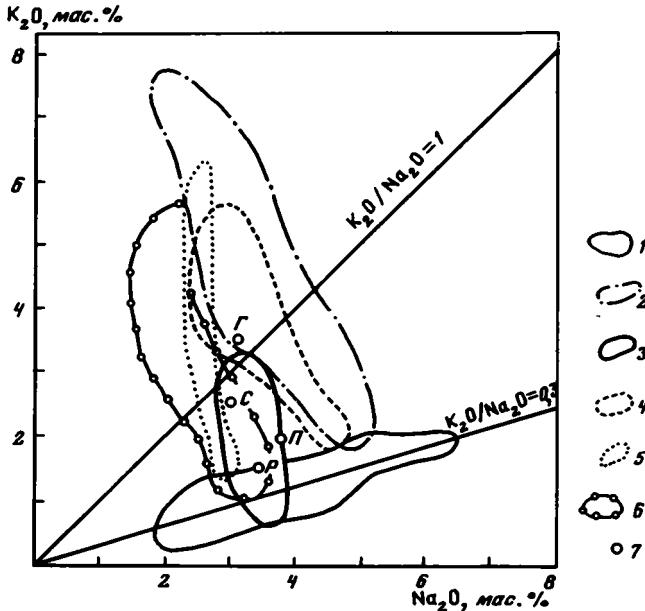


Рис. 22. Соотношение K_2O и Na_2O в эндрбито-гнейсах кинельского, чарнокитоидах колыванского и гранитоидах рахмановского комплексов

1–6 поля: 1 – эндрбито-гнейсов отрядненского комплекса, 2, 3 – чарнокитоидов колыванского комплекса (2 – из Коляванского массива, 3 – из разреза скв. 20 000 Миннибаево), 4–6 – гранитоидов рахмановского комплекса: 4 – Жигулевско-Пугачевский блок, 5, 6 – Альметьевский блок (5 – из разреза скв. 20 000 Миннибаево, 6 – по площади); 7 – средние составы чарнокитоидов по В.М. Шемякину [1976]: раннескладчатых (P), соскладчатых (C), позднескладчатых (П), зон глубинных разломов (Г)

Т а б л и ц а 14

Содержание К, Rb и Sr (в г/т) в гиперстеновых плагиогнейсах кинельского комплекса и ультраметагенных чарнокитоидах колыванского комплекса

Площадь, скважина	Rb	Sr	Rb/Sr	К	K/Rb
Гиперстеновые плагиогнейсы					
Краковская, 1	11	313	0,035	—	—
”	27	314	0,086	15776	584
”	10	267	0,037	—	—
Кр. Поляна, 7	12	560	0,021	—	—
Многопольская, 6	11	418	0,026	—	—
Подбельская, 33	30	333	0,090	—	—
Подъем-Михайловская, 12	12	173	0,069	8300	692
Екатериновская, 8	3	65	0,046	3500	1167
Ультраметагенные чарнокитоиды, эндрбиты и эндрбочарнокиты					
Горбатовская, 53	33	347	0,095	13500	409
Горбатовская, 55	10	680	0,015	—	—
Горбатовская, 58	24	458	0,052	—	—
Горбатовская, 59	57	453	0,0126	—	—
Карагайская, 76	17	322	0,053	—	—
Карагайская, 79	7	345	0,020	—	—
Карагайская, 78	45	685	0,066	—	—
Чарнокиты					
Кольвань, 85	30	175	0,171	—	—
Алтуховская, 14	56	290	0,193	—	—
Павловская, 41	41	90	0,456	—	—
Спиридоновская, 3	23	377	0,061	—	—
Екатериновская, 13	32	141	0,227	—	—
Гражданская, 91	131	177	0,740	—	—
Мочалеевская, 10	153	96	1,594	—	—

Примечание. Содержания Rb и Sr определены И.Н. Крыловым рентгеноспектральным флуоресцентным методом (ИГГД АН СССР).

Гиперстеновые плагиогнейсы (эндрбито-гнейсы) соответствуют по химическому составу дацитам, андезитам и риолитам. От ультраметагенных эндрбитов колыванского комплекса (см. ниже) их отличают широкие вариации железистости, заметно меньшей, чем в колыванских (рис. 22), пониженные содержания K_2O и, что самое примечательное, очень выдержанное отношение K_2O/Na_2O , близкое к 0,3, при существенных колебаниях в содержании щелочей. Ультраметагенные чарнокитоиды обнаруживают устойчивое накопление K_2O относительно Na_2O . Помимо этого, чарнокитоиды, как правило, обогащены К, Rb и показывают более высокие отношения Rb/Sr и K/Rb (табл. 14).

Иными словами, эти породы можно отнести к разряду типично магматогенных с колебаниями в содержаниях SiO_2 от 55 до 75%. На диаграмме *AFM* (см. рис. 17) они занимают узкое вытянутое поле вдоль тренда известково-щелочных и известковистых магматических серий, которое продолжает и частично перекрывает поле пород нурлатского комплекса. Почти весь спектр петрохимической характеристики гиперстеновых плагиогнейсов виден на примере разреза этих пород в скв. 1 Краковской площади (Куйбьшевская обл.), закономерно меняющихся от андезибазальтов до дацитов (см. рис. 17, *д*). Тренд плагиогнейсов расположен поперек тренда метабазитов, не переходя в него. Известково-щелочной тип исходных пород подтверждается и другими геохимическими показателями. Они отличаются умеренной и низкой железистостью ($F =$

= 40–50%), что не свойственно дифференциатам океанических толеитов, имеют, как и нурлатские породы, низкое Ti/Zr отношение, высокое содержание Р. Б.Г. Лутц [1978, 1980] для определения формационной принадлежности кислых магматитов использовал отношение содержания Ва к содержанию Sr, поведение которых прямо противоположно в кислых дифференциатах островодужных серий и в океанических базальтах. В первых – с увеличением кислотности и щелочности пород растут содержания обоих элементов, во вторых – содержание Sr падает, а Ва растет. В гиперстеновых плаггиогнейсах кинельского комплекса содержания Sr и Ва растут параллельно.

Приведенные данные свидетельствуют о совпадении в разрезе кинельского комплекса "несовместимых" по геохимической характеристике породных ассоциаций. Наряду с геологическими данными они определенно указывают на различную формационную принадлежность метабазитов и гиперстеновых плаггиогнейсов (эндербитогнейсов) и позволяют предположить более позднее появление метабазитов. Оно связано с формированием большечеремшанской серии. В формационном смысле метабазиты кинельского комплекса отрадененской серии дополняют вертикальный ряд базальтоидов ее разреза.

Большечеремшанская серия

Большечеремшанская серия подразделена на два комплекса, существенно различающихся по составу. Нижний, сулеевский, комплекс ранее включался в отрадененскую серию [Богданова, Лапинская, 1979; Богданова и др., 1978], но, как выяснилось по соотношениям комплексов в разрезе скв. 20000 Миннибаево, геохимическим особенностям метабазитов, присутствию в его составе, как и во всей большечеремшанской серии, характерных железисто-кремнистых пород (зулизитов и магнетит-гранат-пироксеновых кварцитов), более логично присоединить сулеевский комплекс к большечеремшанской серии. Верхний, миннибаевский комплекс соответствует большечеремшанской серии в прежнем объеме.

Сулеевский комплекс. В центральной части Альметьевского блока Средневожского мегаблока основные кристаллосланцы с эндербитогнейсами и железистыми породами прослеживаются в узкой (около 8 км) полосе среди высокоглиноземистых пород и гранитоидов различного возраста от Кутужско-Кадеевской площади на юго-западе до Сулеевской и Новоурсавской площадей на северо-востоке. Гиперстен-магнетитовые кварциты и гнейсы Сулеевской площади (скв. 530, 572) специально исследовались при анализе Акташской магнитной аномалии [Лапинская, Богданова, 1965]. Близкая по составу ассоциация пород была вскрыта в разрезе скв. 20000 Миннибаево на глубинах 3410–5099 м, где она слагает четвертую, шестую и восьмую пачки фундамента [Лапинская и др., 1976; Муслимов и др., 1977] мощностью 730, 250 и 159 м соответственно (рис. 23).

По составу пород и их количественным соотношениям сулеевский комплекс значительно отличается от кинельского. Большое количество гранитоидов, среди которых большую роль играет магматогенная эндербит-чарнокитовая серия (см. табл. 8), сильно затушевывают соотношения метавулканитов, так что основные кристаллические сланцы занимают только около 9% разреза. Как правило, темно-серые или темно-зеленые плотные мелко- или среднекристаллические основные сланцы образуют пачки мощностью 5–20 м, реже до 40 м. Они сильно гранитизированы, представляя участками субстрат в грубополосчатых эндербит- или чарнокит-мигматитах. Химический состав основных кристаллических сланцев соответствует базальтоидам, вероятно, с примесью пирокластического материала. Характерна повышенная железистость этих пород в некоторых интервалах разреза, особенно в его нижней части, где они чередуются с плотными, темными, полосчатыми гранат-гиперстеновыми или магнетит-гранат-гиперстеновыми кварцитами. Однако непосредственных контактов кварцитов с основными кристаллосланцами в имевшемся керне не было установлено. По данным магнитного зондирования стенок скважины, железистые породы, слагающие в сумме около 100 м разреза

шестой пачки, образуют отдельные прослои мощностью 5–10 м, в которых они преобладают над основными кристаллосланцами. Намагниченность железисто-кремнистых пород становится особенно высокой вблизи контактов с интрузирующими их микропертитовыми гранатосодержащими гранитоидами.

Из-за высокой степени ультраметаморфической переработки трудно оценить соотношения исходных пород во вскрытом разрезе, но можно предположить, что первоначально основные метавулканыты и связанные с ними железисто-кремнистые породы составляли значительную часть отрядненской серии в этом районе, возможно большую, чем в других районах. С этим, видимо, связана высокая интенсивность магнитных аномалий (Акташская аномалия) в восточной части Альметьевского блока. Нет возможности также определить степень участия средних и кислых метавулканидов, неразличимых теперь среди похожих на них ультраметагенных эндрбитов, явно доминирующих в изученном разрезе.

В западной части Бузулукского блока в Кольванском районе сулеевский комплекс также распространен на большой площади (рис. 24) вместе с ультраметагенным кольванским комплексом эндрбитов и эндрбо-чарнокитов, составляющих более 50% (см. табл. 8). Основные кристаллосланцы сулеевского комплекса и габброиды вскрыты редкими скважинами в нескольких небольших участках площадей: Томыловской скв. 30, Долиновской 1, Красноармейской 41–43, 45, Никоновской 85, Желябовской, Богдановской 16, Елецкой 45, Трофимовской 1, Держинской и др. Наиболее крупное тело основных пород широтного простирания прослежено на протяжении 13–15 км при ширине 2–3 км тринадцатью скважинами Кольванской, Рассветской, Карагайской площадей. Так же как и в Отрядненском районе, многими скважинами и здесь вскрыты натровые эндрбито-гнейсы (Никольская, Спиридоновская, Июльская, Ветлянская, Трофимовская и другие площади).

Среди основных сланцев Кольванского района довольно часто встречаются магнетитсодержащие разновидности, отличающиеся постоянным присутствием кварца (Пролетарская 1, Лебяжинская 29, 37, Богдановская 16), отнесенные к сулеевскому комплексу. По петрохимическим и геохимическим данным эти породы ближе первичноосадочно-вулканогенным, туфогенным образованиям. В пределах этого района гораздо шире, чем в Отрядненском, развиты гранитоиды амфиболитового уровня гранитообразования, диориты, гранодиориты, граниты, микроклиновые граниты, образующие самостоятельный массив субширотного простирания с заливообразными очертаниями и с заметной приуроченностью к системе разломов, секущих гранулитовый субстрат (см. рис. 24). Вблизи массива этих гранитоидов наблюдается интенсивный диафторез всех архейских образований от основных пород до эндрбитов и чарнокитов и их преобразование в разнообразные амфиболиты, амфиболовые плагиогнейсы, биотитовые гнейсы (Лебяжинская, Утевская и другие площади).

Миннибаевский комплекс. Определяющими типами пород этого комплекса являются высокоглиноземистые, биотит-гранат-силлиманит-кордиеритовые кристаллосланцы и гнейсы, часто содержащие графит, реже шпинель, гиперстен. Как правило, в ассоциации с ними встречаются более лейкократовые глиноземистые гнейсы – биотит-гранатовые, биотит-гранат-силлиманитовые.

Анализ распространенности миннибаевского комплекса показал его удивительно устойчивую связь с мегаблоками [Богданова, 1977]. Много новых данных о составе и характере разреза большечеремшанской серии было получено благодаря бурению опорно-параметрической скважины 20 000 Миннибаево. В ее разрезе миннибаевский комплекс слагает I, II и III пачки вертикальной суммарной мощностью около 1,5 км, а также менее мощные пачки (V и VII), переслаивающиеся с образованиями сулеевского комплекса [Лапинская и др., 1976, 1980]. В верхней части разреза Миннибаевской скв. 20 000 (см. рис. 23), как и в других скважинах, очевиден слоистый характер миннибаевского комплекса, подчеркиваемый послонной мигматизацией.

Подсчеты частоты встречаемости различных типов пород в составе миннибаевского комплекса свидетельствуют о главенствующей роли высокоглиноземистых и

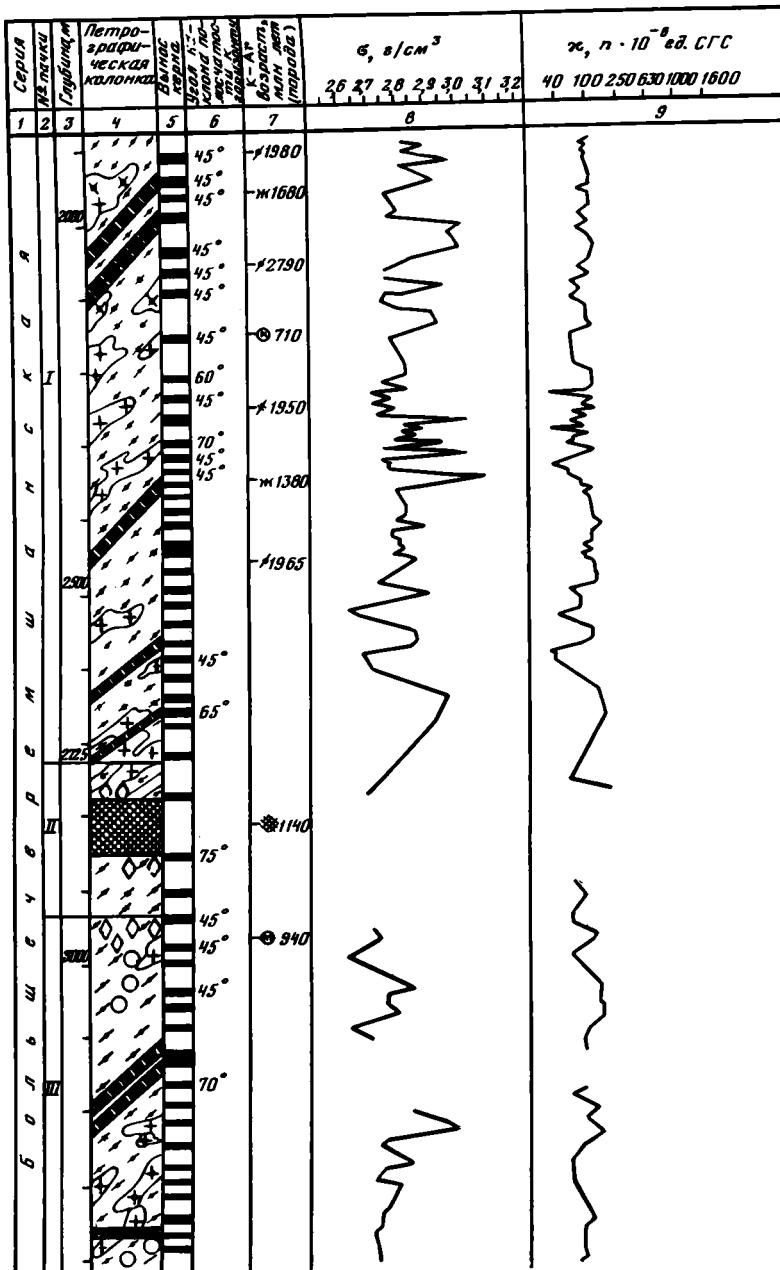
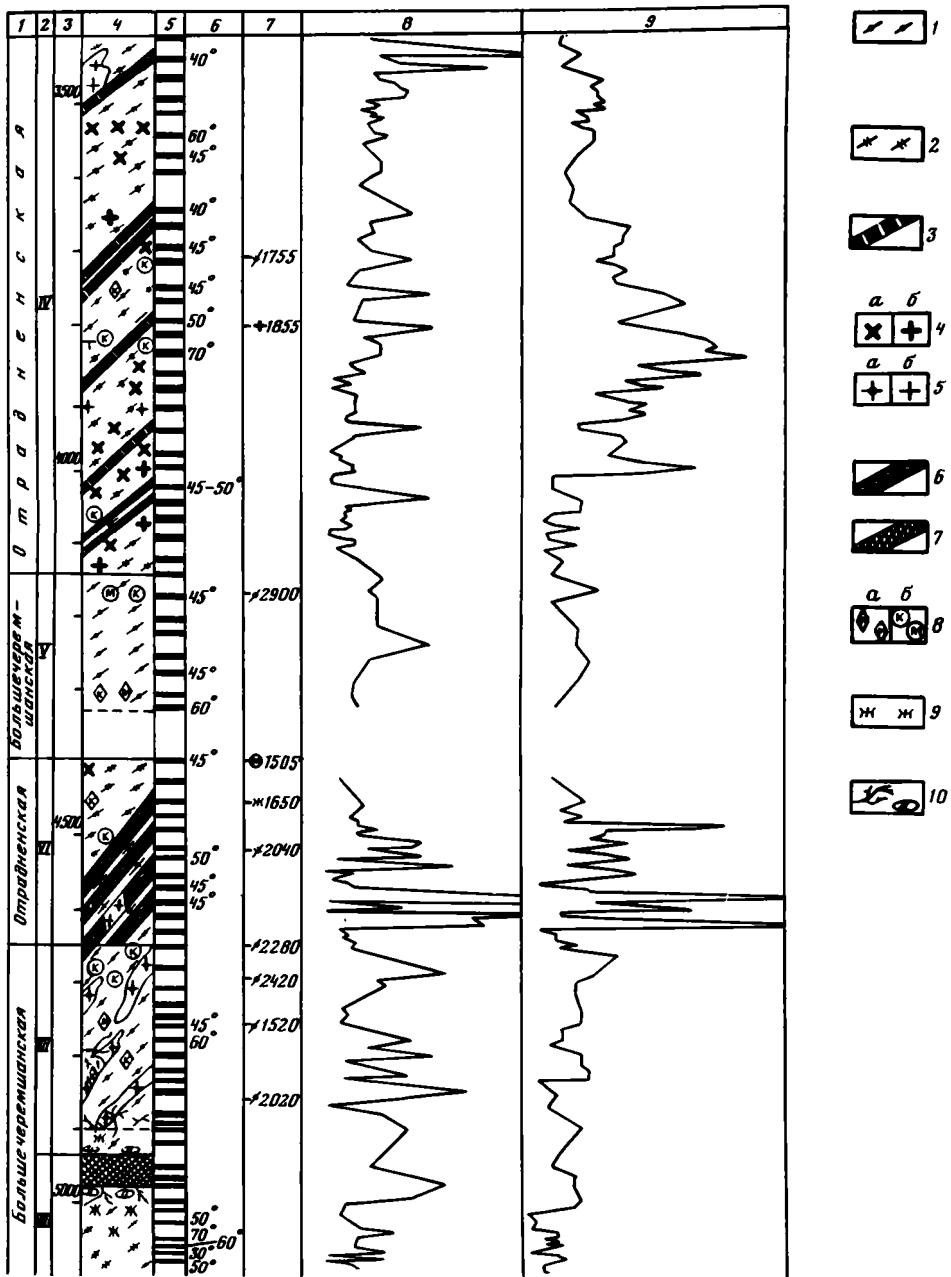


Рис. 23. Схематический разрез фундамента в скв. 20 000 Миннибаево (составлен В.И. Филипповским, Б.С. Ситдиковым, Д.В. Постниковым, Р.Ш. Хайретдиновым, Н.Е. Галдиным [Глубинные исследования..., 1980], автором с дополнениями А.Б. Гориной)

1 — биотит-гранатовые, силлиманит-гранат-биотит-кордиеритовые гнейсы и кристаллические сланцы; 2 — гиперстеновые, гранат-гиперстеновые, амфибол-гиперстеновые, амфибол-биотитовые гнейсы; 3 — двупироксен-плагноклазовые кристаллические сланцы, амфиболиты; 4, 5 — гранитои-



ды: 4а – эндербиты, 4б – чарнокиты, 5 – граниты (5а – плагиомикроклиновые с гранатом, 5б – микроклиновые); 6 – магнетит-гранат-пироксеновые породы; 7 – габбро-диабазы, базальтовые порфириты трапной формации рифея; 8 – катакlastические изменения: 8а – катаклиз и милонитизация, 8б – бластокатаклиз и бластомилонитизация; 9 – продукты гидротермальной переработки и низкотемпературного диафореза; 10 – трещины, зоны брекчирования

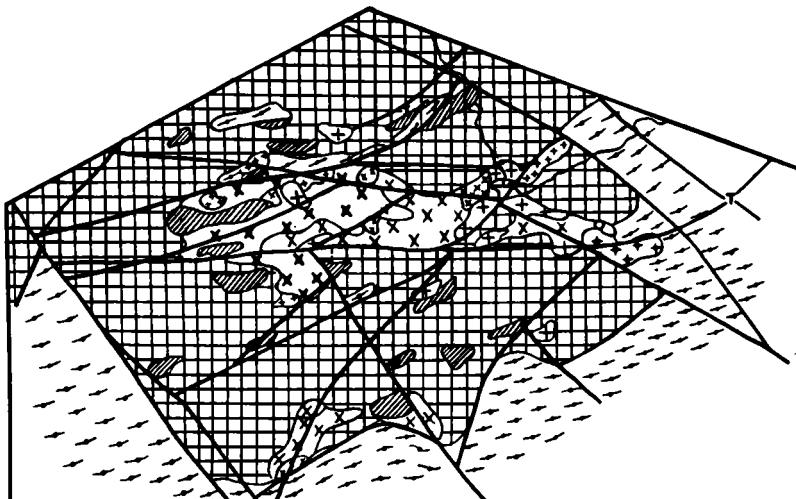


Рис. 24. Схематическая геологическая карта фундамента Бузулуковского блока (Кольванский район)
Условные обозначения см. на рис. 19

глиноземистых кристаллосланцев и гнейсов и их мигматитов (87%) и подчиненной роли основных кристаллосланцев и метагабброидов (13%). Основные породы в ассоциации с высокоглиноземистыми кристаллосланцами – довольно частое явление в участках развития миннибаевского комплекса. В редких случаях можно видеть интрузивные контакты этих пород (Черемшан, скв. 2), в других (Шенталинская, скв. 1; Твердилово, скв. 14; Подгорненская, скв. 51) – послойное чередование в разрезе.

Всеми исследователями признается вулканогенно-осадочная природа миннибаевского комплекса. Восстановление первичного состава метापород петрохимическими и геохимическими методами Н.А. Доморацкого, А.А. Предовского, В.К. Головенка [Горина и др., 1969; Лапинская, Богданова, 1975; Горина, 1982] по морфологии Zr показало принадлежность высокоглиноземистых кристаллосланцев и гнейсов к пелитам, глиноземистых плагигнейсов – к грауваккам и пирокластам, основных кристаллосланцев – к основным метавулканитам (базальтам и пирокластам) кварц-толеитового состава. Все породы связаны петрохимически постепенными переходами, образуя единый литогенетический ряд. В то же время каждый из типов пород слагает индивидуальные слои, пачки в разрезе мощностью от 5 (и менее) до 60 м, чередующиеся в закономерной асимметричной последовательности. Намечаются крупные трехчленные вулканогенно-осадочные ритмы, нижняя часть которых мощностью до 100–200 м сложена основными вулканитами, средняя – граувакками, верхняя – пелитами. Мощности отдельных частей ритмов варьируют, но общая последовательность их чередования в разрезе сохраняется. Она отражает периодичность в проявлении вулканической активности, сменяющейся более длительными периодами осадконакопления.

Описанный характер миннибаевского комплекса довольно устойчиво сохраняется и в других районах его распространения (см. рис. 13). Широкая полоса, сложенная преимущественно высокоглиноземистыми образованиями, охватывает всю южную часть Куйбышевского Заволжья и частично Саратовского Поволжья. Отличительной чертой миннибаевского комплекса в этих районах является чрезвычайно высокая степень ультраметаморфизма, выраженного в появлении обширных полей гранитоидов (см. ниже: рахмановский комплекс), содержащих в качестве темноцветных минералов гранат, кордиерит, силлиманит (Безенчукская, Романовская, Покровская, Краснополянская, Новотуловская, Кулешовская, Новопопубежская, Аткарская и другие площадки).

Миннибаевскому комплексу отвечает "нижекамско-черемшанская свита", выделен-

ная Б.С. Ситдиковым [1968], названная позднее им же "черемшанской", а еще позднее — "миннибаевской" [Ситдиков и др., 1980].

Породы миннибаевского комплекса так же, как и сулеевского, несут на себе влияние диафтореза, как приразломного, так и площадного. При диафторезе породы гранулитового уровня метаморфизма преобразуются в лейкократовые биотитовые плагиогнейсы, кварцитовидные и грейзеноподобные породы, амфибол-биотитовые гнейсы, гранатовые амфиболиты; появляются большие поля гранитоидов, изофациальных с амфиболитовой фацией наложенного регионального метаморфизма.

Среди пород, обязанных влиянию наложенного диафтореза, большой интерес представляют слюдястые и фибролитовые кварциты, связанные с высокоглиноземистыми гнейсами и кристаллосланцами, которые были интерпретированы вначале как продукты грейзенизации глиноземистых ассоциаций [Лапинская, Князев, 1967; Ситдиков, 1968]. Действительно, упомянутые выше породы фиксируются или в гранитоидных полях, или в зонах контакта большечеремшанской серии с гранитоидами (Тлянчи-Тамакская 401, 402, 403; Афанасовская 360, 452; Первомайская 261; Ямашинская 423, 445; Новотулово 6; Корнеевская 202) и по многим чертам сходны с продуктами кислотного выщелачивания глиноземистых пород, описанных С.П. Кориковским [1967] для Алданского щита.

В разрезе скв. 20 000 Миннибаево высокоглиноземистые полиминеральные кристаллические сланцы и гнейсы — плитчатые, тонко- и грубополосчатые, темно-серые с более светлыми, почти белыми, розоватыми или зеленовато-голубоватыми полосами кордиерита или полевых шпатов, с различными по размеру (иногда до 2–3 см) порфиробластами красновато-лилового или сиреневого широп-альмандинового граната. Полосчатость иногда подчеркнута ориентированным расположением листочков графита. Ширина полос измеряется часто миллиметрами. Такая полосчатость, видимо, является отражением первичной слоистости пород и, несомненно, усилена в процессе метаморфической дифференциации. Высокоглиноземистые сланцы и гнейсы часто являются субстратом послыжных, реже гнейсовиднотеневых мигматитов венитового типа. Жильный материал — обычно плагиограниты и микроклиновые, микропертитовые граниты. Структуры пород сугубо метаморфические — порфирогранобластовые, лепидогранобластовые.

Минеральный состав определяется различными сочетаниями граната, биотита, кордиерита, силлиманита, микропертита, кислого и среднего плагиоклаза, кварца, шпинели. В кристаллосланцах суммарное содержание полевых шпатов и кварца менее 50%. Во многих случаях отмечается графит, в некоторых образцах — лимонно-желтый ставролит. Обычными аксессуарными минералами являются циркон, апатит, рутил, сфен.

Биотит-гранат-андезитовые плагиогнейсы слагают в разрезе I пачки 40–50-метровые интервалы. Внешне — это среднекристаллические, светло-серые и серые породы со слабо выраженной полосчатостью, которой подчинены порфиробласты (до 1,5 см) лилового граната и листочки темно-коричневого биотита. Кварц слагает линзовидные обособления, ориентированные согласно полосчатости под углами 30–35° к оси зерна. В нижних частях пачки породы более темноокрашенные, содержание граната в них увеличивается до 25–35%. Своеобразны структуры пород, в которых сочетаются элементы торцовой полигональнозернистой реликтовой структуры с новообразованной порфирогранобластовой или лепидогранобластовой. Типичным для этих пород является повышенная основность плагиоклаза, а также повышенное содержание рудных минералов.

Минеральная ассоциация представлена биотитом — 10–15%, гранатом — до 35, плагиоклазом № 30–47 — 30–40, кварцем — 20–35, микроклином — до 10–15%. Циркон, рутил, апатит — обычные аксесории этих пород.

Биотит-гранатовые плагиогнейсы отличаются большей лейкократовостью и, как правило, появляются в разрезе вблизи зон гранитообразования и интенсивной метасоматической гранитизации. В их составе гораздо большую роль играют кислый плагио-

Таблица 15

Химический состав (в мас. %) железисто-кремнистых пород и минералов большечеремшанской серии

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	47,30	31,52	30,06	51,06	48,34	34,55	55,63	40,40	41,50	39,85
TiO ₂	0,08	0,04	Сл.	0,36	0,16	0,05	Сл.	0,01	0,72	2,40
Al ₂ O ₃	Не обн.	Не обн.	0,46	11,69	Не обн.	22,03	—	4,03	12,56	15,53
Fe ₂ O ₃	0,23	0,60	1,80	1,72	1,75	0,97	28,65	20,70	23,53	7,87
FeO	48,41	63,46	65,23	27,98	41,70	37,93	10,75	11,50	2,59	16,25
MnO	Сл.	—	0,05	0,32	0,07	0,17	0,06	—	0,20	0,52
MgO	2,34	2,16	2,85	3,77	7,00	1,12	1,13	3,20	5,85	1,84
CaO	1,07	0,51	Не обн.	1,43	0,57	3,40	1,72	10,00	9,12	8,42
Na ₂ O	0,03	—	—	0,03	—	—	0,31	0,20	1,13	2,66
K ₂ O	0,01	—	—	0,05	—	—	0,21	Сл.	1,51	0,82
P ₂ O ₅	0,09	—	—	0,43	—	—	1,14	9,68	—	—
H ₂ O ⁺	Не обн.	—	—	—	—	—	—	—	0,09	0,53
H ₂ O ⁻	—	—	—	0,92	—	—	—	—	0,90	—
П.п.п.	—	—	—	—	—	—	0,19	0,23	0,25	—
Сумма	99,56	98,29	100,45	99,76	99,59	100,22	99,79	99,95	99,95	96,69
n _g	—	1,871	1,765	—	1,760	1,811	—	—	—	—
n _p	—	1,822	—	—	1,740	—	—	—	—	—
F _{общ}	92,0	94,5	92,8	81,4	77,5	96,5	94,6	84,2	69,0	86,2
f	92,0	94,4	92,7	80,6	76,9	95,0	83,8	66,9	19,8	83,4

Примечание. 1-6 - зулизиты скв. 31 Несмеяновской площади (Куйбышевская обл.): 1-3 - зулизит-фаялит-ортоферросилитовый (1 - порода, 2 - оливин, 3 - ортоферросилит); 4-6 - зулизит гранат-фаялит-зулитовый (4 - порода, 5 - зулит, 6 - гранат); 7 - пироксен-магнетит-кварцевая порода (Сулеево, скв. 572); 8 - магнетит-гранат-пироксеновый гнейс (Елабуга, скв. 113); 9 - магнетит-пироксен-амфиболовый кварцит (Азев-Салауш, скв. 397); 10 - магнетит-двупироксеновый кварцит (Афанасовская, скв. 513).

клас, микроклин и кварц (до 70–80% пород). Обычно это ярко выраженные грубо-полосчатые мигматиты с четким разделением темноцветных и лейкократовых минералов. Среди аксессуарных минералов присутствуют циркон в виде четырех генераций, апатит, рутил, иногда магнетит.

Биотит-гранат-гиперстеновые плагиогнейсы и кристаллосланцы – мелкокристаллические темно-серые, иногда коричневатые породы с едва заметной полосчатостью, плотные, с отдельными прослоями, содержащими редкие порфиробласты граната. Микроскопически изредка обнаруживаются неоднородности в распределении минералов, особенно плагиоклаза, слагающего округлые обособления, весьма похожие на округлые обломки гравийного размера.

В минеральном составе пород сочетаются плагиоклаз № 48–54 – 30–40%, гиперстен – около 25; гранат – 0–10, биотит – 10–20, кварц – 20–25, калишпат – 0–15, магнетит – до 10–15%, циркон, апатит.

Основные кристаллосланцы и метагабброиды – плотные мелко- и среднекристаллические, темно-серые, почти черные породы с массивной текстурой или со слабо проявленной кристаллизационной сланцеватостью. Многие из вскрытых в разрезе I пачки основных пород скорее представлены габброидами, часть из которых (обр. 107, 142) по минеральному составу тяготеет к габбро-анортозитам.

Соотношения минералов основных метаспоров различны, но все они включают роговую обманку. Обычно они содержат плагиоклаз № 50–55 – 30–60%, гиперстен – 25–40, диопсид – 5–15, роговую обманку – 10–50, биотит – до 5, кварц – 5–10, магнетит – до 10%. Аксессуарные минералы, как и в других породах из этого разреза, представлены апатитом и цирконом, содержание которых резко увеличивается в зонах наложенного окварцевания основных пород. Железистость темноцветных минералов находится в тесной связи с железистостью пород. С ее ростом растет и содержание магнетита.

Помимо этих пород, миннибаевский и сулеевский комплексы иногда содержат железисто-кремнистые образования – зулизиты. В скв. 31 Несмеяновской площади в Куйбышевской области альмандин-ортоферросилит-файялитовые и зулит-файялит-альмандиновые кварциты (зулизиты) вскрыты в тесном переслаивании друг с другом и с характерными для большечеремшанской серии кордирит-силлиманит-гранат-ортоклазовыми гнейсами. В пределах 22-метрового разреза (интервал 3702–3724 м) минералогически различающиеся зулизиты находятся в тесном и тонком переслаивании. Более массивные и темные оливково-зеленые альмандин-ортоферросилит-файялитовые прослои мощностью до 4–5 см без резких контактов переходят в грубополосчатые пестрые темно-красные по общему фону зулит-файялит-альмандиновые. Полосчатость пород часто подчеркивается тонкими почти белыми кварцевыми жилками с незначительным содержанием темноцветных минералов, либо, напротив, черными ортопироксеновыми полосами. Наблюдающаяся в разрезе полосчатость имеет различный порядок и, по-видимому, различную природу. В одном образце керна, т.е. на расстоянии до 10 см, наблюдается смена двух, трех, иногда четырех полос разного состава. Заметна и более грубая полосчатость, когда в интервале 2–4 м перемежаются полосы с преобладанием той или иной разновидности зулизитов – преимущественно безгранатовых или гранатосодержащих. Мощность таких полос достигает 0,5 м. Наконец, в шлифах отчетливо видна микрополосчатость, выраженная чередованием минералогически индивидуализированных полос мощностью до 5 мм.

Количественно-минералогический состав пород следующий: альмандин-ортоферросилит-файялитовые зулизиты: кварц – 34–61%, файялит – 31–60, ортоферросилит и зулит – 1–35, альмандин – 0–3, пирротин – около 1%; зулит-файялит-альмандиновые зулизиты: кварц – 29–67%, альмандин – 23–43, ортоферросилит и зулит – 1–27, файялит – 1–9, пирротин – около 1%.

Отмеченные текстурные особенности пород, наряду с их специфическим химическим составом (табл. 15), позволяют предположить их осадочно-метаморфический генезис и ритмично-слоистый характер разреза, что согласуется с типом строения всей большечеремшанской серии. Однако вследствие неоднородного и, вероятно, неоднократ-

ного метаморфизма в условиях гранулитовой фации вся полосчатость целиком не может рассматриваться как прямое отражение первичной слоистости пород. Упомянутые ортопироксеновые полосы носят явно наложенный характер и обязаны своим появлением чисто метаморфическому процессу изохимической перекристаллизации при смене P - T -условий. При этом более ранний парагенезис фаялита ($F = 94\%$) с кварцем и альмандином ($F = 72-96\%$) замещается ортопироксеном ($F = 77-93\%$).

Аналогичные текстурные черты зулизитов наблюдаются во многих районах Восточно-Европейской платформы [Бондаренко и др., 1977], в особенности много общего у волго-уральских зулизитов с зулизитами центральной части Кольского полуострова [Бондаренко, Дагелайский, 1968]. Кроме высокотемпературных зулизитов, в составе большечеремшанской серии выделяются магнетитовые кварциты, различные по содержанию гиперстена и амфибола [Лапинская, Богданова, 1965].

Метаморфизм большечеремшанской серии, если судить по минеральным ассоциациям пород из скв. 20 000 Миннибаево и другим (табл. 16), достигал высоких температур и давлений ($650-850^{\circ}\text{C}$, $6-10 \cdot 10^2$ МПа) амфиболитовой и гранулитовой фаций умеренных давлений [Богданова и др., 1978; Ситдииков и др., 1980]. Значительные вариации минеральных ассоциаций могли быть обусловлены как различиями состава исходных пород, так и некоторыми различиями в термодинамических условиях метаморфизма. Большое значение имели тектонические факторы, приведшие на один эрозийный уровень породы разных уровней глубинности.

Характерно, что основные метавулканы не обнаруживают следов ранних ступеней метаморфизма, тогда как в метаосадочных породах отчетливо проявлены признаки прогрессивной смены парагенезисов биотит-силлиманитовой субфации гранулитовой фации гранат-кордиерит-ортоклазовой [Лапинская и др., 1979]. Диафорические изменения примерно одинаково затрагивают все породы большечеремшанской серии.

Геохимические особенности пород сулеевского и миннибаевского комплекса по данным изучения разреза скв. 20 000 отражены в табл. 17, 18. На диаграмме А.А. Предовского [Горина, 1982] все породы укладываются в узкую полосу от базальтов до пелитов, в виде нескольких групп в полях пирокластов, граувакк и пелитов. Они образуют непрерывно-дифференцированный литогенетический ряд (по аналогии с вулканическими сериями), что свидетельствует о единстве разреза миннибаевского комплекса и сохраняющемся характере условий осадконакопления в течение его формирования. В эту же полосу попадают породы, относимые к миннибаевскому комплексу из других участков его распространения.

На основе предположения об изохимическом типе метаморфизма комплекса делались неоднозначные сравнения его метаосадочных пород с осадочными формациями фанерозоя [Горина и др., 1969; Лапинская, Богданова, 1975]. Эти сопоставления указывают на субаквальный морской тип осадконакопления первичного разреза миннибаевского комплекса в обстановке неустойчивого тектонического режима, что согласуется с наблюдениями ритмичности разреза. Некоторые петрохимические параметры $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ дают основания думать о значительном влиянии на состав отложений магматических пород основного состава (как синхронных с осадконакоплением, так и продуктов их выветривания). Тогда становится понятным, что отношение $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (титановый модуль) меняется для метапелитов от 0,035 до 0,050 при положительной и достаточно выраженной прямой зависимости.

Из сравнения среднего химического состава и содержания малых, радиоактивных и редкоземельных элементов отдельных типов пород и серии в целом с осадочными породами и толщами геосинклиналей и океанического дна, а также с раннепротерозойской ладожской формацией (рис. 25; см. табл. 18) очевиден оригинальный характер архейских осадочных пород Волго-Уральской области, свидетельствующий о своеобразии тектонических условий осадконакопления и источников сноса в архее. От осадочных толщ геосинклиналей [Ронов и др., 1972] они отличаются повышенными содержаниями SiO_2 , Na_2O , Al_2O_3 , резко пониженными содержаниями CaO , MgO , а также соотношениями

Т а б л и ц а 16

Характерные минеральные ассоциации пород миннибаевского комплекса

Площадь, скважина	Минеральная ассоциация
	Высокоглиноземистые полиминеральные кристаллосланцы и гнейсы
Шентала, 1, 2, 5	Гр56-60 + корд14-22 + гип32-38 + пл26-28 + сил + кв + би30
Сарбай, 45; Томыловская, 29	Гр64-70 + гип36-38 + корд + пл29-41 + би45-51 + орт + сил ± кпш ± кв
Несмеяновская, 31; Черемшан, 4, 176	Гр62-64 + корд + сил + би30-32 + пл28-30 + кв
Новоселхово, 223; Афанасовская, 398; Кутужско-Кадаевская, 164	Гр56-64 + би38 + сил + пл + кв
Мокша, 79; Новосветская, 1; Аскуль, 4; Ново-Ибрайкино, 30; Ямашинская, 469; Ульяновская, 395	Гр70-79 + корд38-42 + гип47-50 + пл27-38 + орт ± би38-49 + кв ± сил
Сутушлинская, 37; Малокинельская, 54; Миннибаево, 4	Гр70-75 + корд + сил + би32-36 + пл27-30 + орт + кв ± шп ± ст
Миннибаево, 20 000	Гр63-86 + корд + сил + шп + би35-45 + пл28-42 + орт + кв Гр65-84 + корд + сил + ст + би35 + пл30-35 + орт + кв
	Глиноземистые гнейсы, бедные кальцием
Миннибаево, 20 000	Гр63-83 + би30-61 + пл30-47 + орт + кв + маг Гр67-77 + гип33-51 + пл48-55 + би37-51 ± кв ± маг Гр59-71 + би35-46 + пл28-40 + орт + кв
	Основные кристаллосланцы и метагабброиды
Миннибаево, 20 000	гип33-67 + пи18 + пл50-55 + роу54-67 + би43-58 ± кв + маг
	Зулизиты
Несмеяновская, 31	ол94 + Гр72-96 + гип77-93 + кв ± маг

петрогенных окислов. Вместе с тем обнаруживаются многие признаки петрохимического сходства большечеремшанской серии с эвгеосинклинальной и осадочно-вулканогенной францисканской формацией Кордильер. При этом средний состав метапелитов (с учетом их мигматизированных аналогов) соответствует глинам эвгеосинклиналей или глубоководных желобов [Лапинская, Богданова, 1975]. Повышенные содержания SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , Ba, Co при пониженных содержаниях MgO, MnO, K_2O можно связать с преобладанием магматических известково-щелочных высокоглиноземистых комплексов в составе источников сноса, поскольку эти особенности свойственны главным образом наиболее грубообломочным осадкам, грауваккам. Одновременно с этим большое влияние на состав пород большечеремшанской серии оказали процессы синхронного толеитового вулканизма, проявившиеся многократно в периоды, предшествующие интенсивному осадконакоплению. Этим вполне объяснимы часто надкларковые содержания Sr, Ni, Fe, особенно в пелитах, которые к тому же благодаря присутствию углеродистого вещества легко обогащались элементами группы железа.

Геохимическая двойственность архейских осадочных пород большечеремшанской серии чувствуется и по распределениям редкоземельных элементов (РЗЭ) (см. табл. 18, рис. 25). Все породы обнаруживают близкий тип распределения РЗЭ с отчетливым Eu и иногда Nd максимумами и высоким отношением Eu/Sm, что подтверждает вывод о суммарном влиянии на состав осадков большечеремшанской серии толеитового вулкана-

Таблица 17

Типичные и средние химические составы (в мас.%) архейских пород миннибаевского комплекса из разреза скв. 20 000 Миннибаево

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
Основные кристаллосланцы и метагабброиды							
107	46,44	2,89	19,00	2,91	9,30	0,12	4,68
142	49,62	1,85	16,40	1,22	12,19	0,16	6,66
494	52,30	0,96	15,70	3,80	8,12	0,17	6,86
Среднее из 12 анализов	48,96	1,36	15,41	3,11	10,17	0,17	7,15
Высокоглиноземистые кристаллосланцы и гнейсы (метапелиты)							
119	44,86	0,99	27,30	2,21	9,26	0,18	4,95
95	49,70	1,10	24,37	1,34	5,54	0,02	3,66
219	57,62	0,90	23,54	0,98	5,77	0,08	2,93
498	70,20	0,40	16,00	0,88	2,00	0,02	1,25
941	72,00	0,54	13,35	0,33	5,32	0,06	1,80
501	75,65	0,48	11,36	0,32	3,80	0,04	2,44
505	81,35	0,32	8,97	0,25	3,22	0,04	0,96
Среднее из 43 анализов	64,16	0,61	16,32	1,32	4,96	0,08	2,05
Биотит-гранат-андезиновые гнейсы (метаграувакки)							
381	57,50	0,90	18,60	0,43	6,54	0,10	3,30
290	62,51	1,07	18,40	0,92	4,67	0,10	2,02
274	68,30	0,60	14,04	2,45	5,55	0,08	1,71
333	70,76	0,47	14,63	0,75	2,61	0,03	0,81
284	73,00	0,47	13,23	1,21	3,30	0,03	1,06
359	81,65	0,35	8,96	0,92	2,44	0,02	1,10
Среднее из 17 анализов	69,36	0,53	14,11	1,83	4,53	0,07	1,24
Биотит-гранат-гиперстеновые гнейсы и кристаллосланцы (метапирокласты)							
339	62,34	0,56	18,04	0,88	5,13	0,12	2,10
362	64,60	0,64	16,70	0,88	3,96	0,09	1,95
149	67,84	1,09	13,66	0,93	5,31	0,06	2,43
Среднее из 6 анализов	65,94	0,68	16,50	0,71	4,80	0,09	2,33
Средневзвешенный состав метасадков большечеремшанской серии							
	67,88	0,59	14,90	1,63	4,67	0,07	1,55
Средний состав осадочной толщи геосинклиналей [Ронов и др., 1972]							
	48,83	0,70	12,86	2,51	3,06	0,109	3,11
Средний состав поверхностных осадков океанов [Ронов и др., 1972]							
	40,76	0,55	2,79	4,26	0,89	0,36	2,29
Средний состав эвгеосинклинальной францисканской формации [Ронов, Ярошевский, 1976]							
	65,8	0,5	13,70	1,60	3,60	0,1	2,60

Примечание. Средневзвешенный состав метасадков большечеремшанской серии определялся из соотношения: метапелиты – 30%, метаграувакки – 65%, метапирокласты – 5%, вычисленного по вскрытой суммарной мощности пород в разрезе скважины.

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	П.п.п.	С у м м а
Основные кристаллосланцы и метагабброиды							
7,07	2,42	0,49	0,62	2,33	Не опр.	3,02	101,29
7,58	2,64	0,27	0,09	1,08	"	2,08	101,84
7,84	0,50	1,10	0,15	Не опр.	0,10	2,00	99,60
8,17	2,01	0,86	0,22	0,08	-	1,85	-
Высокоглиноземистые кристаллосланцы и гнейсы (метапелиты)							
2,95	2,48	2,62	0,02	1,78	-	2,80	102,40
4,75	4,80	2,50	0,02	-	0,28	1,90	99,98
1,69	1,93	3,24	0,02	-	-	1,64	100,34
1,20	1,80	3,72	0,09	-	0,20	2,10	99,86
1,26	0,88	2,50	0,68	0,45	0,16	1,18	100,51
1,00	1,39	2,12	0,03	-	-	1,30	99,93
1,46	1,40	1,05	0,02	-	0,05	1,00	100,09
3,22	2,76	1,80	0,06	-	-	-	-
Биотит-гранат-андезиновые гнейсы (метаграувакки)							
7,50	2,00	1,20	0,50	-	0,20	0,80	99,57
3,36	3,82	2,10	0,01	1,53	-	1,78	102,29
3,20	2,50	1,10	0,17	-	0,22	0,56	100,48
2,60	3,50	3,40	0,01	-	0,12	0,62	100,31
3,06	3,00	1,10	0,01	-	0,20	0,81	100,48
1,87	1,89	1,20	0,01	0,50	-	0,55	101,48
3,32	2,81	1,21	0,08	-	-	-	-
Биотит-гранат-гиперстеновые гнейсы и кристаллосланцы (метапирокласты).							
6,46	2,18	0,88	0,40	-	-	1,10	100,19
4,97	3,10	1,40	0,26	-	0,26	0,85	99,66
3,65	2,34	1,66	0,02	1,17	-	1,25	101,41
4,46	2,39	1,61	0,18	-	-	-	-
Среднезвешенный состав метаосадков большечеремшанской серии							
3,38	2,78	1,41	0,08	-	-	-	-
Средний состав осадочной толщи геосинклиналей [Ронов и др., 1972]							
12,70	1,65	1,92	0,156	-	-	-	-
Средний состав поверхностных осадков океанов [Ронов и др., 1972]							
18,45	2,37	1,55	0,15	-	-	-	-
Средний состав эвгеосинклинальной францисканской формации [Ронов, Ярошевский, 1976]							
3,00	3,4	1,6	0,1	-	-	-	-

Т а б л и ц а 18

Содержание малых и редкоземельных элементов* (в г/т)
в породах из разреза скв. 20 000 Миннибаево

№ обр.	V	Cr	Co	Ni	Zn	Pb	Ba	Sr
Основные кристаллосланцы и метагабброиды								
Среднее из 6 ана- лизом	260	230	80	200	135	20	200	200
Высокоглиноземистые кристаллосланцы и гнейсы (метапелиты)								
119	320	440	55	180	220	30	—	—
95	300	360	42	150	160	18	730	—
219	220	290	33	70	160	78	1130	241
498	110	230	44	120	200	26	—	—
941	130	190	58	82	90	26	—	—
501	60	100	14	37	100	28	—	—
505	47	110	13	38	80	20	—	—
Среднее из 11	189/15	292/15	41/15	118/15	141/15	43/15	1344/11	220/9
Биотит-гранат-андезиновые гнейсы (метаграувакки)								
290	300	330	48	170	170	33	—	—
Биотит-гранат-гиперстеновые гнейсы и кристаллосланцы (метапирокласты)								
339	72	38	15	25	80	18	—	—
362	84	25	12	14	50	22	—	—
149	74	12	18	32	110	22	—	—
Среднее из 11	108/6	34/6	18/6	23/5	63/5	20/5	625/2	265/2
Средневзвешенное содержание в метаосадках большечеремшанской серии								
6	101	124	13	54	98	36	858	271
274	38	25	19	9	90	26	868	298
333	32	55	5	7	Нет	64	1293	256
284	38	20	9	12	60	32	440	381
359	42	13	73	39	40	26	420	196
Среднее из 11	60/11	54/11	19/11	27/11	80/11	34/11	652/6	295/6

* Определение элементов проводилось количественным спектральным, рентгенофлуоресцентным и инструментальным нейтроно-активационным методами во ВНИИЯГГ и ИМГРЭ.

П р и м е ч а н и е. В знаменателе — *n*.

низма, с одной стороны, и известково-щелочных магматических комплексов — с другой. Характерное для всех архейских метаосадочных пород значительное фракционирование РЗЭ (La/Yb до 132,5) во многих случаях наблюдается в сильно гранитизированных разновидностях, где в заметных количествах концентрируется апатит.

Синхронные осадконакоплению основные метавулканы миннибаевского комплекса относятся к кварцевым толеитам или щелочным базальтам. Они более кремнекислотны и глиноземисты по сравнению с базальтоидами кинельского комплекса, выделяются они более калиевым составом, своеобразием дифференциации, вероятно всего обусловленным ассимиляцией расплавами осадочного материала [Богданова, Гафаров, 1978]. По содержанию малых элементов они очень близки сулеевским и кинельским метабази-

Rb	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Ib	Lu	Eu/Sm	La/Ib
Основные кристаллосланцы и метагабброиды									
77	25,2	42,4	53,5	6,1	2,1	3,1	0,10	0,3	8,2
Высокоглиноземистые кристаллосланцы и гнейсы (метапелиты)									
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	85,6	66,2	53,3	3,4	3,0	2,54	0,04	0,9	33,7
57	104,7	154,4	91,7	10,3	2,6	0,79	0,10	0,3	132,5
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
59/9	51,7/10	65,8/10	37,7/10	3,9/10	1,9/10	1,6/10	1,3/10	0,5	32,3
Биотит-гранат-андезиновые гнейсы (метаграувакки)									
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Биотит-гранат-гиперстеновые гнейсы и кристаллосланцы (метапирокласты)									
—	18,7	33,5	22,5	3,1	1,1	1,7	0,16	0,4	11,0
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
52/1	20,2/3	30,1/3	23,8/3	2,3/3	1,3/3	1,5/3	0,14/3	0,6	13,5
Средневзвешенное содержание в метаосадках большечеремшанской серии									
35	51,6	70,0	31,1	4,0	1,8	1,16	0,44	0,5	49,3
—	47,8	72,0	34,9	3,9	1,84	0,7	0,10	0,5	68,3
27	76,3	118,7	19,9	6,5	1,7	1,56	0,14	0,3	48,3
—	86,4	123,5	36,0	6,6	1,7	1,22	0,10	0,2	70,8
18	30,6	40,3	26,6	2,0	1,1	0,49	0,07	0,61	62,4
23/2	53,9/6	75,1/6	28,6/6	4,2/6	1,8/6	0,9/6	0,07/6	0,4	59,9

там (см. рис. 21). Они также обогащены элементами группы железа, выделяются высоким отношением Ni/Co (2,5), высоким содержанием Cr (230 г/т), явным преобладанием Na_2O над K_2O . Близость метабазитов кинельского, сулеевского и миннибаевского комплексов, несмотря на некоторые их отличия, подтверждается преемственностью их составов во времени по ряду геохимических показателей. Вверх по разрезу, т.е. от кинельского комплекса к сулеевскому и миннибаевскому, постепенно растет содержание глинозема, хотя зависимость $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ сохраняется (см. рис. 16), увеличиваются кремнекислотность, отношение Ni/Co (от 1,1 до 2,5–3), содержание фосфора (от 0,13 до 0,23 мас.% P_2O_5), постепенно падает содержание Na_2O в пользу K_2O ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ меняется от 5,2 до 3,3 в сулеевском и 2,3 в миннибаевском комплексах).

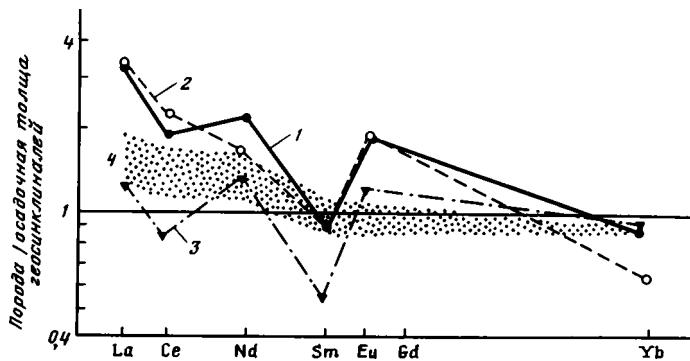


Рис. 25. Сравнение содержания редкоземельных элементов в архейских метаосадочных породах большечеремшанской серии со средним их содержанием в осадочных толщах геосинклиналей [Ронов и др., 1972]

1 — в метапелитах, 2 — в метаграувакках, 3 — в метапирокластах, 4 — суммарный спектр РЗЭ в ладожской серии раннего протерозоя [Ронов и др., 1977]

Таким образом, если судить по геохимическим данным, тектоническая обстановка формирования большечеремшанской серии в целом более всего соответствовала тем структурам, где сочетаются высокая подвижность земной коры, толеитовый магматизм и накопление ритмично-слоистых туфогенно-терригенных граувакковых толщ, а также присутствие в непосредственной близости источников сноса известково-щелочного состава. Хорошо известно, что в современной земной коре этим условиям удовлетворяют активные окраины континентов, с типичным рядом структур краевых морей и островных дуг. По мнению Дж. Тарни, краевые моря, формирующиеся при рифтогенезе более ранней сиалической коры, можно рассматривать как вероятные аналоги бассейнов накопления в архее толщ осадков и базальтоидов типа большечеремшанских [Ранняя история . . . , 1980]. Кинельский комплекс характеризует основание таких разрезов. Они характерны для архейских разрезов щитов. На Алданском щите возможный аналог кинельского разреза — зверевская серия или курультино-гонамский комплекс, таковы же упомянутые выше разрез Побужья и Приднестровья, щучинская серия Белоруссии.

Таким образом, в Средневожском мегаблоке выделяются три типа архейских разрезов. Наиболее древним, существенно магматогенным является нурлатский разрез сиалического (назовем условно "метаандезитовый") профиля. Он постепенно сменяется по латерали более меланократовым "метабазитовым" типом разреза, в составе которого до 50–60% может принадлежать основным кристаллосланцам и метагабброидам. Наконец, в третьем, осадочно-вулканогенном, типе разреза метаосадки чередуются с метабазитами с толеитовым (феннеровским) трендом кристаллизации. Этот "метаосадочно-базитовый" тип разреза принадлежит более высокому архейскому этажу, чем два предыдущих.

Нижнепротерозойские осадочно-вулканогенные комплексы (2,6–1,9 млрд лет)

Осадочно-вулканогенные комплексы нижнего протерозоя обнаружены в кернах не более 3% скважин, достигших фундамента, и распространены только в областях интенсивного диафтореза и повторных ультраметаморфических изменений архейских комплексов Средневожского мегаблока. Выделяются два комплекса, рассматриваемые в ранге стратиграфических серий: сармановский и воронцовский. Непосредственные контакты комплексов нигде не установлены, но каждый из них занимает вполне определенное положение в структуре Средневожского мегаблока. Сармановский комплекс приурочен к узким линейным приразломным структурам, радиально расходящимся от центра мегаблока и секущим архейские комплексы северо-восточного простра-

ния (см. рис. 13). Воронцовский комплекс в пределах Средневожского мегаблока вскрыт единичными скважинами (Чекан 1, Грахановская 6, Землянская 54, Новосергиевская 1 и др.) в периферических частях этой структуры. Однако в Саратовско-Волгоградском Поволжье, на продолжении Средневожского мегаблока, уже в Пачелмской зоне сочленения Волго-Уральского и Воронежского сегментов литосферы, он изучен детально и сопоставлен с песчанико-сланцевой толщей воронцовской серии Воронежского массива [Флоренский, 1955; Лапинская, Князев, 1967; Постников, 1976; и др.]. Здесь воронцовский комплекс сланцев плащеобразно широкой полосой перекрывает архейские гранулиты. Большое количество галек сланцев и кварцито-сланцев воронцовского комплекса наблюдается в составе грубообломочных толщ рифея в Сергиевско-Абдуллинском авлакогене, что свидетельствует о глубокой эрозии Средневожского мегаблока и широком развитии комплекса в пределах этой структуры в предрифейский этап.

Сармановский комплекс (сармановская серия). Комплекс объединяет биотит-амфиболовые, амфиболовые сланцы и "роговики" (скв. 61 Сарманово-Рангаварской, скв. 519, 511, 434 Тлячи-Тамакской, скв. 1 Кутузовской, скв. 6 Озеркинской, скв. 120 Приказанской площадей), жадритовые сланцы (скв. 700 Уратьминской), гематитовые кварциты (скв. 2 Янги-Аула), метакarbonатные породы (скв. 690 Степноозерской площади). Равновесный характер минеральных ассоциаций, соответствующих амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациям регионального метаморфизма низких давлений, и отсутствие интенсивных ультраметаморфических преобразований существенно отличают их от сходных по фациям метаморфизма (а иногда и по внешнему облику) диафторитов архея.

В сложении сармановского комплекса участвуют метавулканогенные и метаосадочные породы, но ни в одной из скважин не обнаружено их переслаивание. Создается впечатление, что в одних структурах резко преобладают метавулканогенные, а в других — метаосадочные толщи.

Метавулканы сармановского комплекса представлены биотит-амфиболовыми, амфиболовыми и амфибол-клинопироксеновыми кристаллическими сланцами. Вскрываемые скважинами мощности разрезов достигают 10 м. Контакты с вмещающими толщами не вскрыты. Породы мелкозернистые, реже среднезернистые со сланцеватостью, выраженной в различной степени. Иногда отмечается полосчатая текстура, обусловленная чередованием разностей различного состава. Структуры пород в зависимости от степени рассланцованности более или менее выраженные, лепидонематогранобластовые, нематогранобластовые.

Биотит-амфиболовые кристаллические сланцы (скважины Тлячи-Тамакская 529, Уратьминская 712, Озеркинская 6, Кутузовская 1) сложены светло-зеленой или голубовато-зеленой роговой обманкой актинолит-эденитового ряда — 40—50%, темно-коричневым биотитом — 15—25%, плагиоклазом № 37—45 и кварцем — 35—50% породы. Иногда в породах содержится до 15% микроклина. Акцессорные минералы: апатит, рудные, иногда сфен и турмалин. Помимо роговых обманок, в породах отмечается бесцветный куммингтонит. Структура пород обусловлена более или менее строгой ориентировкой листочков биотита, столбчатых зерен роговой обманки и игольчатых — куммингтонита на фоне гранобластовой кварц-полевошпатовой массы.

Амфиболовые кристаллические сланцы (скважины Сарманово-Рангазарская 6, Тлячи-Тамакские 491, 583) сложены светло-голубовато-зеленой или темной оливково-зеленой роговой обманкой, составляющей 55—70% породы, и плагиоклазом № 35—55. Выделяются разности, содержащие кварц (до 20%), и бескварцевые. Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом и рудными. В Ямашинской скв. 466 отмечается ассоциация коричневатозеленой роговой обманки и бесцветного куммингтонита.

Амфибол-клинопироксеновые кристаллические сланцы (скважины Тлячи-Тамакская 583, Приказанская 120) сложены голубовато-зеленой и оливково-зеленой роговой обманкой, диопсидом и плагиоклазом № 39—59. В Тлячи-Тамакской скв. 583 сланцы этого типа образуют тонкое чередование с прослоями амфиболовых кристаллических сланцев.

Минеральные парагенезисы в целом равновесны. Отмечаются незначительные изменения составов амфиболов в краевых частях зерен и каемки раскисления в зернах плагиоклазов. В полосчатых амфиболовых кристаллических сланцах прослеживаются про-

Т а б л и ц а 19

Средний химический состав (в мас. %) основных метавулканитов сармановского и воронцовского комплексов

Породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
Биотит-амфиболовые кристаллосланцы	55,95	0,99	14,06	1,69	9,50
Амфиболовые и диопсид-амфиболовые кристаллосланцы	48,32	0,96	13,91	4,29	10,53
Биотит-амфиболовые сланцы (метадиабазы)	52,50	0,64	15,85	2,56	7,05

цессы метаморфической дифференциации, сопровождающиеся перераспределением Са и щелочей, что также частично нарушает равновесность минеральных парагенезисов. Метаморфизм пород отвечает фации куммингтонитовых амфиболитов и изофациален диафторезу архейского основания и фации гранитоидов бакалинского комплекса.

Вулканогенная природа этих образований устанавливается по структурным особенностям, близким к метавулканитам сортавальской серии Балтийского щита, по сохранившимся реликтам дометаморфических структур. Наиболее достоверно реликтовые магматические структуры сохранились в амфибол-диопсидовом кристаллическом сланце Приказанской скв. 120, где на фоне мелкозернистой массы выделяются наиболее крупные (до 2 мм), гранулированные в краевых частях таблитчатые зерна плагиоклаза № 43—44 с триадным и зональным двойникованием — реликты фенокристаллов плагиоклаза в вулканитах.

По петрохимическим данным (табл. 19) метавулканиты сармановского комплекса представлены двумя группами пород, соответствующими толеитовым базальтам и андезитобазальтам, четко выделяющимся на диаграмме *AFM* (см. рис. 17) [Постников, 1976; Богданова, Гафаров, 1978].

Для выделенных групп пород не удастся определить приуроченности какого-либо типа метавулканитов к определенным структурам. И, по-видимому, все они относятся к единой формации, обладающей слабой контрастностью. Повышенная калиевоность некоторых из них частично обусловлена наложенными изменениями.

В западной части Альметьевского блока рядом скважин Уратьминской площади вскрыты биотит-жедритовые кристаллосланцы и глиноземистые биотит-гранатовые сланцы, состоящие из кварца, олигоклаза, микроклина, биотита, мусковита, граната и графита. Исходным материалом этих пород служили осадочно-терригенные (граувакковые) образования [Постников, 1976].

Биотит-жедритовые, биотит-жедрит-кордиеритовые, биотит-жедрит-куммингтонитовые кристаллосланцы вскрыты Уратьминской скв. 700, в керне которой наблюдается их частое и нередко тонкое (по 0,5—2 см) чередование. Породы мелко- и среднезернистые, обладают хорошо выраженной сланцеватостью и большей частью лепидонематогранобластовой структурой.

Жедрит встречается почти во всех разновидностях сланцев, составляя до 40% породы в куммингтонит-жедрит-плагиоклазовых участках, содержащих незначительное количество биотита и кварца. В биотит-кордиеритовых разновидностях сланцев содержание жедрита минимально. В большинстве случаев жедрит образует призматические зерна, иногда достигающие 15 мм в длину, и слагает вытянутые скопления, окаймленные листочками биотита. Крупные зерна содержат удлиненные вдоль спайности включения кварца и апатита.

Биотит встречается во всех разновидностях сланцев, составляя до 40% породы. Содержание его снижается в почти бескварцевых куммингтонит-плагиоклазовых участках, где куммингтонит образует игольчатые сростки с жедритом и где содержится до 5% рудных минералов и апатита. Кордиерит встречается в отдельных прослоях вместе с биотитом, кварцем, олигоклазом и жедри-

MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	n
0,17	4,27	6,46	3,26	1,32	0,17	7
0,14	7,12	10,67	1,92	—	0,12	4
0,16	6,89	7,73	3,12	0,84	0,11	3

том, образуя слабо удлинённые порфиобласты с большим количеством включений тонкоиглочатого апатита и мелкозернистого магнетита. В юго-западной части Альметьевского блока, на Степноозерской площади (скв. 690) были вскрыты ни разу до того не встречавшиеся карбонатные сланцы различного состава. Выделяются две группы пород. Первая представлена тонким чередованием (1–3 мм) темно-серых мелко- и среднекристаллических пород, меняющихся по зернистости и составу. В одних прослоях преобладают диопсид и плагиоклаз, в других – скаполит, диопсид и плагиоклаз, в третьих – скаполит и карбонат и т.д.

В общем, содержания минералов варьируют в следующих пределах: диопсид – до 50%, скаполит – 0–50, амфибол – 5–15, эпидот – 5–30, плагиоклаз № 24–35 – 25–55, карбонат – 5–10, кварц – 10–40%, акцессорные – сфен и апатит. Другая группа пород – биотит-амфиболовые сланцы – более выдержана по минеральному составу: плагиоклаз № 23–28 – 50–55%, кварц – 10–15, амфибол – 25–30, биотит – до 5, карбонат и эпидот – менее 3%, акцессорные – сфен, циркон.

Минеральные ассоциации в целом неравновесны, что четко фиксируется в реакционных взаимоотношениях минералов в породах первой группы, показывающих регрессивную смену более высокотемпературного парагенезиса диопсид+карбонат+андезин на амфибол+эпидот+олигоклаз.

Оценивая формационную принадлежность сармановского комплекса, следует учесть сочетание в нем слабоконтрастных основных метавулканитов (толеиты и андезибазальты) повышенной щелочности, граувакковых и карбонатных осадочных пород. Присутствие в последних скаполита свидетельствует о возможной сульфатной составляющей в разрезе комплекса. Определенно, хотя и не ярко, выражена латеральная изменчивость разреза, так что в одних структурах преобладают вулканиты, в других – граувакки или карбонатные породы. Все это и характер залегания комплекса в узких межблоковых структурах позволяет сравнивать разрез сармановского комплекса с троговым комплексом Сибирской платформы, возникшего в условиях рифтогенеза архейского протометаморфического слоя [Лейтес, Федоровский, 1977; Грачев, Федоровский, 1980].

Воронцовский комплекс. Комплекс представляет собой дислоцированную толщу переслаивания в различной степени метаморфизованных сланцев разнообразного состава, мелкозернистых гнейсов, метапесчаников, метаалевролитов, филлитов, углистых сланцев, прорванных интрузиями гранитоидов и основных пород.

Среди сланцевых пород выделяются две основные разновидности: слюдяные, преобладающие в составе комплекса, и амфиболовые, имеющие подчиненное значение, но довольно часто чередующиеся со слюдяными. Между этими разновидностями существует большое количество разнообразных переходных по составу пород: биотит-амфиболовые, биотит-цоизитовые, биотит-мусковит-цоизит-амфиболовые и др. Сланцы имеют темную окраску, тонкослоистые, плоскости рассланцевания субпараллельны оси зерна, что указывает на интенсивную дислоцированность пород. Структура сланцев мелкозернистая, лепидобластовая, иногда порфириобластовая. Наиболее часто встречаются биотит-мусковит- (серицит-) кварцевые, биотит-турмалин-кварцевые, биотит-

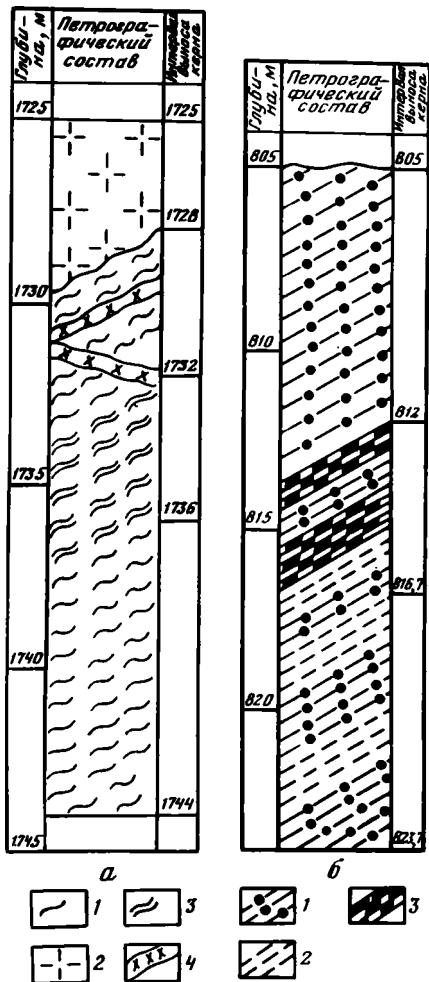


Рис. 26. Схематические разрезы нижнепротерозойского воронцовского комплекса

а — скв. 21 Абрамовской площади: 1 — биотитовые сланцы и мелкозернистые плагиогнейсы, 2 — биотит-мусковитовые сланцы, 3 — двуслюдяные граниты волгоградского комплекса, 4 — секущие и послые прожилки плагиогранитов с турмалином; б — скв. 974 Хопер: 1 — метапесчаники и металевролиты, 2 — филлиты, 3 — углистые сланцы

амфибол-кварцевые, амфибол-цоизит-эпидот-кварцевые сланцы; обычна тонкая пылеватая примесь графита. В кварце наблюдается переслаивание сланцев разного состава (рис. 26, табл. 20). Минеральные ассоциации соответствуют метаморфизму зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций низких давлений. В скв. 7 Верховская обнаружены андалузитсодержащие сланцы, что позволяет предполагать некоторую неоднородность условий метаморфизма описываемого комплекса.

Наиболее характерные парагенезисы слюдяных сланцев, их зональное распределение отвечают метаморфическим зональным комплексам андалузит-силлиманитовой фациальной серии. Петрохимические и структурно-текстурные особенности показывают соответствие глиноземистых пород грауваккам, а амфиболсодержащих сланцев — псаммитам с карбонатным цементом и примесью пирокластики. Их частое и закономерное чередование в разрезе, градационная слоистость свидетельствуют о флишеидном характере песчанико-сланцевой толщи [Шишов, 1976; Постников, 1976]. В.В. Шишов выделяет в составе песчанико-сланцевой толщи три формации: кремнисто-углистую (базальную), флишевую и нижне-

молассовую, отличающиеся также, по его мнению, и структурным планом. Однако имеющиеся фактические структурные данные, на наш взгляд, недостаточны для разделения в плане флишевой и нижнемолассовой формаций, хотя и имеются петрохимические и структурно-текстурные различия флишеидных образований в разных участках зон, особенно на границе с Рязано-Саратовским авлакогеном.

Метадиабазы из скв. 20, 28 Терсинской и 23 Абрамовской площадей обладают отчетливо выраженной офитовой или диабазовой структурой, состоят из лабрадора или андезина, авгита, актинолита, биотита с небольшой примесью рудных компонентов. Отнесение этих пород к раннему протерозою основано на их расположении среди сланцев и на малой степени метаморфизма, фациально соответствующего воронцовской серии.

Обширную группу пород составляют образовавшиеся в результате кислотного выщелачивания глиноземистых пород мусковитовые и фибролитовые кварциты, фибролит-биотит-мусковитовые сланцы, вскрытые некоторыми скважинами Уратьминской, Тлянчи-Тамакской, Аргуновской, Азнакаевской, Иргизской и других площадей. Иногда породы этого типа обнаруживают непосредственные переходы к архейским образованиям. Однако отмеченные выше признаки кислотного выщелачивания в протерозойских образованиях и приуроченность некоторых из этих пород к раннепротерозойским структурам (Тлянчи-Тамак, скв. 405, 488, 511) наряду с некоторыми структурными особенностями и наличием турмалина позволяют рассматривать их как возможные

Т а б л и ц а 20

Химический состав (в мас. %) метасадочных пород
раннепротерозойских комплексов Волго-Уральского сегмента

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	61,90	53,80	62,96	60,00	56,83	47,90	70,02	62,72	58,86
TiO ₂	0,71	0,93	0,58	0,60	0,57	0,90	0,55	0,62	0,62
Al ₂ O ₃	16,30	27,23	18,91	17,80	19,80	20,70	13,98	16,40	16,83
Fe ₂ O ₃	0,62	1,56	1,78	1,63	—	2,18	—	0,95	0,73
FeO	6,82	3,75	3,73	5,65	5,90	8,40	4,53	5,75	6,64
MnO	0,07	—	0,01	0,06	0,08	0,07	0,06	0,08	0,32
MgO	5,00	3,89	2,27	3,25	3,23	5,41	1,92	3,10	2,44
CaO	1,44	1,80	1,12	1,00	4,94	2,71	2,44	1,18	9,12
Na ₂ O	1,14	2,67	2,80	2,50	2,45	4,00	2,94	3,90	0,43
K ₂ O	3,62	2,48	2,44	4,20	5,22	4,77	2,10	3,02	1,25
H ₂ O ⁺	1,34	Не опр.	0,17	1,06	Не опр.	1,00	0,90	1,08	0,66
H ₂ O ⁻	Не опр.	”	0,63	Не опр.	”	0,48	Не опр.	Не опр.	Не опр.
P ₂ O ₅	0,06	0,32	0,09	0,19	0,13	0,14	1,144	0,23	0,25
П.п.п.	0,65	1,54	2,88	1,58	0,62	1,00	1,41	0,23	1,32
С у м м а	99,67	99,97	100,37	99,52	99,77	99,66	101,99	99,26	99,47

П р и м е ч а н и е. 1 — квантит-гранат-мусковит-биотитовый кристаллосланец (кукморский комплекс), Северный Купол, скв. 205; 2–9 — воронцовский комплекс и унийская толща: 2–4 — метапелиты (2 — Балашов, скв. 1; 3 — Хопёр, скв. 974; 4 — Уни, скв. 3), 5–8 — метапсаммиты (5 — Абрамовская, скв. 20; 6 — Верховская, скв. 7; 7 — Карасёвская, скв. 13; 8 — Уни, скв. 3), 9 — карбонатсодержащие сланцы, Уни, скв. 3

продукты кислотного выщелачивания протерозойских глиноземистых толщ. С большей вероятностью можно относить к нижнему протерозою биотит-гранатовые гнейсы Чекана, незначительно подверженные выщелачиванию. Таким образом, нижнепротерозойский осадочно-вулканогенный разрез Средневожского мегаблока включает осадочно-вулканогенный сармановский комплекс, характерной чертой которого являются вулканиды андезит-базальтового ряда повышенной щелочности, и залегающие выше терригенные породы воронцовского комплекса флишоидного типа.

Магматические (интрузивные) и ультраметабазитные комплексы

Магматические комплексы являются главным элементом разреза земной коры Средневожского мегаблока. Они слагают, как было показано, вместе с ультраметаморфитами почти весь разрез нижнего архейского структурного этажа (отраденскую серию), около 20% первичного разреза большечеремшанской серии и значительную часть разреза раннепротерозойских сармановской и воронцовской серий. Весьма многочисленны интрузивные проявления основного ряда, связанные с каждым тектоно-магматическим этапом, и в особенности с архейским. Широко распространены гранитоидные комплексы, представленные гаммой пород от среднего до ультракислого состава, для многих из которых предполагается прохождение стадии магматического расплавления в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций.

Возраст и последовательность магмопроявлений устанавливаются по таким признакам, как соотношение метаморфизма магматических тел и вмещающих пород, взаимоотношения магматических пород между собой и со слоистыми осадочно-вулканогенными образованиями, прослеживаемыми иногда непосредственно в керне скважин, по положению в структуре фундамента. Изотопное датирование фиксирует эпохи динамотермальных перестроек, но не дает возможности разделить магматические комплексы по их первоначальному возрасту.

Помимо рассмотренных вместе с отрадненской серией архейских габброидов, иногда переходящих в пироксениты или габбро-анортозиты (екатериновский комплекс), которые могут представлять как интрузии, так и внутриформационные силы, большую роль в строении земной коры Средневолжского мегаблока играют крупные субрасслоенные тела туймазинского габбро-норит-анортозитового комплекса. Этот комплекс не подвергся однородному амфиболит-гранулитовому метаморфизму, охватившему архейские серии, и, вероятно, интродуцирован в уже метаморфизованный субстрат. Он испытал прогрессивный зональный метаморфизм (автометаморфизм?) от эклогитогнейсовой и гранат-амфиболитовой до гранулитовой фаций умеренных давлений и, как и архейские серии, диафорическую переработку в раннем протерозое в условиях амфиболитовой фации низких давлений. Пока нигде не обнаружены основные интрузивные комплексы раннего протерозоя, а лишь кислые, преимущественно ультрамагматические образования.

Туймазинский комплекс. Туймазинский габбро-норит-анортозитовый комплекс четко выделяется в линейных зонах оригинальной геофизической характеристикой, отображающей резко дифференцированный характер физических свойств слагаемых им протяженных тел. Эта дифференцированность обусловлена, с одной стороны, разнообразием первично-магматической ассоциации комплекса, а с другой — интенсивной метаморфической переработкой первичных пород, что привело к появлению целого ряда новообразований. Учет этих наложенных изменений позволил выделить метаморфические аналоги габбро-норитов, габбро-анортозитов, анортозитов среди таких пространственных пород фундамента региона, как двупироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы и гнейсы, амфиболиты и амфиболовые гнейсы, эндрбито-гнейсы, биотитовые плаггиогнейсы [Богданова, 1974].

Анализ петрографической зональности наиболее изученного Туймазинского массива, данные о строении 2-километрового разреза комплекса в скважинах Туймазы 2000, Бавлинской 20 011, линейность тел, картируемых геофизически и по скважинам на протяжении до 100 км, свидетельствуют о пластинообразной форме тел мощностью до 10 км (рис. 27).

Магматическая природа туймазинского комплекса доказывается многими признаками, среди которых: реликты магматических структур и минералов, закономерные соотношения составов этих минералов и химических компонентов пород, соответствующие порядку кристаллизации из расплава, расслоенность тел и отвечающая ей дифференцированность пород по минералогическому и химическому составу.

Архейский возраст туймазинского комплекса подтверждается тем, что он древнее наложенного позднеархейского полифациального метаморфизма, возраст которого датирован К-Аг методом по слюдам и амфиболам около 2,6 млрд лет [Богданова и др., 1978].

Туймазинский габбро-норит-анортозитовый массив расположен на юго-восточном погружении Татарского свода в Сергиевско-Абдуллинском авлакогене, где на относительно небольшой площади сосредоточено около 150 скважин, вскрывших фундамент. Из них Туймазы 2000 прошла по фундаменту более 2 км, а Бавлинская 20 011 — около 700 м (рис. 28).

Результаты изучения пород фундамента этого района отражены в ряде работ [Чарыгин, 1960; Богданова, 1974].

Проведенные в последние годы специальные исследования метаморфизма пород фундамента этого района с учетом данных бурения новых скважин и особенно скв. 2000 позволили в значительной мере уточнить и пересмотреть ранее высказанные представления. Было установлено, что наблюдаемая петрографическая зональность Туймазинско-Александровского района в основном обусловлена сложением двух (?) разновозрастных метаморфических зональностей и, по-видимому, первичной расслоенности габбро-норит-анортозитового массива [Богданова, 1974; Богданова и др., 1978].

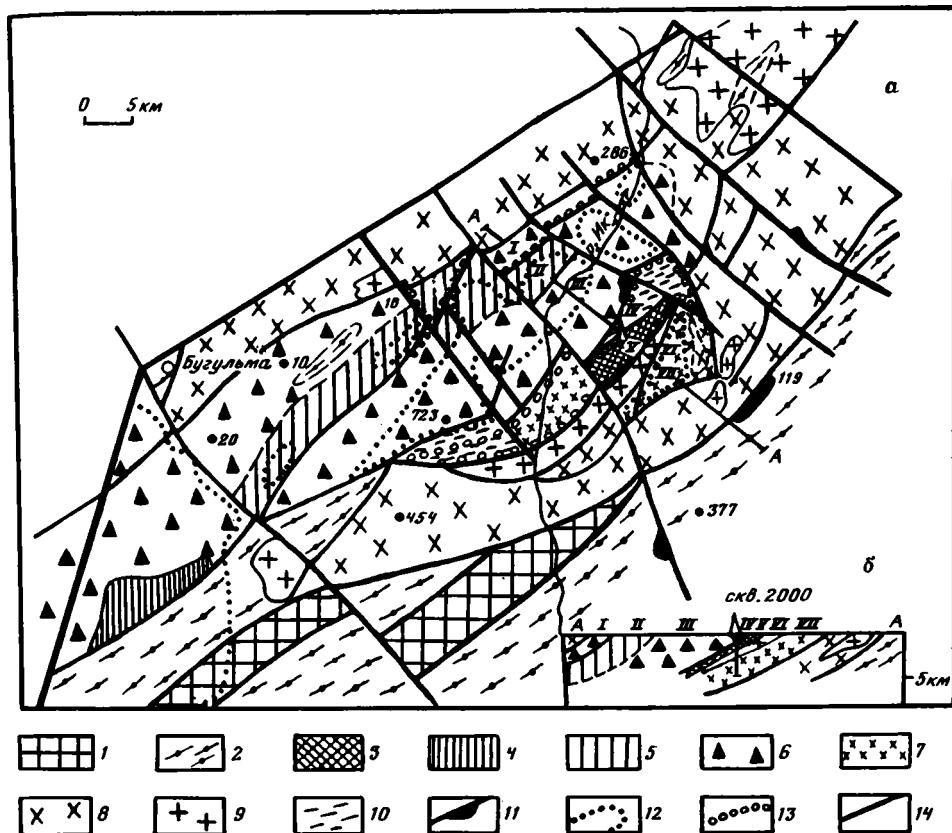
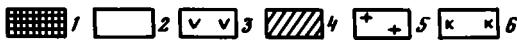
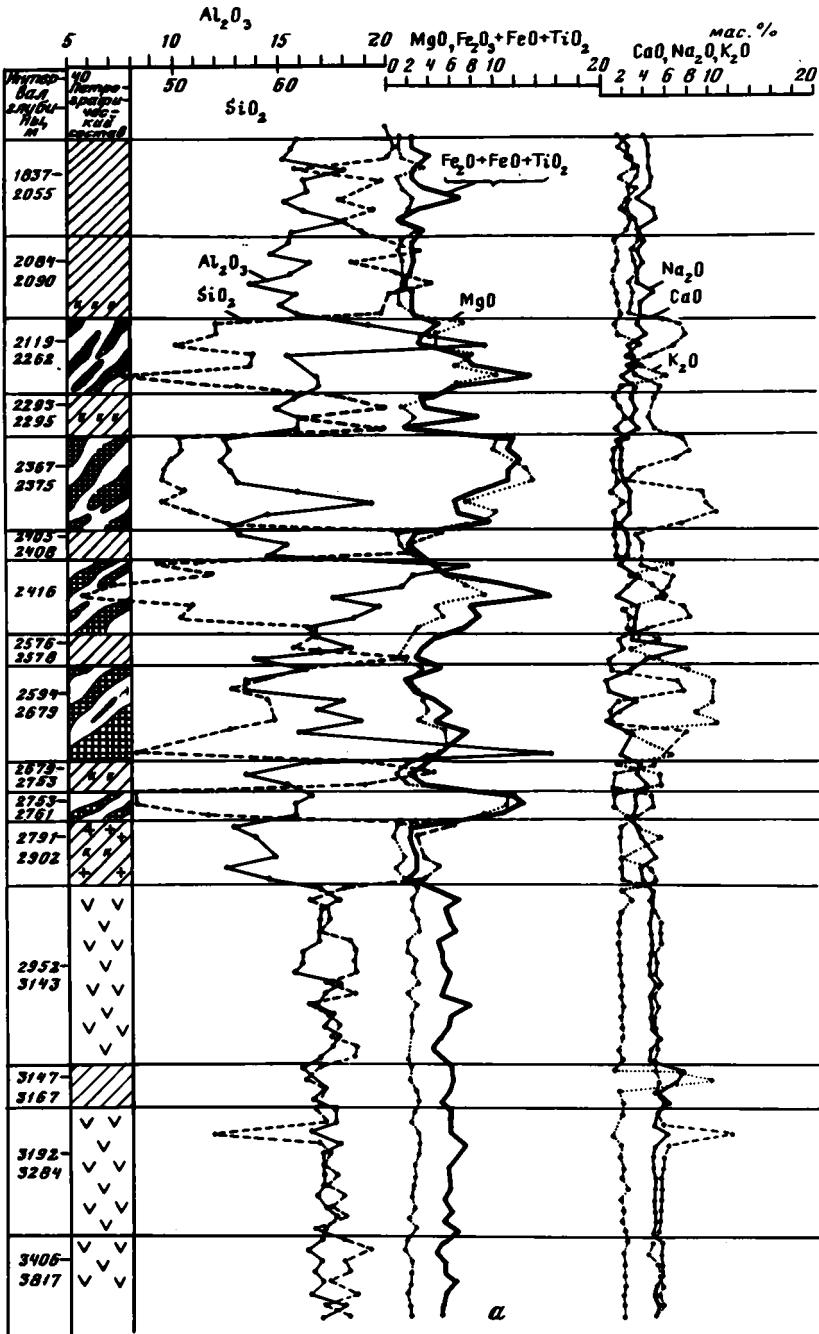


Рис. 27. Схематическая геологическая карта (а) и разрез (б) фундамента Жигулевско-Туймазинской линейной зоны (Туймазинский район)

1, 2 – архейские осадочно-вулканогенные комплексы: 1 – нурлатский, 2 – миннибаевский; 3–7 – туймазинский габбро-норит-анортозитовый комплекс (поздний архей): 3 – меланократовые габбро-нориты и габбро-анортозиты, 4 – габбро-нориты, 5 – габбро-анортозиты, 6 – анортозиты, 7 – гиперстеновые диориты; 8, 9 – раннепротерозойский бакалинский комплекс: 8 – плагиограниты, 9 – микроклиновые граниты; 10 – биотитовые плагиогнейсы (диафориты); 11 – габбро-диабазы рифея; 12, 13 – границы: 12 – гранулитовой фации, 13 – полного отсутствия гиперстена; 14 – разломы. I–VII – зоны, описанные в тексте

Особенно бросается в глаза раннепротерозойская метаморфическая зональность, подчиненная расположению раннепротерозойских гранитоидов (бакалинского комплекса), окаймляющих Туймазинский массив с северо-востока, северо-запада и юго-востока (см. рис. 27). Примечательно, что и метаморфическая зональность, и гранитоидные тела явно «вписываются» в складчато-блоковую структуру района, так что степень высокотемпературной диафорической переработки, бластокатаклаза, повторной перекристаллизации и гранитизации пород постепенно возрастает от внутренних частей блоков к их периферии.

Становлением этой метаморфической зональности можно объяснить постепенность преобразования более древних метапород, формирование серии гнейсов «переходного типа» [Чарыгин, 1960], в которых при приближении к зонам раннепротерозойского гранитообразования наблюдается заметный рост микроклина, более кислого порфиробластового плагиоклаза, новообразованного биотита и голубовато-зеленой актинолит-зденитовой роговой обманки. Особенно четко связь таких новообразований с зонами разломов и телами микроклиновых гранитов прослеживается в разрезе скв. 2000 Туймазы [Богданова, Лапинская, 1970], где многочисленными К-Аг датировками



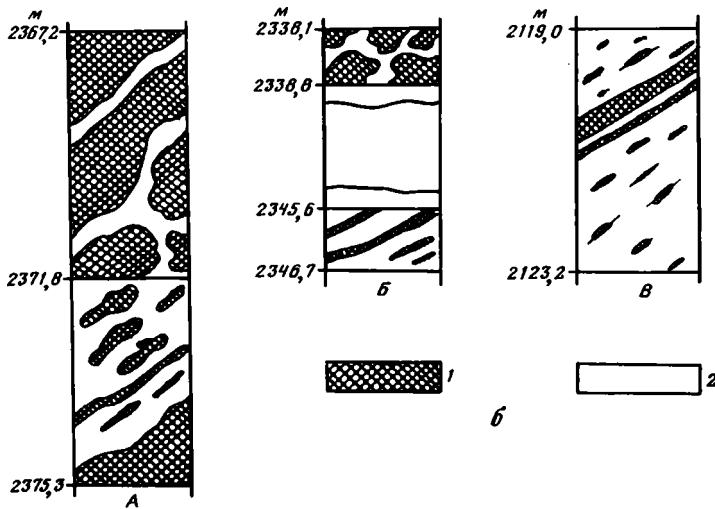


Рис. 28. Разрез туймазинского комплекса в скв. 2000 Туймазы

а – содержание в породах петрогенных элементов (в мас. %): 1 – амфиболиты (метагаббро-нориты), 2 – анортозиты, 3 – гиперстеновые диориты, 4 – биотитовые, биотит-амфиболовые плагиогнейсы, 5 – микроклиновые граниты, 6 – интенсивный катаклаз

б – текстурные особенности амфиболит-анортозитовых мигматитов (деталь рис. 28а): 1 – амфиболиты, 2 – анортозиты, А, Б, В – различные интервалы разреза

(около 2,2–1,9 млрд лет) подтверждена их изохронность гранитной серии бакалинского комплекса гранитоидов [Постников, 1967]. Эти процессы отразились не только на туймазинском комплексе, но и на контактирующих с ним по разломам высокоглиноземистых гнейсах архейской большечеремшанской серии, обнаруживающих признаки наложенного диафтореза и кислотного выщелачивания (скв. 12 Болтаево, 377 Серафимовка и др.).

Сквозь описанную метаморфическую зональность раннего протерозоя в ряде блоков просматривается более ранняя, позднерехейская. Намечается заметная асимметричность этой зональности, в связи с чем зона развития наиболее высокотемпературной гранулитовой фации, прогрессивно замещающей фацию гранатовых амфиболитов (скважины Туймазы 205, 1571, Александровка 687, 1251, Бавлинская 20011 и др.), к юго-востоку сменяется зоной типичной амфиболитовой фации (Туймазы 2000). Отмеченная асимметричность определенно зависит от первично-магматической асимметричной зональности Туймазинского массива, причем наиболее высокой степенью метаморфизма отличаются габбро-анортозиты, тогда как меланократовые габбро-нориты и чередующиеся с ними габбро-анортозиты метаморфизованы только в амфиболитовой фации (Туймазы 220, 1265, 2000 и др.).

Можно предположить два варианта объяснения этого явления, наблюдаемого и в аналогичных массивах Балтийского щита [Прияткина, Шарков, 1979]. Первый вариант предусматривает одновременность становления метаморфической зональности с кристаллизацией расплава, меняющегося по составу, температуре или флюидному режиму. Второй – разновременность габбро-норит-анортозитов из зон амфиболитовой фации и вмещающего более древнего и более метаморфизованного субстрата. В этом случае необходимо найти объяснение петрохимической и геохимической близости всех разновидностей массива, в целом закономерно чередующихся одна с другой согласно с моделью пластового расслоенного тела.

Асимметричность строения Туймазинского массива, неповторяемость состава отдельных слагающих его зон отражена в химическом составе каждой из них, рассчитанном вдоль поперечного профиля, проходящего через скважину Туймазы 2000 (табл. 21, см. рис. 27, 28).

Таблица 21

Средний химический (в мас. %) состав отдельных зон
Туймазинского массива по линии профиля А—А (см. рис. 27)

Компонент	Зоны							Средне- взвешен- ный сос- тав
	I	II	III	IV	V	VI	VII	
SiO ₂	67,72	59,71	60,43	69,01	52,77	74,00	64,91	62,69
TiO ₂	0,24	0,30	0,35	0,31	0,73	0,18	0,53	0,38
Al ₂ O ₃	17,04	18,95	22,42	15,76	17,37	13,53	16,74	18,64
Fe ₂ O ₃	0,88	1,00	1,13	0,98	1,94	1,01	1,44	1,09
FeO	2,16	4,15	1,73	1,58	4,87	0,87	3,11	2,65
MnO	0,02	0,05	0,01	0,03	0,03	0,02	0,05	0,02
MgO	1,78	3,17	1,64	1,76	6,85	0,84	1,74	2,50
CaO	4,49	7,10	5,76	3,03	5,52	1,63	4,62	5,11
Na ₂ O	4,00	3,26	3,81	4,29	2,42	3,67	4,48	3,83
K ₂ O	0,92	1,27	1,41	2,11	4,01	3,00	1,42	1,73
n	10	7	7	18	37	5	41	
% частоты вскрытия по площади	23	11	30	1	13	5	14	

I зона находится в непосредственной близости к юго-восточному контакту Бакалинского массива. Она может быть охарактеризована серией скважин Бугульминской площади (10—12, 16, 20, 26, 28, 31, 33, 34, 36, 37, 48), вскрывших перемежающиеся по площади и в разрезах отдельных скважин габбро-анортозиты и анортозиты, в различной степени затронутые метаморфической переработкой. Так в скв. 12 обнаружены темно-серые свежие, мало перекристаллизованные крупнокристаллические габбро-анортозиты, в которых лишь гиперстен, группирующийся в гломеробластовых сростках, слабовыраженным ориентированным положением указывает на влияние метаморфизма. В других скважинах габбро-анортозиты и особенно анортозиты преобразованы в неравномернозернистые, в общем мелкозернистые, отчетливо полосчатые биотит-гиперстеновые или гиперстеновые плаггиогнейсы, только в реликтовых участках сохранивших структуры и минералы первичных пород (скв. 10, 11, 16, 19, 26 и др.). При приближении к Бакалинскому массиву в породах все большее развитие получает голубовато-зеленая роговая обманка и коричневый биотит, приуроченные к зонам вторичного разгнейсования и перекристаллизации пород. Здесь довольно часто встречаются черные крупнокристаллические амфиболиты и темно-серые полосчатые амфиболовые плаггиогнейсы (скв. 33, 34, 48 и др.).

II зона сложена преимущественно габбро-анортозитами, в меньшей степени анортозитами, метаморфизованными в пограничных условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций и представленными в настоящем амфибол-гранат-гиперстеновыми, амфибол-двупироксеновыми плаггиогнейсами (скв. 205, 1571, 1054 Туймазы; 362, 368, 679, 682, 615, 687 Александровки; 20 011 Бавлы). В этих скважинах на глубине 2—15 м вскрыты неравномернозернистые желтовато-серые или темно-серые нечетко полосчатые породы. На фоне мелко- или среднекристаллической основной ткани породы хорошо заметны крупные, до 5—7 мм, кристаллы желтоватого плаггиоклаза, субпараллельно вытянутые перекрывающиеся полосы темноцветных минералов, линзовидные обособления кварца. В скв. 205 наблюдаются участки более темные и мелкозернистые, чем окружающие плаггиогнейсы, представляющие собой участки симплектитовых сростаний метаморфических минералов гиперстена, более кислого плаггиоклаза, диопсида и граната, замещающих более ранние гранат и роговую обманку. Эти явления хорошо проявлены в аналогичных породах в скв. 1571, 362 и др.

III петрографическая зона, сменяющая вторую в юго-восточном направлении, сложена близкими образованиями, но среди плагиогнейсов здесь явно преобладают более кислые гиперстен-плагиоклазовые разновидности, образованные по анортозитам (скв. 398, 404, 71, 1460, 1471 и др.).

IV зона наиболее полно представлена в разрезе скв. 2000 (первая толща), а также в других скважинах (396, 109, 220, 440, 17). Первая толща скв. 2000 (мощностью 300 м) сложена монотонными биотитовыми плагиогнейсами, мелкозернистыми темно-серыми или коричневато-серыми, с крупнокристаллическими или мелкокристаллическими мигматитовыми прожилками плагиогранитного или плагиомикроклинового состава мощностью 1,5–2 см. Иногда гранитоидный материал слагает в этой толще 1,5-метровые участки с контактовыми зонами, обогащенными биотитом. Особенностью этих пород являются и устойчивый минералогический состав (олигоклаз-андезин, кварц, биотит, реже амфибол, эпидот, мусковит и ортит), нарушаемый только при наложенной микроклинизации, а также характерные гранобластовые (торцовые) структуры без отчетливых признаков деформации и присутствия порфириовидных плагиоклазовых зерен, иногда обладающих комплексным, триадным двойникованием. Относительно природы этих гнейсов нет единого мнения. Одни исследователи [Постников, 1967; Ситдинов, 1968, 1975] выделяют их как самостоятельное стратиграфическое подразделение архейского разреза (терригенная икская толща), другие [Богданова, Лапинская, 1970] указывают на возможность образования аналогичных по составу и структурам пород в зонах повторной гранитизации, перекристаллизации, бластокатаклаза по анортозитам или гиперстеновым диоритам.

При решении этих вопросов необходимо обратить внимание на специфические петрохимические и геохимические особенности биотитовых плагиогнейсов (табл. 22). Так же как все породы туймазинского комплекса, они выделяются повышенной глиноземистостью, высокими содержаниями СаО, низкой железистостью, повышенными концентрациями элементов группы железа. Все это, а также отмеченные петрографические черты не позволяют отделить их от ассоциации пород туймазинского комплекса и тем более считать их метаосадками. Надо иметь также в виду их перемежаемость со специфическими амфиболитами (скв. 2000, 1553) (см. табл. 22, графу 9), близкими по составу высокоглиноземистым базальтам. Вероятнее всего, плагиогнейсы, в особенности низкокалиевые, являются метавулканитами, составляющими с габбро-анортозитами и анортозитами и гиперстеновыми диоритами туймазинского комплекса единую вулcano-плутоническую ассоциацию. Эти породы мало отличаются от характерных для раннего архея тоналитовых и трондьемитовых (серых) гнейсов [Богатиков и др., 1980; Богданова, 1981].

V зона на поверхности фундамента вскрыта небольшим числом скважин, среди которых лишь в скв. 1265 обнаружены амфиболиты и метаанортозиты, весьма похожие на породы, слагающие вторую толщу скв. 2000, мощностью 700 м. Вскрытые породы представлены "мигматитами" различных морфологических типов: ветвистых, сетчатых, брекчиевидных, послойных, теневых (см. рис. 28), субстрат которых, как предполагалось вначале [Богданова, Лапинская, 1970], сложен амфиболитами, черными, средне- или крупнокристаллическими, а жильный материал – анортозитами. В ветвистых, сетчатых и послойных магматитах количество анортозитового (плагиоклазового) материала не превышает 30–40% (см. рис. 28, б–А, Б), в брекчиевидных – участки амфиболитов различной величины и большей частью ориентированно-вытянутой формы как бы "плавают" в желтовато- или желтовато-белом однородном крупнозернистом плагиоклазите, в теневых – амфиболитовая составляющая либо выглядит как нечетко ограниченные обособления темноцветных минералов, либо представлена отдельными крупными (до 1 см) кристаллами амфибола. В настоящее время выяснено, что описанные мигматиты являются продуктом амфиболитизации первичных габбро-норитов и габбро-анортозитов, а различные формы ее проявления, вероятно, связаны с различиями текстур этих первично-магматических пород.

Наиболее ярко начальные формы проявления этого процесса видны в образцах из

Т а б л и ц а 22

Средний химический состав (в мас.%) и содержания малых элементов (в г/т)
в породах габбро-норит-анортозитового Туймазинского массива

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	67,64	69,01	64,58	63,66	62,87	52,10	50,36	49,78	49,39
TiO ₂	0,40	0,31	0,55	0,31	0,28	0,42	3,42	1,48	0,59
Al ₂ O ₃	17,79	15,76	16,78	20,02	18,56	20,56	12,36	12,55	17,14
Fe ₂ O ₃	1,01	0,98	1,39	1,20	0,84	1,30	2,00	2,52	3,00
FeO	1,92	1,58	3,30	1,78	3,21	4,07	15,17	7,90	4,58
MnO	—	0,03	0,08	0,01	0,03	0,03	0,24	0,07	0,05
MgO	1,58	1,76	1,89	1,53	2,59	5,46	4,72	11,80	9,46
CaO	3,31	3,03	4,61	5,04	6,03	7,67	8,39	5,85	7,90
Na ₂ O	2,90	4,29	4,41	3,94	3,65	3,35	1,66	1,85	2,36
K ₂ O	2,32	2,11	1,49	1,26	1,10	2,43	0,54	1,59	1,53
P ₂ O ₅	0,19	Не опр.	Не опр.	0,17	0,21	Не опр.	0,40	Не опр.	0,09
n	6	18	41	10	14	5	2	5	2
σ	2,69 (5)	2,66 (9)	2,70 (16)	2,70 (9)	2,69 (5)	2,77 (5)	2,90 (2)	2,75 (6)	—
Σ	10—466	10	724	220	—	10	125	30	—
V	—	60	80	—	100	120	200	170	—
Cu	—	11	12	—	65	7	70	35	—
Co	—	—	—	—	25	—	60	—	—
Ni	—	20	130	—	50	—	50	140	—
Cr	—	15	2	—	100	—	100	250	—
Sr	—	250	257	—	300	—	200	—	—
Ba	—	400	—	—	400	—	100	—	—

П р и м е ч а н и е. 1, 2 — биотитовые плагиогнейсы: 1 — по площади, 2 — из скв. 2000; 3 — гиперстеновые диорито-гнейсы; 4 — анортозиты (по площади); 5, 6 — габбро-анортозиты: 5 — по площади, 6 — из скв. 2000; 7 — габбро-нориты (краевая часть?); 8 — габбро-амфиболиты из скв. 2000; 9 — амфиболиты (по площади).

интервала 2703,45—2706,05 м. В них на фоне основной ткани породы, сложенной крупными белыми кристаллами лабрадора-битовнита № 65—84, располагаются неправильные по форме темно-зеленые мелкокристаллические скопления темноцветных минералов, напоминающие ксенолиты. Микроскопически обнаруживается их сложное зональное строение. Внутренняя часть этих скоплений образована сростками крупнокристаллического клинопироксена, содержащего многочисленные мелкие вростки голубовато-зеленого амфибола. Он окружен гранобластовыми сростками диопсида и голубовато-зеленого актинолит-эденитового амфибола, который становится преобладающим в следующей, более близкой к плагиоклазу кайме, сменяющейся тонкой каемкой гидрослюд, наконец, узкой каймой прозрачного офитоподобного мелкозернистого лабрадора № 50. В других случаях крупные кристаллы серицитизированного плагиоклаза разделены "двуслойными" каемками, состоящими из амфибола и мелкозернистого новообразованного плагиоклаза. Судя по нормативному составу, амфиболит-плагиоклазовые "мигматиты" соответствуют габбро-анортозитам, редко анортозитам, а амфиболиты, иногда заполняющие сплошь 0,5—2-метровые интервалы, — габбро-норитам. Последнее подтверждается нередко наблюдаемыми реликтами габбро-офитовых структур.

Толща разделена несколькими зонами (каждая мощностью около 2—3 м) наложенной гранитизации и бластокатаклаза. При приближении к ним амфиболиты биотитизированы, в них часты кварцевые или кварц-биотитовые прожилки. В более кислых породах появляется микроклин, более кислый порфиробластический плагиоклаз, интенсивные деформации, дробление, перекристаллизация крупнозернистых пород, что обуславливает их переход в биотит-амфиболовые плагиогнейсы, биотит-эпидот-амфиболовые

плаггиогнейсы, биотитовые гнейсы с микроклином. В таких зонах встречаются выделения микроклиновых гранитов, значение которых резко возрастает в 100-метровом интервале 2791–2902 м. Характерная особенность этого интервала, так же как и зоны VI, являющейся, судя по скв. 9, 17, 1352, выходом микроклиновых гранитов на эрозионную поверхность фундамента, это — интенсивный катаклиз и милонитизация пород.

С глубины 2950 м скв. 2000 сначала в небольшом, а глубже в резко преобладающем количестве обнаружены кварцевые диориты, в которых по мере удаления от рассмотренного тела гранитоидов наряду с амфиболом и биотитом появляется гиперстен. Гиперстеновые диорито-гнейсы — темно-серые, серые пятнисто-полосчатые породы с хорошо видимой сегрегацией темноцветных минералов и кварца в линзообразные обособления. Эти породы слагают около 1 км разреза скважины и отличаются поразительно устойчивым химическим составом (см. рис. 28; табл. 22, графу 3). Он несколько меняется в сторону повышения SiO_2 и K_2O в нескольких маломощных интервалах, где, как и выше по разрезу, наблюдаются перекристаллизация, катаклиз, образование по диоритам мелкозернистых, неравномернозернистых биотит-амфиболовых гнейсов. В некоторых интервалах по содержанию SiO_2 и Al_2O_3 они приближаются к анортозитам. Предполагается, что на поверхности фундамента нижней толще гиперстеновых диорито-гнейсов скв. 2000 соответствует зона VII, сменяющаяся к юго-востоку зоной плаггиогранитов, аналогичных бакалинским северо-западного контакта массива.

Ко многим разломам приурочены дайки габбро-диабазов рифея (скв. 1282, 65), слагающие 100-метровые интервалы в разрезе скв. 2000.

Рассмотренный петрографический состав зон Туймазинского массива отражает его сложную магмато-метаморфогенную природу. Однако это не исключает возможности реконструкции первичного распределения магматических пород. Нормативные минералогические составы, петрохимические данные позволяют говорить о закономерной смене с северо-запада на юго-восток ассоциации пород от наиболее железистых, высокотитанистых, обогащенных фосфором габбро-норитов северо-западного края массива (Домосейкино, скв. 1, 2, 7) (см. табл. 22, графу 7), через зону чередования габбро-анортозитов и анортозитов к более меланократовым, магнезиальным габбро-норитам и габбро-анортозитам, сочетающимся с гиперстеновыми диоритами, вскрытыми скв. 2000.

На продолжении Туймазинско-Жигулевской зоны на юго-запад от Туймазинского массива эта зональность ассоциаций пород (Северо-Каменская, Пичерская, Орловская, Нероновская, Молгачинская площади) дополняется на юго-восточном борту ультраосновными породами чубовского (?) комплекса (Новозапрудненская, Чубовская площади), а на северо-западном — мангеритоподобными гасингситовыми гранитами, чередующимися с габбро-норитами в разрезе скв. 20 Юлдуз. Все это в целом соответствует модели строения асимметрично построенных расчлененных интрузивов основного состава [Шарков, 1980]. Гиперстеновые диорито-гнейсы, анортозиты и габбро-нориты туймазинского комплекса укладываются в поле дифференциатов известково-щелочных (гиперстеновых) серий (см. рис. 17). Разброс точек может быть обусловлен неоднородностью первичного состава пород, их метаморфизма и наложенного гранитообразования.

Подсчет средневзвешенного состава Туймазинского массива с учетом соотношения площади петрографических зон приведен в табл. 22. Он был сделан при предположении о перераспределении, а не привносе компонентов при метаморфических преобразованиях пород. Вычисленный состав практически одинаков с андезитами известково-щелочных серий островных дуг [Лутц, 1980].

Чубовский комплекс. Этот комплекс ультрабазитов имеет ограниченное распространение в Средневолжском мегаблоке. Наиболее крупные их тела связаны пространственно с зонами разломов, ограничивающих линейные зоны. Чубовский массив, площадью около 50–70 км², расположен на пересечении Жигулевского и Сокского разломов и сложен шпинелевыми перидотитами и пироксенитами, в некоторых участках, как показал разрез Чубовской скв. 3, постепенно переходящими в меланократовые габбро-нориты [Лапинская, Богданова, 1962]. Минералогический состав пород свидетельствует

Таблица 23

Химический состав (в мас. %) ультраосновных пород
и минералов чубовского комплекса

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	39,80	54,21	40,70	29,91	40,71	39,38	53,73
TiO ₂	0,36	0,01	0,98	0,05	0,23	—	—
Al ₂ O ₃	6,31	1,71	13,72	21,55	5,00	—	2,75
Fe ₂ O ₃	6,89				9,16		
		10,41	8,19	5,00		4,27	10,91
FeO	5,32				5,42		
MnO	0,17	0,48	0,12	0,09	Не опр.	0,14	0,35
MgO	27,52	32,05	15,36	31,02	26,17	17,11	31,16
CaO	5,61	0,14	12,46	0,03	6,37	23,48	0,46
Na ₂ O	0,50	—	1,50	—	0,91	0,21	—
K ₂ O	Нет	0,04	1,25	0,02	0,02	0,04	0,03
P ₂ O ₅	0,10	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	7,67	—	—	—	6,10	—	—
Сумма	100,25	99,05	94,28	87,67	100,09	84,54	99,39

Примечание. 1–4 – шпинелевый лерцолит, Тихоновская, скв. 452: 1 – порода, 2 – гиперстен, 3 – амфибол, 4 – хлорит; 5–10 – шпинелевый лерцолит, Чубовка, скв. 3: 5 – порода, 6 – оливин, 7 – гиперстен, 8 – диопсид, 9 – амфибол, 10 – серпентин; 11–15 – шпинелевый вебстерит, Чубовка, скв. 36: 11 – порода, 12 – диопсид, 13 – бастит, 14 – гиперстен (минерал серпентинизирован), 15 – амфиболизированный габбро-норит (Чубовка, скв. 3).

Химический состав минералов определялся электронно-зондовым рентгеноспектральным анализатором M^S-46 (оператор В.В. Жданов, ВСЕГЕИ).

о неоднократных метаморфических перестройках ультрабазитов, при которых сформировался комплекс таких минералов, как гиперстен, диопсид, эденит, тальк, биотит, ангорит, гидрослюда и др. Участками породы перекристаллизованы в амфиболиты, амфиболовые сланцы, серпентиниты. В Казанском Поволжье отдельными скважинами также вскрыты ультрабазиты (скв. 76 Привятской, скв. 23 Приказанской площадей), но наиболее крупное тело обнаружено в Оренбургской области (Тихоновская и Николаевская площади), где встречены аналогичные чубовским амфиболитизированные шпинелевые перидотиты и пироксениты.

Шпинелевые перидотиты – плотные мелкокристаллические, черные, слабо зеленоватые породы – сложены главным образом тремя группами минералов: оливина, пироксена и амфибола. Текстура пород в целом полосчатая, выраженная чередованием пород, состоящих или из оливина, часто полностью серпентинизированного, или из пироксенов и амфибола, с редкими пойкилитовыми зернами оливина.

Иногда (Тихоновская скв. 452) полосы, "струи" призматически зернистого амфибола наложены на оливин-пироксеновую панидиоморфнозернистую основную ткань породы. Весьма специфична структура перидотитов из скв. 36 Чубовской площади. Крупные кристаллы энстатита, содержащие идиоморфные включения серпентинизированного оливина, окружены каймой мелкоагрегатного диопсида, который иногда проникает и замещает энстатит по трещинам, разобшая его крупные кристаллы на более мелкие.

По соотношению оливина и ортопироксена породы варьируют от гарцбургитов до оливиновых ортопироксенитов или вебстеритов. Однако из-за высокой степени метаморфизма этих пород трудно говорить об их первичном составе. Нормативный минеральный состав пород отвечает оливиновым габбро-норитам, метагаббро-норитам.

Оливин по оптическим свойствам и данным электронно-зондового метода (табл. 23) маложелезистый, соответствует оливину ($F = 18 - 25\%$) или хризолиту. Оливин обычно сильно изменен, так что в наиболее серпентинизированных участках сохраняется в виде мелких реликтов неправильной формы на фоне магнетит-серпентиновой ткани породы.

8	9	10	11	12	13	14	15
52,30	40,27	40,74	42,29	52,05	55,80	55,15	48,56
0,13	0,93	—	0,24	0,11	—	0,00	0,35
2,15	13,42	0,69	6,06	2,49	1,93	0,75	14,01
			5,94				11,06
4,27	8,44	6,83		2,72	8,38	9,33	
			3,88				4,78
0,14	0,10	—	0,12	0,10	0,09	0,18	—
17,11	15,09	38,66	29,65	16,62	28,25	25,92	8,11
23,48	12,18	0,16	1,85	22,33	0,29	10,21	10,90
0,12	1,84	—	0,76	0,60	0,10	0,06	1,38
0,04	1,14	0,07	0,22	0,06	0,15	0,08	0,14
—	—	—	0,01	—	—	—	—
—	—	—	10,52	—	—	—	0,73
99,74	93,41	87,15	101,54	97,08	94,99	101,68	100,02

Примерно в тех же интервалах железистости находится ортопироксен, отвечающий энстатиту или низкожелезистому гиперстену. Оптическим и электронно-зондовым методом различаются два ортопироксена. Один из них, близкий по составу бронзиту или энстатиту, содержит в отличие от наиболее распространенных гиперстенов пониженные количества Mn, Ca (см. табл. 23). Этот ортопироксен образует крупные кристаллы, содержащие пойкилитовые включения оливина и, возможно, относится к наиболее ранней (магматической) генерации пород. Другие ортопироксены, повышенной железистости ($F = 10-15\%$), с отчетливым плеохроизмом, входят в типично метаморфический парагенезис пород: гиперстен + диопсид + эденит + шпинель. Очевидно, такой метаморфогенной ассоциацией сложены амфиболовые пироксениты из скв. 3 Чубовской площади — черные слабо-зеленоватые мелкокристаллические равномернозернистые породы, обособленные в виде небольшой линзы среди амфиболовых перидотитов.

Диопсид, близкий по железистости гиперстену, образует зерна с довольно четкими кристаллографическими ограничениями, бесцветен или со слабым плеохроизмом в зеленоватых тонах; в перидотитах участвует в сложении келифитовых каемок вокруг крупнокристаллического гиперстена.

Амфибол светлый, буровато-зеленый, маложелезистый, эденитового типа (см. табл. 23), образует крупные призматические кристаллы, замещает гиперстен, оливин и хрупкие слюды в перидотитах Тихоновской площади в виде сноповидных агрегатов и обуславливает своим распределением пятнисто-полосчатую текстуру пород. В некоторых образцах обнаруживается двойниковое строение. Выделение ярко-зеленой шпинели чаще всего приурочено к амфиболу или хрупким слюдам. Она образует неправильные зерна, заполняя интерстиции между породообразующими минералами. Содержание зеленой шпинели варьирует от 3 до 10% в зависимости от количества вторичного магнетита, образование которого связано с серпентинизацией оливина и энстатита. В то же время зеленая шпинель иногда встречается в виде оторочек вокруг изолированных ксеноморфных зерен магнетита, очевидно относящихся к более ранней генерации.

Перидотиты скв. 36 Чубовской площади содержат красновато-коричневый хромшпинелид в виде мелких, хорошо ограниченных кристаллов, изолированных или образующих округлые, неравномерно рассеянные сростки.

Помимо отмеченных минералов, в породах обильны вторичные минералы: бастит, антитигрит, флогопит, тальк. Породы часто разбиты сетью мелких ветвящихся трещин, выполненных хризотилом. Особенно сильные изменения перидотитов наблюдаются вблизи кварц-плагиоклазовых прожилков тоналитового состава.

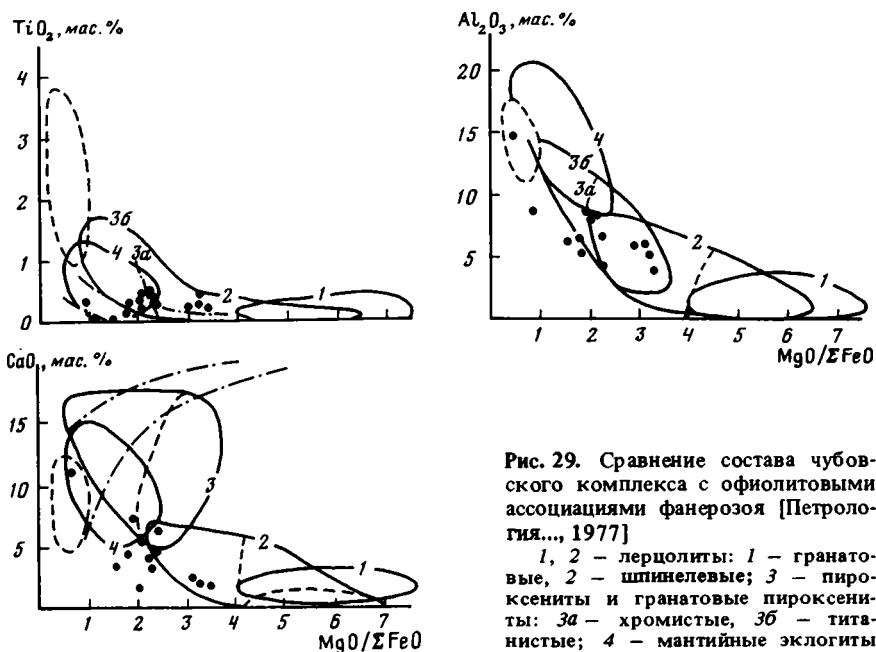


Рис. 29. Сравнение состава чубовского комплекса с офиолитовыми ассоциациями фанерозоя [Петрология..., 1977]
 1, 2 – лерцолиты; 3 – пироксениты и гранатовые пироксениты; 3а – хромистые, 3б – титанистые; 4 – мантийные эклогиты

В разрезе скв. 3 Чубовской площади рассмотренные породы переходят в амфиболитизированные габбро-нориты, темно-серые мелко- или среднокристаллические массивные породы с гранобластовой структурой, участками сохранившие реликтовую габбровую структуру. В составе пород сочетаются маложелезистый гиперстен, диопсид (?), светло-зеленая роговая обманка, шагиноклаз № 50-65, скаполит. В незначительном количестве присутствует ильменит. Амфибол, скаполит и лабрадор составляют типичную метаморфогенную ассоциацию. Амфибол замещает пироксен и битовнит, иногда вместе с лабрадором образует взаимопрорастания. Скаполит обрастает и замещает битовнит. Степень амфиболитизации заметно увеличивается в некоторых интервалах вскрытого разреза, вплоть до преобразования пород в почти мономинеральные крупнокристаллические амфиболиты. Эти амфиболиты вскрыты также скв. 12 Николаевской площади (Шарлыкский массив).

Таким образом, чубовский комплекс представлен большей частью метаморфитами ультраосновного состава. Условия метаморфизма соответствовали широкому интервалу температур и давлений: от шпинель-пироксеновой, дупироксеновой и гранулитовой фаций до амфиболитовой фации. Наблюдаемая стадийность развития минеральных ассоциаций, связь низкотемпературных минералов с зонами дробления, перекристаллизации и переориентировки минералов свидетельствует о наложении по крайней мере двух этапов метаморфизма на первично-магматические породы чубовского комплекса.

Петрохимические и геохимические особенности этих пород (см. табл. 22), высокие содержания Sr (1000–3000 г/т) и Ni (300–3000 г/т), низкие – TiO_2 (0,24–0,37%), соотношения Mg и Fe с Al_2O_3 и CaO позволяют сравнивать чубовский комплекс с ультрабазитами некоторых офиолитовых ассоциаций, в частности со шпинелевыми лерцолитами и пироксенитами офиолитовых ассоциаций I и II типа, по Н.Л. Добрецову [Петрология..., 1977], и более всего – дунит-лерцолит-вебстерит-метагаббро-норитовой формации офиолитов (рис. 29).

Важнее другое, то, что чубовские ультрабазиты необычайно похожи по геохимическим особенностям и метаморфической переработке на метакоматиты привятского комплекса, обнаруженного в Камско-Вятской линейной зоне I порядка (см. ниже). Они представляют собой как бы дифференциаты коматитовой магмы в более глубоких условиях. На диаграмме *AFM* (см. рис. 19) оба поля ультрабазитов чубовского комплекса явно перекрываются полем метакоматитов. Вероятнее всего, этот комплекс складает "корни" коматитовых вулканогенных разрезов, обнаженных в более эродированных структурах, таких, как Жигулевско-Туймазинская зона II порядка.

Значительный объем земной коры Средневожского мегаблока занимают комплексы, образованные в процессе метаморфизма архейского осадочно-вулканогенного разреза при его палингенном плавлении или метасоматической переработке в период 2,9–2,6 млрд лет тому назад. Они объединены по петрографическому составу и приуроченности к тому или другому осадочно-вулканогенному комплексу в два комплекса: колыванский, связанный пространственно и генетически с кинельским, нурлатским и сулеевским комплексами, и рахмановский – связанный с миннибаевским комплексом.

Колыванский комплекс. Под этим названием объединена целая группа пород от эндербитов до чарнокитов и микропертитовых гранитов, образованных в условиях гранулитовой фации по основным, средним метавулканитам и габброидам. Очевидно, среди них присутствуют генетически различные группы – магматические, реоморфические и метасоматические, разделение которых по kernovому материалу представляет большие трудности. Во всяком случае в настоящее время четко выделяются два главных генетических типа этого комплекса – магматический (реоморфический) и метасоматический. Эти типы чарнокит-эндербитов отличаются по структурным соотношениям с вмещающими образованиями петрографическими и петрохимическими особенностями. Отнесение их к архею в последнее время подтверждено изотопной цирконометрией [Бибикова и др., 1984]. Возраст магматогенных цирконов из эндербитов и чарноэндербитов Колыванского массива колеблется от 2850 до 2700 млн лет. Этот комплекс, как и вмещающие и, вероятно, продуцирующие его основные и средние плагиогнейсы и кристаллосланцы кинельского, нурлатского и сулеевского комплексов, подвергся раннепротерозойскому диафторезу в условиях амфиболитовой фации.

Ранее все чарнокитоиды Волго-Уральской области по многим характерным признакам, известным для чарнокитовых комплексов Побужья [Наливкина, 1964] и Кольского полуострова [Бондаренко, Дагелайский, 1968], рассматривались как метасоматические или анатектические [Флоренский и др., 1959; Богданова, 1960, 1966б; Ситдилов, 1968; и др.]. В числе этих признаков – постепенность перехода от вмещающих пород к чарнокитоидам, слагающим прожилки, линзообразные выделения с неясными, расплывающимися контактами, с нечетко ограниченными реститами замещающих пород. Обычно чарнокитизации сопутствуют метаморфическая дифференциация кристаллосланцев и плагиогнейсов, собирательная перекристаллизация и разукрупнение новообразованных минералов: более кислого плагиоклаза, микропертита, более железистого гиперстена, довольно резкое обособление лейкосомы, сложенной кварцем, полевыми шпатами, и меланосомы, состоящей из гломеробластовых сростков или отдельных крупных кристаллов гиперстена.

В зонах чарнокитизации очень часты замещения обычных (малокалиевых) основных пород гиперстеновыми монцодиоритами, монцоэндербитами с повышенным содержанием новообразованного титанистого магнетита, что приводит к резкому увеличению магнитной восприимчивости пород. Процесс чарнокитообразования, видимо, протекает стадийно и неодинаково в различных участках. Наблюдается определенная связь зон наиболее интенсивного чарнокитообразования и формирования самостоятельных тел собственно чарнокитов и микропертитовых гранитов с крупными разломами.

Минеральный состав этих пород довольно близок и отличается вариациями содержаний микропертита, андезитового или олигоклазового плагиоклаза и кварца.

В обычных чарнокит-мигматитах содержится микропертит – 25–50%, голубоватый кварц – 20–45, антипертит или плагиоклаз № 32–26 – 10–35, гиперстен и коричнево-красный биотит около 5–10%. Апатит, пироксен, ксенотим, магнетит иногда составляют значительную примесь. При образовании чарнокитоидов по гранатсодержащим плагиогнейсам в них часто присутствует гранат. Микропертитовые граниты отличаются более высоким содержанием лейкократовых минералов, тогда как гиперстен или гранат имеют в них спорадический характер.

Весьма сложной и далеко невыясненной представляется обстановка формирования чарнокит-мигматитов и микропертитовых гранитов. Присутствие в них высокотемпе-

ратурных минералов, граната указывает на изофаціальность их гранулитовому метаморфизму архейских толщ. Вероятнее всего этот комплекс формировался в течение нескольких этапов деформаций в высокотемпературных условиях гранулитовой фации. Вместе с тем очевидная связь зон наиболее интенсивного чарнокитообразования с разломами, их линейный характер указывают на возможность их становления в более сложной обстановке пластических деформаций в зонах разломов. Об этом, в частности, свидетельствуют часто наблюдаемые бластокатакlastические, гранулитовые структуры чарнокитоидов и микропертитовых гранитов и переход их в своеобразные калишпатовые гранулиты.

Наиболее трудным является вопрос о времени и условиях образования магматогенных чарнокит-эндербитовых ассоциаций, таких, как выявленные на Бузулукском блоке, в Кольванском районе (см. рис. 24).

В керне из скв. 81 Кольванской площади установлены интрузивные контакты крупнокристаллических эндербитов с амфиболизированными габброидами. Внешне кольванские эндербиты представляют собой серые, зеленовато-серые, иногда темно-серые с коричневатым оттенком крупно- или среднекристаллические породы. На свежих сколах отчетливо видны крупные (до 1 см) кристаллы темно-серого плагиоклаза; темноцветные минералы – коричневатый гиперстен и золотистый биотит – обособлены в пятна, скопления в некоторых образцах штриховидной или линзовидной формы, иногда ориентированные в одном направлении или же распределенные равномерно без заметной ориентированности. Полосчатость свойственна породам, претерпевшим катаклаз; он является причиной сегрегации мафических минералов в отдельные полосы. Катаклазом несколько видоизменена первичная гранитовая структура этих пород, выраженная неориентированным расположением крупных кристаллов антипертита, деформированных и гранулированных по периферии.

В составе пород: антипертит № 28–36 – 45–75%, калиевый полевой шпат – 5–25, кварц – 20–30, гиперстен – 3–10, бурая роговая обманка – 0–5, магнетит – 3–5, биотит – 1–2%. Акцессорные минералы представлены рутилом, ильменитом, апатитом, цирконом.

Кольванский массив обособлен в виде крупного (площадью около 900 км²) тела, вытянутого согласно долгоживущему разлому в субширотном направлении. Кольванские эндербиты и чарнокит-эндербиты резко отличаются от эндербито-гнейсов отраденской серии и жильных чарнокит-эндербитов по петрохимическим параметрам. Они составляют определенный ряд от основных до кислых членов, но в целом имеют более основной состав, чем другие минералогически сходные образования. Им свойственны большая устойчивость соотношений отдельных компонентов (K₂O и Na₂O, железистости), определенный тип зависимости K₂O и Na₂O (см. рис. 24), более высокие содержания Rb (см. табл. 14).

Аналоги эндербитов и чарнокитов кольванского комплекса теперь хорошо известны в центральной части Альметьевского блока (Акташская, Сулеевская, Миннибаевская и другие площади). В разрезе скв. 20 000 Миннибаево они участвуют в строении IV пачки вертикальной мощностью 730 м, слагающая около 70%, тогда как основные кристаллосланцы субстрата занимают 9–10% разреза.

Эндербиты и чарнокиты этой толщи петрохимически полностью соответствуют кольванским, но сильно разгнейсованы и мигматизированы в связи с раннепротерозойским циклом складчатости, метаморфизма и гранитообразования. Это темно-серые и светло-серые неравномернозернистые биотит-гранат-гиперстеновые, биотит-гиперстеновые плагиогнейсы и гнейсы с коричневатокрасным, лилово-розоватым гранатом, который образует отдельные мелкие порфиробласты или обособлен в полосы, где размеры его зерен достигают 1–4 мм в поперечнике. В текстуре пород сказывается их полиметаморфический характер. Сквозь биотит-гранатовые полосы, создающие гнейсовидный облик пород, просвечивает более ранняя крупнокристаллическая грубополосчатая текстура эндербитов и чарнокитов, которым свойственны призматические кристаллы (до 5–10 мм) почти черного, коричневого гиперстена и коричневатых розовых полевых шпатов –

антипертита и микропертита. Параллельно наложенной гнейсовидности располагаются розовые прожилки кварц-полевошпатового состава мощностью от 0,5 до 10 см. Особенности структуры этих пород также отражают их сложный генезис. Обычно это бластопорфирокатакластическая структура, свидетельствующая о большой роли дифференциальных движений в процессе разгнейсования пород. Гранат, кварц и биотит составляют наиболее позднюю генерацию минералов, приуроченную к участкам дробления и перекристаллизации первоначально крупнокристаллических пород. Часто встречаются "ноздреватые" гранат-кварцевые симплектиты, слагающие каемки вокруг крупных кристаллов гиперстена. Гиперстен иногда корродирован амфиболом или красновато-коричневым биотитом. В гиперстене часто наблюдаются тонкие пластинчатые вроски клинопироксена (?), напоминающие полисинтетические двойники. Характер распределения и размеры позволяют рассматривать их как продукты распада кальцийсодержащего (магматического?) гиперстена и предполагать довольно высокие температуры формирования пород — 900–1000°С [Добрецов и др., 1970].

Важной особенностью химического состава ультраметагенных чарнокитоидов колыванского комплекса даже при наличии явных признаков магматического генезиса является его зависимость от состава архейских осадочно-вулканогенных комплексов. Так, чарнокиты Колыванского массива, пространственно связанные с кинельским комплексом, обнаруживают такой же, как в породах этого комплекса, тип связи CaO с суммой окислов железа. $[(Fe_2O_3 + FeO)/CaO = 1,11 - 1,34]$, так же обогащены V и Co (рис. 30). Чарнокитоиды из разреза скв. 20 000 Миннибаево, ассоциирующие с сулевским комплексом, показывают аналогично основным кристаллосланцам этого комплекса более высокое отношение Fe к Ca $[(Fe_2O_3 + FeO)/CaO = 1,66 - 1,68]$, содержат в 2 раза меньше V, Co (Co/Ni = 0,40 – 0,80). Это наследование геохимических черт субстрата подчеркивает палингенную природу чарнокитоидов, образование их магмы за счет плавления пород архейского вулканогенного разреза.

Рахмановский комплекс. Рахмановский комплекс гранитоидов выделяется в блоках гранулитовой фации и пространственно (и генетически) связан с образованиями миннибаевского комплекса. В его состав входят плаггиограниты с гранатом, микропертитовые и микроклиновые граниты с гранатом, а в зонах более поздней архейской динамометаморфической переработки — калишпатовые гранулиты.

Породы рахмановского комплекса распространены крайне неравномерно. В основном они развиты в пределах Жигулевско-Пугачевского блока, слагая массивы значительных размеров (Рахмановский, Безенчукский). На Альметьевском блоке породы этого комплекса образуют лишь отдельные небольшие тела в пределах Бакалинского массива площадью 50–300 км², вытянутые в северо-восточном направлении и приуроченные чаще всего к зонам разломов.

В скв. 20 000 Миннибаево породы рахмановского комплекса составляют около 20% разреза скважины. Они или слагают отдельные тела мощностью 1–25 м, или являются жильным материалом в мигматитах с высокоглиноземистыми кристаллосланцами и гнейсами, где мощность гранитоидных прослоев колеблется от 2 до 20 см. Массивы и поля гранитоидов рахмановского комплекса весьма разнообразны по набору слагающих их типов пород. Самый обширный Рахмановский массив занимает 800 км² на Жигулевско-Пугачевском блоке (см. рис. 13). Он сложен в основном плаггиогранитами с гранатом, которые образуют массивные разновидности и входят в состав полосчатых мигматитов с высокоглиноземистыми гнейсами. Эти почти белые, бледно-розовые крупно- и среднекристаллические породы с плохо выраженной сланцеватостью состоят из переменных количеств олигоклаза и андезина, микроклин-микропертита, кварца, биотита, граната, кордиерита. Более редки в них гиперстен, шпинель, силлиманит; характерно присутствие циркона, апатита, рутила, иногда корунда, графита. В других массивах, например Безенчукском, преимущественно пользуются более калиевые гранитоиды — микроклиновые, микропертитовые граниты и своеобразные по текстуре и структуре калишпатовые гранулиты.

Калишпатовые гранулиты представлены внешне светло-серыми, светло-розовыми

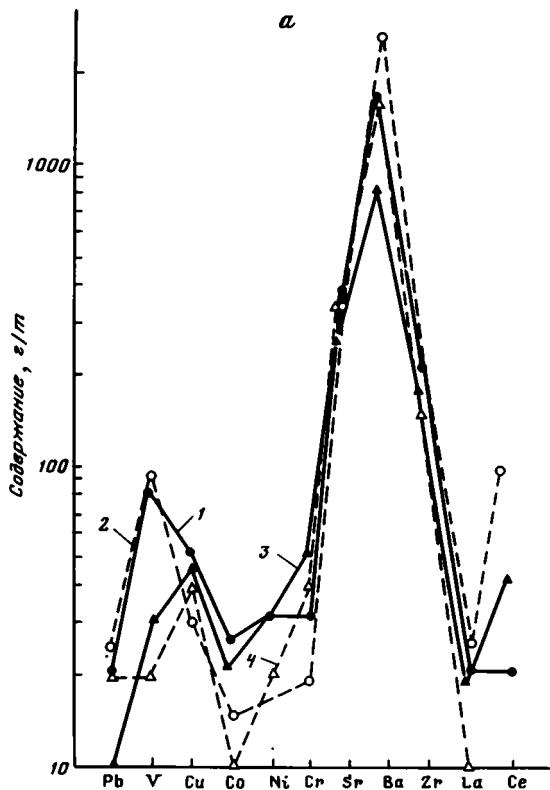


Рис. 30. Содержание малых элементов в архейских гранитоидах

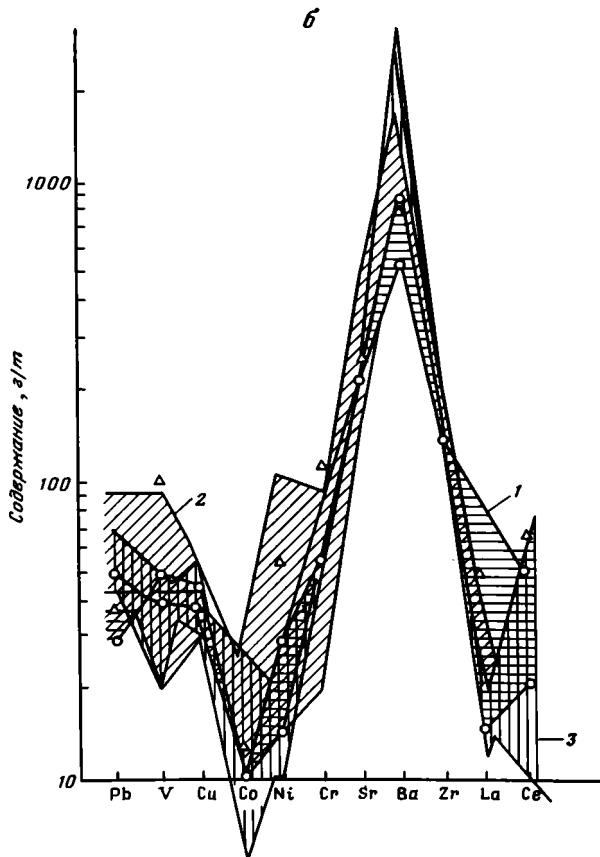
а — в чарнокитоидах колыванского комплекса: 1, 2 — Колыванский массив: 1 — эндербиты и эндербо-чарнокиты, 2 — чарнокиты; 3, 4 — разрез скв. 20 000 Миннибаево: 3 — эндербиты и эндербо-чарнокиты, 4 — чарнокиты

б — в гранитоидах рахмановского комплекса: 1 — плагиограниты; 2 — граниты; 3 — микроклиновые граниты.

Треугольники соответствуют среднему содержанию элементов в миннибаевском комплексе; заштрихованы пределы колебаний содержаний элементов

мелко-, средне- и крупнокристаллическими разностями с полосчатой текстурой. Одни полосы обогащены розовыми калишпатами, другие — кварцем или темноцветными минералами — черным биотитом, силлиманитом, лиловым гранатом. Структура пород характеризуется присутствием крупных порфиробластов микропертита, плагиоклаза, реже темноцветных минералов, погруженных в мелкозернистую очень компактную массу микрогранобластовой, торцовой структуры. Кроме того, в породе наблюдаются крупные новообразованные скелетные порфиробласты альмандина. Кварц образует груболинзовидные и ленточные, строго ориентированные скопления, придающие породе облик типичного "карандашного" гранулита. Минералогический состав калишпатовых гранулитов довольно разнообразен и в целом не отличается от других калиевых гранитов рахмановского комплекса, что позволяет считать калишпатовые гранулиты blastokataklazированными в условиях гранулитовой фации рахмановскими гранитами.

В Альметьевском блоке породы этого комплекса петрографически не отличаются от пород Рахмановского и Безенчукского массивов, но в петрохимическом отношении они неодинаковы. Рахмановский комплекс соответствует гранитоидам нормального ряда (тоналиты, плагиограниты, низкощелочные граниты, граниты и лейкограниты) и субщелочного ряда (кварцевые сиениты, двуполевошпатовые граниты и лейкограниты).



В геохимическом отношении даже однотипные гранитоиды рахмановского комплекса сильно меняются от места к месту [Попова, 1982], что, скорее всего, обусловлено как различиями состава комплекса, так и степенью ультраметаморфической переработки архейского осадочно-вулканогенного разреза. Первое особенно заметно в вариациях элементов группы Fe (см. рис. 30). Содержания Cr, Ni, V, Cu резко увеличиваются, если гранитоиды образуются за счет метапелитов с графитом, как правило, сильно обогащенных этими элементами. Резкие колебания состава характерны для гранитов метасоматического происхождения, представляющих начальные этапы калиевого гранитообразования. Породы, прошедшие стадию магматического плавления, обладают более устойчивым составом и обнаруживают закономерные соотношения окислов, например, линейное увеличение содержания K_2O с ростом SiO_2 (рис. 31).

Сравнение состава гранитоидов и миннибаевского комплекса показывает, что плагиограниты и граниты еще очень близки субстрату (см. рис. 30), а в микроклиновых гранитах при похожем на субстрат характере связей между элементами резко снижены содержания элементов группы железа при повышенном содержании K, Ba, Rb.

Палингено-анатектическая природа гранитоидов рахмановского комплекса, как и колыванского, не вызывает сомнений при соотношении их с типичными формациями гранитоидов толеитового или известково-щелочного рядов (см. рис. 31). Они занимают по ряду показателей промежуточное положение, не соответствуя ни одному из них, что указывает на гибридный характер расплавов.

Перекрывание составов гранитоидов колыванского и рахмановского комплексов на диаграмме $(Fe_2O_3 + FeO) - SiO_2$ (см. рис. 31) можно объяснить тем, что при кульминации процесса плавления не только охватывало отдельные комплексы, но и приводило к

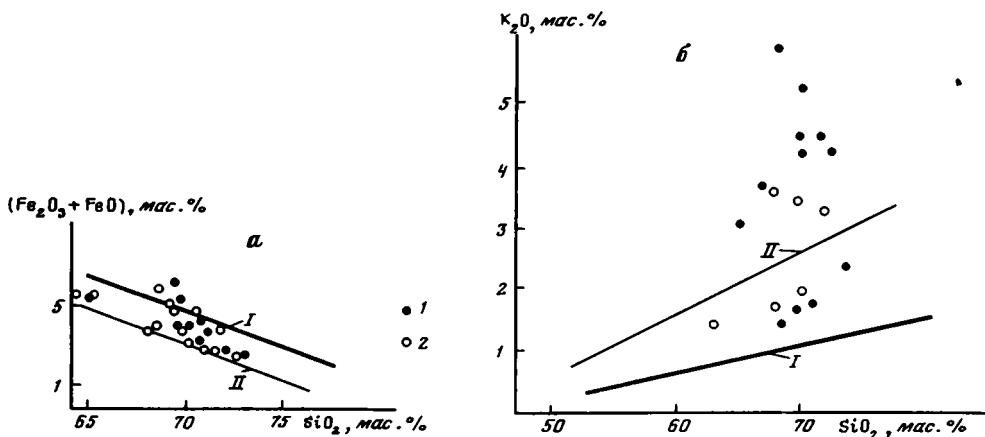


Рис. 31. Сравнение гранитоидов рахмановского (1) и колыванского (2) комплексов с формационными типами магматических серий толеитового (I) и известково-щелочного (II) рядов по соотношениям окислов: а – железа и кремния, б – калия и кремния (по Л.П. Поповой [1982]). Вариационные линии магматических серий даны по А.Н. Виноградову и Г.В. Виноградовой [1979]

появлению смешанных магм, заимствовавших вещество из разных частей архейского разреза.

Среди них гранитоиды рахмановского комплекса, ассоциирующие с миннибаевским метаосадочным комплексом, явно выделяются более калиевым и менее железистым составом.

Раннепротерозойские ультраметагенные комплексы

Ультраметагенные гранитоидные комплексы, образованные при повторной раннепротерозойской переработке архейского структурного этажа, по подсчетам их распространенности на эрозионной поверхности фундамента составляют не менее 30–35% разреза "гранитного" слоя земной коры Средневожского мегаблока, где они были выделены под названием "бакалинского" комплекса [Лапинская, Богданова, 1975; Попова, Горина, 1976; Богданова и др., 1982; Попова, 1984].

Гранитоиды бакалинского комплекса пространственно и генетически тесно связаны с зонами интенсивного высокотемпературного диафтореза архейского амфиболит-гранулитового субстрата в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций андалузитового типа и представлены двумя сериями – плагиогранитной и гранитной, соответствующих двум этапам (?) раннепротерозойского метаморфического цикла [Попова, Горина, 1976].

Возраст этих пород устанавливается по их постоянной приуроченности к зонам регионального диафтореза архейских осадочно-вулканогенных толщ, их принадлежности к типично амфиболитовой фации, по явлениям контактового воздействия гранитоидов на вмещающие породы субстрата с образованием кварцевых метасоматитов. Имеющиеся К-Аг датировки изотопного возраста слюды и амфиболов из гранитоидов бакалинского комплекса устойчиво варьируют около 2,3–1,9 млрд лет (см. рис. 9). Рb-Рb датировка циркона из гранита Сулеевской площади (1920 млн лет), полученная Л.В. Суминым термозохронным методом, точно соответствует этим данным.

Породы бакалинского комплекса слагают разнообразные по конфигурации и размерам тела и массивы (Бакалинский массив, поля гранитоидов в центральной и западной частях Альметьевского блока, небольшие тела в Бузулукском блоке). В участках наиболее интенсивного раннепротерозойского гранитообразования мегаблоков и блоков отчетливо виден дискордантный характер тел по отношению к архейской складчатой структуре, и лишь в отдалении от этих участков массивы гранитоидов приобретают

ярко выраженную линейную форму и часто залегают согласно с архейскими комплексами.

Бакалинский комплекс. Самый крупный из перечисленных Бакалинский массив приурочен к Альметьевскому блоку и занимает площадь около 17 000 км². В плане массив имеет близкую к овальной форму и вскрыт более чем 230 скважинами. Судя по характеру распределения типов пород, по их среднему химическому составу, петрофизическим и геофизическим данным, массив неоднороден по своему строению и разделяется на три части: северную, центральную и южную (рис. 32), в которых соотношения гранитоидов натровой (диорит-плагиогранитной) и калиевой (гранитной) серий значительно меняется [Попова, 1984]. С одной стороны, эти различия коррелируются с неоднородностью архейского субстрата, который, если судить по его реликтам, в северной и центральной частях был представлен сулеевским или кинельским комплексами, а в южной — миннибаевским. С другой стороны, развитие калиевых гранитоидов могло стимулироваться присутствием нижнепротерозойского осадочного чехла, небольшой останец которого сохранился на Чеканской площади. Для массива в целом характерна пространственная обособленность гранитоидов диорит-плагиогранитной и гранитной серий. Граниты и микроклиновые граниты образуют на общем плагиогранитном фоне отдельные купола узкими гранодиоритовыми оторочками (см. рис. 32).

Кварцевые диориты и гранодиориты образуют небольшие самостоятельные узкие и овальные тела, иногда вытянутые в северо-восточном направлении и часто расположенные на контактах плагиогранитов и микроклиновых гранитов, площадью 15–200 км². Наряду с массивными разностями они входят в состав полосчатых и пятнистых мигматитов, в которых в одних случаях субстрат представлен амфиболитами и биотит-амфиболовыми плагиогнейсами, а жильный материал — диоритового и гранодиоритового состава, в других — субстратом являются сами диориты и гранодиориты, а жильным материалом являются плагиограниты и редко граниты.

Это зеленовато-серые, темно-серые, розовато-серые мелко- и среднезернистые равнозернистые породы. В северной части массива диориты и гранодиориты преимущественно слабо разгнейсованы. В центральной и южной частях наряду со слабогнейсовидными разностями они обладают в большинстве своем массивными текстурами.

Плагиограниты Бакалинского массива слагают обширные площади, занимая примерно 65–75% всей территории, образуя как бы фон, на котором выделяются отдельные участки, сложенные другими породами. В пределах массива чаще всего вскрываются массивные и слабогнейсовидные светло-серые, розоватые разности. Кроме того, плагиограниты входят в состав полосчатых и пятнистых мигматитов, где образуют прослой шириной 0,2–0,3 см и отдельные спорадические пятна. Субстратом в мигматитах являются в одних случаях амфиболиты, биотит-амфиболовые и биотитовые плагиогнейсы, а жильный материал — плагиогранитного состава, в других — субстрат представлен плагиогранитами, а жильным материалом являются граниты и микроклиновые граниты.

Граниты и микроклиновые граниты слагают отдельные тела неправильной, овальной и куполообразной формы, иногда вытянутые в северо-восточном направлении, площадью 70–850 км². Это розовато-серые, розовые, красновато-серые, средне- и крупнозернистые породы массивного сложения, реже слаборазгнейсованные. В северной и центральной частях массива скважинами вскрыты в основном только граниты и микроклиновые граниты, а в южной части они чаще всего входят в состав полосчатых и пятнистых мигматитов, в которых субстратом являются обычно плагиограниты.

Зеленая или голубовато-зеленая роговая обманка, биотит, андезин или олигоклаз, кварц и микроклин — наиболее характерные породообразующие минералы бакалинских гранитоидов — существенно варьируют по количественным соотношениям их в различных типах. Особенно непостоянно содержание микроклина, достигающее в наиболее крупнокристаллических разновидностях микроклиновых гранитов 70%. В состав аксессуарных минералов обычно входят апатит, циркон, сфен, ортит.

Структуры гранитоидов отражают большое разнообразие условий их кристаллизации.

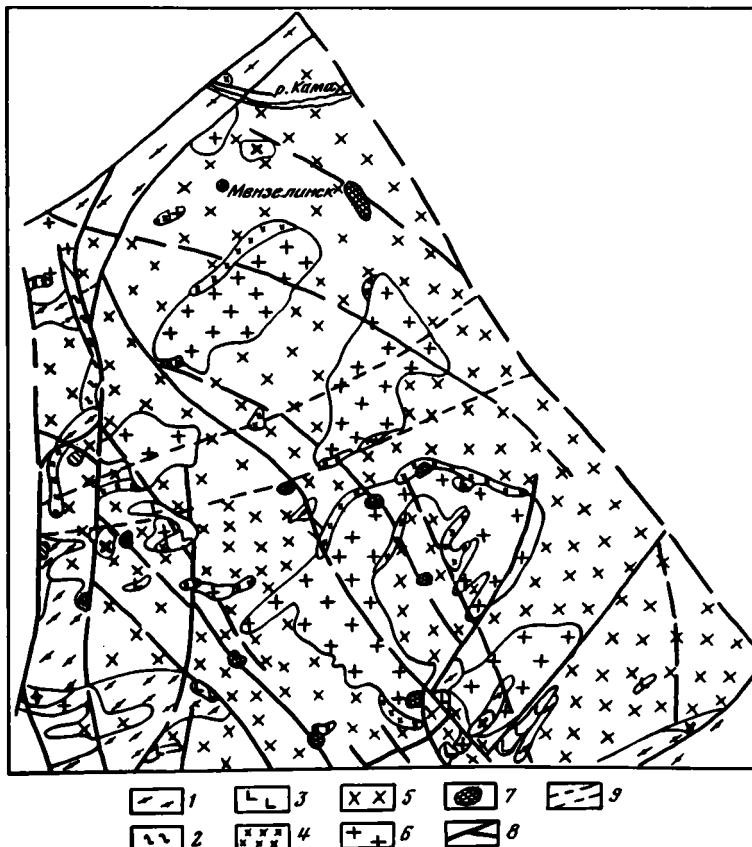


Рис. 32. Схематическая геологическая карта Бакалинского массива (составили С.В. Богданова, Л.П. Попова, 1980 г.)

1 – большечеремшанская серия архея; 2 – воронцовская серия раннего протерозоя; 3 – амфиболиты; 4–6 – гранитоиды бакалинского комплекса: 4 – диориты, гранодиориты, 5 – плагииграниты, 6 – граниты, микроклиновые граниты; 7 – габбро-диабазы рифея; 8 – разломы; 9 – границы петрографических зон

Диориты, гранодиориты и плагииграниты всегда обнаруживают признаки кристаллизации из расплава; микроклиновые граниты чаще всего метасоматического происхождения. Наконец, во всех гранитоидах проявлен катаклиз, иногда сопровождаемый существенной перекристаллизацией пород.

Петрохимически гранитоиды Бакалинского массива занимают поля всех типов этих пород нормального и субщелочного рядов, однако региональные отличия однотипных гранитоидов весьма значительны. Это хорошо видно, если сравнивать их составы в северной, центральной и южной частях массива. Лишь микроклиновые граниты повсеместно очень близки по химическому составу. Влияние состава субстрата архея на состав гранитоидов бакалинского комплекса чувствуется в соотношениях содержаний Fe и SiO₂ (рис. 33, а), по которым породы группируются в две группы по содержанию Fe, проявлено оно и в повышенном по сравнению с кларковым содержании Cr и V в северной и центральной частях, V и Ni – в южной. Соотношение K₂O и SiO₂ (рис. 33, б) в целом характеризует накопление K при почти не изменяющемся SiO₂, что, как и характер связи щелочных окислов (рис. 34), указывает на большую роль метасоматических процессов при формировании калиевой серии и соответствует петрографическим наблюдениям метасоматического роста микроклина. Однако роль калиевых гранитоидов, как отмечалось выше, относительно невелика, так что средневзвешенный состав

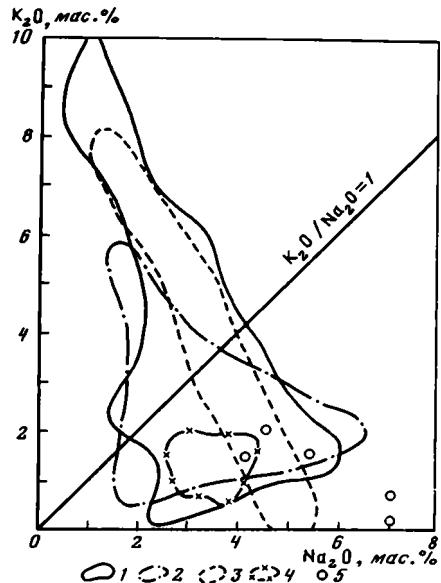
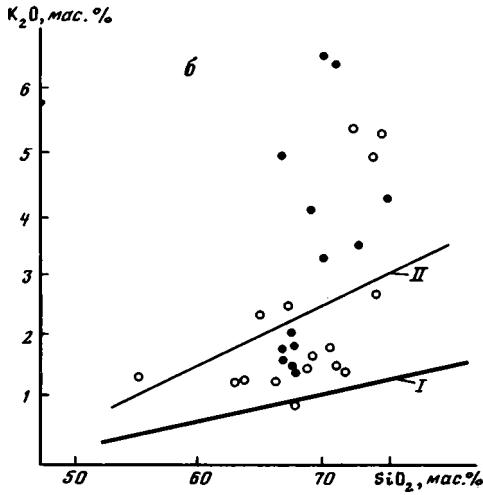
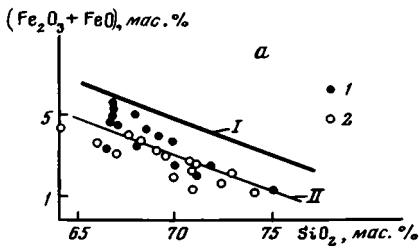


Рис. 33. Сравнение гранитоидов бакалинского (1) и свияжского (2) комплексов с формационными типами магматических серий толеитового (I) и известково-щелочного (II) рядов по соотношениям окислов: а – железа и кремния, б – калия и кремния. Вариационные линии магматических серий даны по А.Н. Виноградову и Г.В. Виноградовой [1979]

Рис. 34. Соотношение K_2O и Na_2O в гранитоидах раннепротерозойских комплексов Волго-Уральского сегмента

1, 2 – бакалинский комплекс: 1 – Бакалинский массив, 2 – Елабуго-Бондюжская зона; 3, 4 – свияжский комплекс: 3 – Привятский массив, 4 – Свияжский массив; 5 – гранитоиды прудовского комплекса

бакалинского комплекса весьма приближен к составу плагиигранитов с преобладанием Na над K.

Близость состава бакалинских гранитоидов архейскому субстрату, изофациальность минеральных ассоциаций гранитоидов метаморфическим комплексам раннего протерозоя, четко проявленная гнейсовидность пород, мигматитовый тип строения во всех случаях, кроме крупнокристаллических пегматоидных микроклиновых гранитов, свидетельствуют в пользу палингенно-анатектического происхождения бакалинского комплекса и его связи с раннепротерозойским тектоно-метаморфическим циклом. Гранитоиды плагиигранитной серии соответствуют плагиигранит-мигматито-гнейсовой, а гранитной – гранит-мигматито-гнейсовой формациям. Соотношения гранитоидов этих серий между собой и с нижнепротерозойскими осадочно-вулканогенными комплексами позволяют связывать формирование гранитоидов плагиигранитной серии с ранними стадиями раннепротерозойского метаморфического цикла, одновременно с метаморфизмом сармановского комплекса, а гранитной – с его заключительными стадиями и метаморфизмом осадочных воронцовского или унийского комплексов при значительном привносе и перераспределении калия, как в более ранних гранитоидах, так и во вмещающих породах при повторном анатексисе.

Особую группу составляют существенно калиевые, часто пегматоидные микроклиновые граниты без каких-либо признаков воздействия метаморфических процессов. Они могут быть выделены в формацию постскладчатых калиевых гранитов.

Рассмотренный гранитоидный бакалинский комплекс характеризует уровень раннепротерозойского гранитообразования внутри архейского этажа или на его границе с нижнепротерозойским.

Волгоградский комплекс. В тех случаях, когда сохранился достаточно мощный нижнепротерозойский осадочный чехол, широко распространены двуслюдяные граниты волгоградского комплекса, сопоставимые с развитым западнее на Воронежском массиве бобровским комплексом гранитоидов [Гранитоиды ... , 1976]. Они образуют овальные, часто вытянутые в субмеридиональном направлении тела площадью 10–300 км². Наблюдается увеличение степени метаморфизма вмещающих сланцев до амфиболитовой фации в тех участках, где гранитоиды слагают наиболее крупные тела. Сами гранитоиды содержат турмалин, который предположительно контаминирован из вмещающих сланцев воронцовского комплекса. Эти данные позволяют рассматривать волгоградский комплекс как нижнепротерозойский, образовавшийся во время, близкое ко времени метаморфизма вмещающих сланцев.

Эти светло-серые, иногда розовато-серые, массивные, участками разгнейсованные гранитоиды гипидиоморфнозернистой или гранобластовой структуры, часто осложненные катаклазом и окварцеванием, состоят из олигоклаза, кварца, ортоклаза и микроклина, биотита, мусковита. Среди акцессорных минералов, помимо турмалина, присутствуют апатит, циркон, магнетит.

Метаморфическая зональность и метаморфические комплексы Средневожского мегаблока

Метаморфическая зональность Средневожского мегаблока представляет собой сочетание разновозрастных кольцевых зон, образованных в различные этапы формирования этой структуры в раннем протерозое, и участков, сложенных архейскими метаморфическими (гранулитовыми) комплексами, избежавшими раннепротерозойской переработки. Они слагают внутреннюю, ядерную, часть мегаблока и его внешней кольцевой пояс, частично вошедший в структуру линейных зон в современных границах мегаблока (рис. 35).

Архейские комплексы метаморфизованы в условиях гранулитовой и переходной к амфиболитовой фациях регионального метаморфизма, возраст которого не менее 2,6 млрд лет [Богданова и др., 1979; Бибикина и др., 1984]. Минеральные ассоциации высокоглиноземистых пород варьируют от силлиманит-биотит-гранат-ортоклазовой субфации амфиболитовой фации до гиперстен-кордиерит-ортоклазовой и даже шпинель-кварцевой субфации, по В.А.Глебовицкому [1973, 1976], т.е. в интервале температур от 650 до 900°С при умеренных давлениях 7–9·10² МПа. Наиболее глубокие ассоциации вскрыты эрозией в центре мегаблока в участках, прилегающих к Сергиевско-Абдуллинскому авлакогену.

Гранулитовым метаморфизмом охвачены обе архейские серии (отраденская и большечеремшанская), пространственное распределение которых в виде закономерной полосообразной перемежаемости, распространяющейся и на остальную часть мегаблока, обусловлено линейно-складчатой структурой архейской коры. Простираение складок северо-восточное в северной части мегаблока (Альметьевский блок) и восток-северо-восточное в южной части (Жигулевско-Оренбургский блок). Согласно этим направлениям прослеживаются протяженные узкие зоны, с которыми связаны зоны повторного пластического течения (бластомилонитизации, "гранулитизации") архейских комплексов и крупные субрасслоенные пластинообразные тела габбро-норит-анортозитов (Туймазинский комплекс), внедрение которых в позднем архее привело к наложению локальных линейных метаморфических зональностей как на габбро-норит-анортозиты, так и на вмещающие их породы.

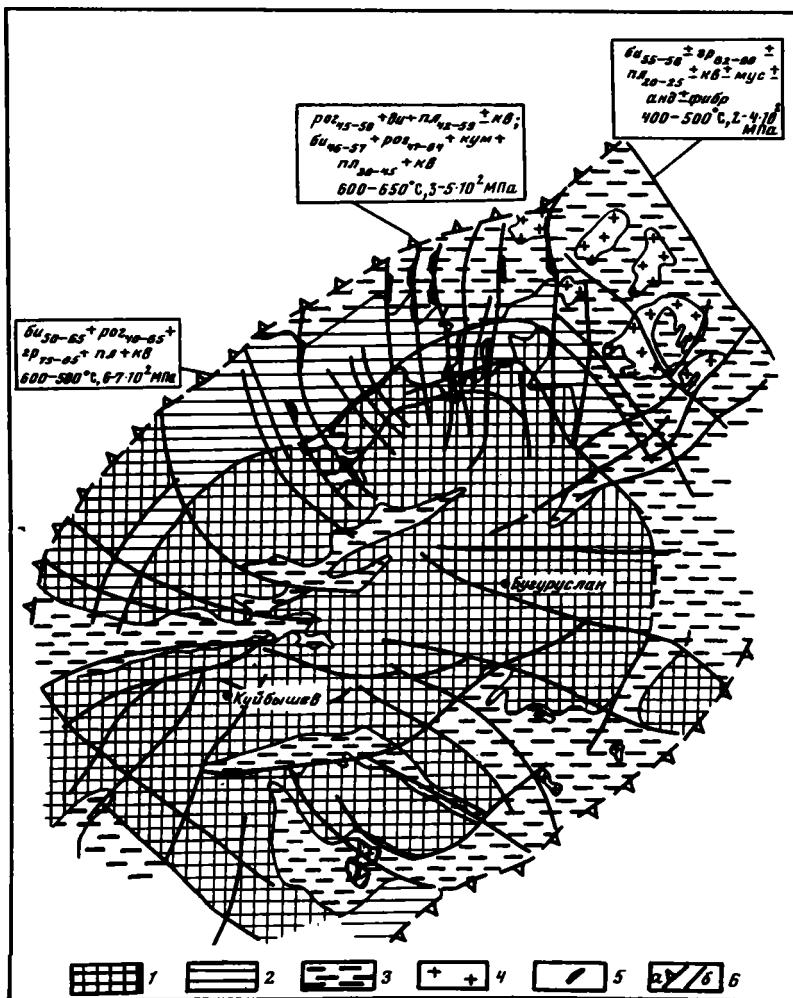


Рис. 35. Метаморфическая зональность Средневолжского мегаблока (составили С.В. Богданова, А.В. Постников, 1981 г.)

1 – гранулитовые комплексы архея; 2, 3 – раннепротерозойские метаморфические комплексы: 2 – субфации гранатовых амфиболитов, 3 – фации куммингтонитовых амфиболитов; 4 – гранитная серия бакалинского комплекса; 5 – вулканогенно-осадочные комплексы нижнего протерозоя; 6 – границы мегаблока (а) и комплексов (б)

Гранулитовое ядро Средневолжского мегаблока окаймлено широким (до 100 км) кольцом, где архейский субстрат подвергся интенсивному диафторезу и повторному гранитообразованию и где в узких шовных приразломных зонах залегают прогрессивно метаморфизованные осадочно-вулканогенные толщи раннего протерозоя (сармановская и воронцовская серии).

Распространение раннепротерозойских метаморфических комплексов контролируется кольцевой и радиальной системами разломов. Кольцевая структура зоны диафтореза подчеркивается латеральной неоднородностью раннепротерозойского метаморфического комплекса, формировавшегося в несколько различных термобарических условиях. Непосредственно к гранулитовому ядру мегаблока примыкает зона, в которой широко развиты новообразованные по основным и средним породам архейского гранулитового субстрата гранатовые амфиболиты и биотит-гранат-амфиболовые плагиогнейсы. Судя по минеральным ассоциациям сопутствующих высокоглиноземистых пород, температура

Т а б л и ц а 24. Характерные минеральные ассоциации архейского метаморфического комплекса Волго-Уральского сегмента

Породы		Ранний этап		Поздний этап	
		Мегаблоки	Линейные зоны	Мегаблоки	Линейные зоны
богатые Al, O ₂	метаморфические	би ₃₀₋₃₂ + гр ₅₂₋₆₄ ± сил ± кор + пл ₂₀₋₃₀ + кпш ^{пл} + кв Миннибаево, 20 000 Черемшан, 4, 176 гр ₅₆₋₆₅ + гип ₅₀ ± кор + пл ₂₉₋₄₁ ± би ₃₀₋₅₁ ± сил ± кпш ± кв Ветлянка, 2 би + гр + кор + пл + шп + кв Садки, 32; Сарбай, 45		гр ₅₆₋₇₀ + гип ₃₂₋₃₈ ± кор ₁₄₋₂₂ + пл + би ± сил ± кпш ^{пл} ± кв Шентала 2, 5	
	ультраметаморфические	гр ₇₅₋₈₀ + би ₄₀₋₅₀ ± сил ± кор + пл ₂₆₋₃₂ + кпш ^{пл} + пл ^{кпш} + кв ± шп Рахмановская, 18 Новоорубежская, 22		кпш ^{пл} ± пл ^{кпш} ± гр + би ± шп ± сил ± корд Звенигородская, 1; Марьевская, 2 Безенчук, 1, 2	
богатые СаО	метаморфические	гип ₂₂₋₅₆ ± пл ₃₃₋₄₀ + пл ₄₅₋₆₅ ± ро _{г39-60} ± би ₃₇₋₄₉ + маг ± кв Сургут, 104; Капитоновская, 27 пл ^{кпш} ₂₅₋₅₀ + гип ₃₅₋₄₀ ± би + кв Краковская, 1	Нурлат, 6, 15 Нурлат, 10, 16, 72	гип + пл ₅₀ + гр ₈₄ ± пи + кв + би ₃₂ гр ₂₂ + хл + ант ₁₀ ± би ро _{г47-55} + гр ₇₅₋₈₂ ± би + кв Ромашкино, 671; Туймаза, 205 Нурлат, 99, 105 гр + пи + пл + ро _г + кв Молгачи, 1 гип ± ди ± ро _г ± би + пл + кв Подбельская, 35 Азеве-Салаушская, 8	Северный Купол, 216 Привятская, 67 Архангельская, 63
	ультраметаморфические	гип ₅₀₋₆₀ + пл ₃₀ + би ₄₄ + кв ± маг Карагайская, 71, 72, 82; Колывань, 85, 86 Миннибаево, 20 000			

метаморфизма здесь была не более 600°C при умеренных давлениях $6-7 \cdot 10^2$ МПа (фациальная серия АБ или B_1 по В.А.Глебовицкому [1973]).

Зона субфации гранатовых амфиболитов сменяется при движении от гранулитового ядра к краям мегаблока зоной субфации куммингтолитовых амфиболитов с широко развитой мигматизацией, гранитизацией архейских гранулитовых пород, обширными полями диорит-плагиогранито-гнейсов и отдельными куполами, образованными гранитами и микроклиновыми гранитами. Возраст гранитоидов, определенный К-Аг методом, колеблется в пределах $2,3-1,9$ млрд лет. В контакте с последними диафторез высокоглиноземистых гнейсов архея выразился в узких зонах кислотного выщелачивания с образованием силлиманитовых, фибролитовых, андалузитсодержащих и мусковитовых кварцитов. Прогрессивно метаморфизованные комплексы раннего протерозоя также принадлежат субфации куммингтонитовых амфиболитов с температурами от 650 до 400°C и давлениями $2-5 \cdot 10^2$ МПа. Зоны диафтореза в виде узких языков по системе радиальных разломов внедряются и в гранулитовое ядро мегаблока, особенно в его южной и западной частях, используют они и зоны разломов позднеархейского заложения. При этом характер диафторических преобразований существенно не меняется, меньше только масштаб этих преобразований.

Общность кольцевой зоны диафтореза Средневожского мегаблока заключается в том, что она прослеживается далеко за пределами современных ограничений этой структуры внутри линейных зон I порядка, показывая, что первоначальные размеры кольцевой структуры были гораздо больше, а конфигурация — более округлой, чем современные контуры мегаблока. Сравнение кольцевой метаморфической зональности с геофизической структурой Средневожского мегаблока показало их поразительное совпадение, которое легко объяснимо петрофизическими особенностями раннедокембрийских комплексов, рассмотренными подробно дальше.

Обоснование выделения метаморфических комплексов фундамента Волго-Уральского сегмента, необходимые химические анализы пород и минералов и их пересчеты приведены в работах Б.Г.Яковлева [1966а, б, 1967], Б.С.Ситдикова и В.И.Филипповского [1973], С.В.Богдановой, Т.А.Лапинской и А.В.Постникова [1978], Б.С.Ситдикова и др. [1980]. Эти данные полностью учтены при характеристике метаморфических комплексов (табл. 24, 25).

Характеристика комплексов строится на основе схемы минеральных парагенезисов метаморфических пород, разработанной В.А.Глебовицким [1973, 1976], использованной при составлении "Карты метаморфических поясов СССР" [1975] и широко применяемой при исследованиях фундамента Восточно-Европейской платформы. В соответствии с этой схемой была вновь составлена карта метаморфизма фундамента Волго-Уральской области, значительно детализировавшая картину распределения метаморфических комплексов в различных структурах.

Архейские метаморфические комплексы. Архейские осадочно-вулканогенные комплексы — кинельский, нурлатский, сулеевский и миннибаевский — характеризуются одинаковой историей метаморфизма. В породах миннибаевского комплекса, сложенного преимущественно высокоглиноземистыми, глиноземистыми гнейсами и отчасти основными метавулканитами, широко развиты биотит-гранат-кордиерит-силлиманитовые и гранат-гиперстен-кордиеритовые минеральные парагенезисы (см. табл. 24). Породам других комплексов, представленных преимущественно богатыми кальцием кристаллическими сланцами и гнейсами, основными и средними метавулканитами, свойственны роговообманково-двопироксеновые и биотит-гиперстеновые парагенезисы. Общим этим сериям сопутствуют ультраметагенные образования эндербит-чарнокитового (кольчванский комплекс) и плагиогранит-микропертит-гранитного (рахмановский комплекс) рядов.

Отмеченные минеральные ассоциации указывают на преобладание метаморфизма гранулитовой фации серии низких давлений [Термо- и барометрия ..., 1977], что отвечает алданскому типу [Гранулитовая фация ..., 1972]. Их анализ, главным образом

Т а б л и ц а 25. Характерные минеральные ассоциации раннепротерозойского метаморфического комплекса Волго-Уральского сегмента

Метаморфизм	Первый этап		Второй этап		Третий этап	
	Мегаблоки	Линейные зоны	Мегаблоки	Линейные зоны	Мегаблоки	Линейные зоны
прогрессивный		би42+гр78+ки+му+ +пл40-55+кв Северный Купол, 205	би55+гр85+пл21-22+кв Уральминская, 744 би40+жед50±корд±кум+ +пл22-24+кв+маг Уральминская, 700		би55-50±гр82-90+пл20-26+ +кв±мус±анд Верховская, 7; Уни, 3; Чекан, 1 сер+кв Хопер 974	
диафторез	би+гр±сил±корд+пл+кв Мокшинская, 79; Кутужско-Кадееская, 164		би+гр75-80+сил±корд+ +пл+кв Уральминская, 177, 299 Дергуновская, 7		би+фибр±пл+кв Тлячи-Тамак, 405 Иргиз, 1	
регрессивный			пл17-39+би±гр76-82+кв± ±кпш ^{пл} Уральминская, 274, 769		кпш±пл+кв+би±мус Абрамовская, 21; Колобово, 2	
прогрессивный			рог45-50±пи+пл42-55±кв Тлячи-Тамак, 583, 491 Сармановская, 61 рог47-64±кум+би46-57+ +пл30-45+кв Уральминская, 712 Озеркино, 7; Тлячи-Тамак, 529	рог±эп+пл+кв Приказанская, 168, 171, 129 би50+рог55+ +пл20+кв Северный Ку- пол, 222	акт35-49±гр±би41-58±цоиз± ±кшцоиз +плдо55+кв Абрамовская, 17; Верхов- ская, 7; Уни, 3	
диафторез	рог40-65+гр75-85±би50-65+пл±кв±маг Степноозерская, 609, Украинская, 2 тип65-70+рог+гр±пл+маг+ +кв Кутужско-Кадееская, 145 Черниговская, 1	би50-65+пл±кв±маг Приказанская, 25	рог±кум±би+пл±кв Тлячи-Тамак, 488, 576	рог±би±скап±эп+ +пл±кв Приказанская, 17	би±акт+кв±кпш+пл Грахань, 6; Озеркино, 6 Уральминская, 712	би±эп+кв хл+эп+кв± ±пл5-10 Кукмор, 5; Урмары, 1
регрессивный			би55-62+рог48-55+ +пл22-35+кв Сармановская 8749 Акчарлак, 56, 68	пл+кв+би±рог±эп Северный Ку- пол, 64 Родинская, 202	кпш±пл17-32+кв+би55-66± ±рог53-55 Тлячи-Тамак, 510	

в породах, обогащенных Al_2O_3 , показывает многоэтапность метаморфических преобразований. При этом отмечается последовательная смена по крайней мере двух этапов прогрессивного гранулитового метаморфизма регрессивным на заключительной стадии. Отмеченная общая закономерность находит различное выражение в зависимости от глубинности метаморфизма в разных частях структур. Зональность по глубинности архейского метаморфизма в связи с недостаточностью аналитических данных может быть намечена лишь в общих чертах.

Регрессивный этап гранулитового метаморфизма нередко сопровождается существенной переработкой пород, имеет резко выраженный наложенный характер и участками отвечает линейно-зональному метаморфизму умеренных давлений. По-видимому, этот этап связан с заключительными фазами архейской складчатости, сопровождающимися существенной тектонической дифференциацией архейской коры, формированием линейной архейской складчатости и внедрением вдоль пологих продольных разломов крупных габбро-норит-анортозитовых интрузий (туймазинский комплекс). Эти данные позволили выделить [Богданова и др., 1978] в едином архейском цикле метаморфизма ранний и поздний архейские метаморфические комплексы, изотопно-геохронологически неразделенные.

Ранний архейский метаморфический комплекс. Наиболее ранние из наблюдающихся минеральных парагенезисов формировались при температуре и давлении, не превышающих верхний предел существования ставролит-кварцевого парагенезиса (около $650^\circ C$ и $5 \cdot 10^2$ МПа), вероятно, в условиях силлиманит-ставролит-биотит-мусковитовой субфации. Об этом свидетельствуют реликтовые зерна ставролита и кварца, сохранившиеся в виде включений в крупных зернах граната и силлиманита в полиминеральных глиноземистых гнейсах южной части Альметьевского блока (Миннибаево, скв. 4, 20 000). Этому этапу, очевидно, отвечают реликтовые зерна зеленой роговой обманки в двупироксеновых кристаллических сланцах и гнейсах нурлатского комплекса. Дальнейшая смена минеральных парагенезисов для глиноземистых пород идет по схеме $ст + кв \rightarrow би + сил + кв + гр_{Fe} \rightarrow сил + гр_{Mg} + корд + киш^{пл} \rightarrow гр_{Mg} + гип + корд + киш^{пл}$, что соответствует последовательному переходу к силлиманит-гранат-биотит-мусковитовой и далее к силлиманит-биотит-гранат-ортоклазовой, силлиманит-гранат-кордиерит-ортоклазовой и гранат-гиперстен-кордиерит-ортоклазовой субфациям [Глебовицкий, 1976].

Подобная смена минеральных парагенезисов практически полностью прослеживается в разрезе скв. 20 000 Миннибаево и в различных сочетаниях в многочисленных скважинах на Альметьевском, Жигулевско-Пугачевском и Бузулукском блоках.

Оценка температур метаморфизма по биотит-гранатовому термометру Л.Л.Перчука с поправками В.И.Шульдинера [1976] показывает для наименее преобразованных на позднейших этапах пород температуры от 700 до $850^\circ C$ (рис. 36). Аналогичные данные по методике М.Д.Крыловой [Термо- и барометрия ..., 1977] были получены на основе определений Sc в гранатах и биотитах скв. 20 000 Миннибаево (табл. 26) и по двуминеральным геотермометрам Л.Л.Перчука [Ситдииков и др., 1980].

Поскольку граница амфиболитовой и гранулитовой фаций в глиноземистых породах не фиксируется по критическим минеральным парагенезисам, указанный переход повсеместно контролируется появлением двупироксенового парагенезиса в сопутствующих породах основного состава. По данным Б.Г.Яковлева (1984г.), в двупироксен-плагноклазовых кристаллосланцах Волго-Уральской области довольно часты реликты более высокотемпературных ассоциаций гранулитовой фации — от 850 до $960^\circ C$. Это установлено по продуктам распада клинопироксенов и ортопироксенов и по расчетному первоначальному составу распавшихся орто- и клинопироксенов (табл. 27).

Наиболее глубинные условия прогрессивного этапа метаморфизма, отвечающие, вероятно, шпинель-кварцевой субфации, наблюдаются в северной части Бузулукского блока в области сочленения с Жигулевско-Туймазинской зоной, где в глиноземистых

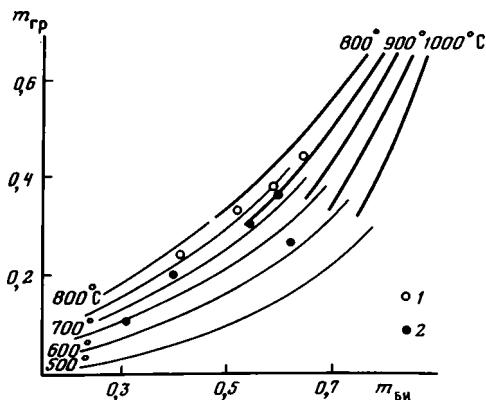


Рис. 36. Температура метаморфизма высокоглиноземистых и глиноземистых, бедных кальцием пород миннибаевского комплекса по биотит-гранатовому геотермометру Л.Л. Перчука с поправками В.И. Шульдинера [1976]
1 — в блоках гранулитовой фации; 2 — в зонах диафореза

гнейсах отмечается ранний парагенезис бурой шпинели и кварца, на более позднем этапе замещающийся каемками кордиерита и зеленой шпинели в ассоциации с силлиманитом, биотитом и гранатом (Малокиньельская, скв. 54; Садки, скв. 32). Особого рассмотрения требуют эулизиты Бузулукского блока (Несмеяновская, скв. 31), содержащие парагенезис фаялита ($F = 95 - 98\%$) и альмандина ($F = 85 - 95\%$), замещающийся ортопироксеном (ферросилитом и зулитом). Это отвечает давлениям более $10 \cdot 10^2$ МПа, однако специфический химический состав породы (47,3 и 48,4% FeO) затрудняет сопоставление с известными минеральными равновесиями.

В условиях архейской гранитизации пород миннибаевского комплекса развивается парагенезис граната с кордиеритом и калиевым полевым шпатом. При этом состав граната меняется как в сторону большей магниальности (лейкокраговая часть плагиогранитного состава послонных мигматит-анатектитов), так и (чаще всего) в сторону большей железистости. В последнем случае процесс сопровождается развитием каемок вторичного кордиерита и кварц-кордиеритового симплектита вокруг граната, разрастанием более кислого плагиоклаза, появлением вростков мелкого силлиманита и зеленой шпинели в полевых шпатах. Сильно гранитизированные породы отличаются довольно устойчивым парагенезисом: $гр_{75-80} + би_{40-50} + пл_{26-32} + киш^{пл} + кв + (корд + кв) + (сил) + (шп)$.

Минеральные ассоциации богатых CaO пород раннеархейского метаморфического комплекса представлены практически во всех случаях следующим набором минералов: гиперстен ($F = 22-57\%$), сацит ($F = 13-40\%$), роговая обманка ($F = 39-63\%$), плагиоклаз (45-65% An), биотит ($F = 37-49\%$), кварц, калиевый полевой шпат (см. табл. 24).

Соотношения минералов крайне различны и можно наметить несколько парагенезисов, соответствующих различным этапам регионального метаморфизма и ультраметаморфизма, что отражено и в составе пироксенов [Богданова и др., 1978]. Среди минеральных ассоциаций основных пород раннеархейского комплекса почти не встречаются безамфиболовые. Роговая обманка по комплексу рентгеноструктурных, кристаллохимических и оптических данных принадлежит ряду гастингситов, на что впервые обратил внимание Б.Г. Яковлев [1966а]. Это отчетливо проявляется в их повышенной щелочности ($a_{Ca} = 38-47\%$)¹ и при этом высоком содержании Al^{IV} ($a_{Si} = 20-28\%$)¹. Нередко оливковый гастингсит наблюдается в виде крупных (до 3 мм) кристаллов, развивающихся за счет нескольких мелких зерен пироксенов. Характерны каемки амфибола вокруг кристаллов пироксенов на границе с плагиоклазом, что свидетель-

¹ a_{Ca} , a_{Si} — кристаллохимические коэффициенты роговых обманок: $a_{Ca} = (Na + K) / (Na + K + Ca) \cdot 100$ ат.%, $a_{Si} = Al^{IV} / (Al^{IV} + Si) \cdot 100$ ат.%

Таблица 26

Содержание скандия* (в г/т) в сосуществующих биотитах и гранатах из высокоглиноземистых и глиноземистых пород миннибаевского комплекса (скв. 20 000 Миннибаево) и температуры метаморфизма.

Номер образца	Биотит	Гранат		Т, °С	
		красный	розовый	по биотиту	по биотит-гранату
78	16	163	—	650	690
78 ₂	17	206	161	650	670; 720
85	8,28 **	5,4	—	750; 600	650; 400
270	22	72	64	620	500; 520
339	12	—	88	700	620
374	12	—	81	700	620
2022	14	—	86	670	620

* Определено рентгенофлюоресцентным методом А.В.Гуревичем (ВНИИЯГГ).

** Две генерации минерала.

Таблица 27

Химический состав (в мас. %) продуктов бимодального распада клинопироксенов из основных кристаллосланцев фундамента Волго-Уральской области*

Окислы	1		2		3	
	Cpx_2	Orx_2	Cpx_2	Orx_2	Cpx_2	Orx_2
SiO ₂	51,2	50,9	51,9	54,7	49,9	48,0
Al ₂ O ₃	2,6	1,7	2,7	1,7	1,3	0,7
FeO	13,5	31,4	4,68	15,3	23,0	40,9
MgO	11,0	14,9	17,0	28,4	6,2	7,4
CaO	21,2	0,6	23,8	0,8	20,2	1,6
Na ₂ O	0,1	—	Сл.	—	Сл.	Сл.
Сумма	99,6	99,5	100,0	100,9	100,6	98,6
X _{Fe}	0,41	0,54	0,13	0,23	0,67	0,76
T, °С	820		850		840	

Реконструированные составы клинопироксенов древних равновесий $Orx_1 + Cpx_1$

CaSiO ₃	41,2	45,1	41,1
MgSiO ₃	25,9	46,1	18,8
FeSiO ₃	32,9	8,8	40,1
X _{Fe}	0,44	0,13	0,69
T, °С	950	940	950

* Данные любезно предоставлены Б.Г.Яковлевым (ИГФМ АН УССР).

Примечание. 1 — клинопироксен-плаггиоклазовый кристаллосланец, скв. 106 Нурлатской площади; 2 — клинопироксен-роговообманковый кристаллосланец, скв. 352 Ульяновской площади; 3 — гранат-клинопироксен-роговообманковый кристаллосланец (состав распавшегося ядра в зональном Cpx), скв. 333 Южной Бонджожской площади. Составы пироксенов получены методом РСМА (JXA-5 и Link system). X_{Fe} — коэффициент распределения Fe.

ствует о регрессивной смене парагенезисов. Примечательно, что в качестве включений в роговой обманке почти всегда присутствует кварц. Это позволяет предположить реакцию $гип + пи + пл \rightarrow рог + кв$, при которой железистость всех железомagneзиальных минералов находится в тесной связи с железистостью породы, а железистости амфибола и гиперстена равны. Эти преобразования более отчетливо фиксируют позднеархейскую переработку пород в условиях регрессивного гранулитового метаморфизма низких давлений, чем это наблюдается в высокоглиноземистых породах.

В породах, претерпевших ультраметаморфическую переработку, с привнесом кремнекислоты и щелочей железистость роговых обманок вначале падает, становясь ниже железистости пород, что сопровождается выделением титанистого магнетита. На более высоких стадиях гранитизации железистость гиперстена и амфибола растет, значительно превышая железистость пород. При этом наблюдается замещение магнетита этими минералами.

Начальные ультраметаморфические явления в рассматриваемой группе пород заметны лишь в структурно-текстурных преобразованиях пород. Обычно во внешне массивных медко- или среднекристаллических темно-серых, почти черных основных кристаллосланцах и габброидах, которые обнаруживают заметную кристаллизационную сланцеватость только при наличии не менее 15–20% амфибола, появляются зоны разукрупнения и резкой сегрегации пироксенов и плагиоклаза (метаморфическая дифференциация). Контакты этих зон габбро-анортозитового состава с вмещающими породами постепенные и становятся резкими только в зонах наложенной гранулитизации (бластокатаклаза). В таких "мигматитах" не выявлены какие-либо существенные вариации минерального состава. Некоторое преобладание клинопироксена над гиперстеном и отсутствие амфибола может рассматриваться как указание на высокотемпературность процесса, проходящего выше предела устойчивости амфибола.

Поздний архейский метаморфический комплекс. Минеральные ассоциации этого комплекса прослеживаются в пределах сравнительно узких субпараллельных линейных зон второго порядка. Они отвечают условиям метаморфизма от гранулитовой до амфиболитовой фаций и наложены на ранний архейский метаморфический комплекс.

Поздний архейский метаморфический комплекс одновременно является полифациальным и зональным. Есть очень немного примеров, когда можно наблюдать минеральные ассоциации какой-либо одной фации метаморфизма. Чаще всего это — совокупность более ранних и высокотемпературных парагенезисов и более поздних, низкотемпературных. Зональность комплекса проявляется в последовательной смене зон с преобладанием парагенезисов гранулитовой фации, затем фации гранатовых амфиболитов вплоть до зоны гранитообразования. Примечателен асимметричный характер зональности, выражающийся в смещении более низкотемпературных зон в одну сторону от наиболее высокотемпературной. Все отмеченные морфологические особенности поздней архейской метаморфической зональности нашли удачное объяснение в концепции последовательно развивающегося глубинного разлома типа надвига [Гранулитовая фация..., 1972; Прияткина, Шарков, 1979]. Вероятно, системой таких глубинных надвигов обусловлено многократное повторение линейной метаморфической зональности позднего архея в Средневожском мегаблоке.

Связь позднего архейского комплекса с глубинными разломами подтверждается также приуроченностью к этим же зонам, с одной стороны, интенсивного бластокатаклаза и повторной метаморфической переработки (зоны пластического течения) раннего архейского комплекса, а с другой. — габбро-норитов и анортозитов, образовавшихся после формирования раннего архейского метаморфического комплекса, но до наложения поздней архейской зональности. Это дает возможность выявить специфику позднего архейского метаморфического комплекса по ассоциациям одного этапа, а не в зонах повторной переработки.

Габброиды и габбро-анортозиты хорошо изученного Туймазинского массива в его крайней северо-западной части содержат минеральную ассоциацию $гип_{35-58} + рог_{47-55} + Gr_{75-82} + пл_{50-80} + би_{32-64} + кв + маг$, в которую входят первичный парагенезис

норит-анортозитового комплекса $\text{гип}_{35-36} + \text{пл}_{63-80} + \text{маг}$, а также сложный парагенезис, отвечающий смене субфации гранатовых амфиболитов на пироксен-плаггиоклазовую по схеме: $\text{рог}_{47-55} + \text{гр}_{75-82} + \text{кв} \rightarrow \text{гип}_{48-58} + \text{пл}_{50-55} + \text{маг}_2$. Эта реакция зафиксирована в появлении гиперстен-плаггиоклазового симплектита на контакте граната и роговой обманки (Туймаза, скв. 205, 687) или диопсид-гиперстен-плаггиоклазового симплектита (Ромашкино, скв. 671) при большой кальциевости граната.

Аналогичные ассоциации известны в районе Северо-Елтанского габбро-норит-анортозитового массива на северо-западе мегаблока. Входящие в эту метаморфическую ассоциацию диопсид, амфибол и гиперстен несколько отличаются от одноименных минералов богатых кальцием пород раннего архейского комплекса. Роговая обманка относится к гастингситу, но с большим содержанием глинозема, гиперстен обнаруживает повышенные содержания глинозема, диопсид обогащен Na [Богданова и др., 1978]. Эти особенности минералов характерны не только для прогрессивно метаморфизованных пород, но и для ультраметаморфитов, сопутствующих зоне гранулитовой фации. В отличие от ранних архейских эндербитов и чарнокитов их позднеархейские разновидности в целом являются более щелочными, часто встречаются бескварцевые чарнокитоиды с мезопертитом, переходящие в мезопертитовые граниты с гастингситовой (Решетниковская, скв. 257) или керсутит-феррогастингситовой роговой обманкой (Юлдуз, скв. 20). Возможно, эти мангеритоподобные гранитоиды являются магматическими и должны рассматриваться в составе туймазинского комплекса.

Оценка температур и давлений, проведенная по парагенетическим гранату и диопсиду (Ульяновская, скв. 125), гиперстену и диопсиду (Привятская, скв. 67), показала максимальные температуры $760-790^\circ\text{C}$ и давление около $9,5 \cdot 10^2$ МПа [Филипповский, Ситдииков, 1973].

В некоторых скважинах (Усть-Ик, 315, 31; Алтуховская, 20; Архангельская, 63; Молгачи, 1 и др.) метабброиды содержат наиболее раннюю парагенетическую ассоциацию эклогитового состава. По данным Б.С. Ситдиикова [1968], эклогиты Усть-Икской площади состоят из омфацитового диопсида, граната ($F = 72\%$), синевато-зеленого амфибола и небольшого количества плаггиоклаза и кварца. Аналогичные породы вскрыты скв. 1 Молгачей, эклогитовая гранат-диопсидовая (омфацитовая?) ассоциация которых замещается сначала гиперстен-плаггиоклазовым симплектитом, а затем голубовато-зеленым амфиболом и кварцем. Гиперстен-плаггиоклазовый парагенезис оказывается наложенным на эклогитовый и в других случаях.

Зональный метаморфизм, с различной полнотой проявлений во всех габбро-анортозитовых массивах позднего архея Средневолжского мегаблока, наложен своими различными температурными зонами на ранний архейский метаморфический комплекс. Он распознается по сочетанию характерных бластокатакlastических (гранулитовых) структур и линейных текстур пород с развитием парагенезисов гранулитовой фации умеренных давлений и фации гранатовых амфиболитов. Наиболее ярко эти процессы проявились в Нурлатском районе и в восточной части Альметьевского блока, где широко распространена смена парагенезисов: $\text{рог} + \text{ди} + \text{гип} + \text{пл} \rightarrow \text{гр} + \text{гип} + \text{ди} + \text{рог} + \text{пл} \rightarrow \text{гр} + \text{би} + \text{рог} + \text{маг} + \text{пл} + \text{кв}$. По-видимому, с поздним архейским этапом связаны регрессивные преобразования пород нурлатского комплекса, выраженные в биотитизации, амфиболитизации и гранулитизации.

В глиноземистых породах позднего архейского метаморфического комплекса наиболее распространенной является замена более высокотемпературного парагенезиса $\text{гр}_{65-70} + \text{корд} + \text{кпш}^{\text{пл}} + \text{пл}$ парагенезисом $\text{би}_{30-40} + \text{сил} + \text{кв} + \text{гр}_{70-80}$. Новообразованные биотит и силлиманит, концентрирующиеся в отдельных полосах и каемках, разобщают крупные кристаллы граната и кордиерита на границе с калиевым шпатом и плаггиоклазом. При этом часто в гранате наблюдается более железистая периферическая часть. За счет этого нередко грубополосчатые и среднекристаллические розовато-серые высокоглиноземистые гнейсы переходят в более мелкозернистые темно-серые кристаллосланцы с отчетливой кристаллизационной сланцеватостью.

Отличительной особенностью минеральных ассоциаций является присутствие маг-

незильного граната (содержание пиропы до 39%), крупнокристаллического силлиманита, гиперстена с повышенной глиноземистостью (до 6 мас.% Al_2O_3), магнезильного и редко встречающегося кордиерита ($F = 14-22\%$). При этом смена парагенезисов, входящих в эту ассоциацию, осуществляется по несколько иной схеме, чем в раннеархейских одноименных ассоциациях, а именно: $гр_{50} + сил_1 + гип_{32-38} + пл_{35} + (кпш) \rightarrow гр_{56-70} + корд_{14-22} + сил_2 + кв + пл_{35} \rightarrow би_{30-32} + сил + кв$ (Шенталинская, Черемшанская, Новоелховская и другие площади в Татарии, Новобезенчукская, Покровская и другие – в Куйбышевском Поволжье).

Примечательно, что кордиерит появляется только в каемках или в симплектитах с кварцем по гранату, а биотит – только как наложенный регрессивный минерал в последнюю фазу минералообразования. Поскольку железистость образующихся гранатов не опускается ниже 50%, что характерно для гиперстен-силлиманитовой субфации [Маракушев, Кудрявцев, 1965], то формирование парагенезисов отвечает силлиманит-биотит-гранат-ортоклазовой субфации. Дальнейшая регрессивная последовательность парагенезисов заключается в кордиеритизации, калишпатизации, а затем и биотитизации пород. Эти ультраметаморфические проявления специфичны своей повышенной щелочностью, иногда полным отсутствием кварца и сочетанием не только обычных для ранних архейских высокоглиноземистых ультраметаморфитов граната, кордиерита, микропертита, андезин-олигоклаза и кварца, но и присутствием гиперстена и мезопертита. Характерной чертой таких ультраметаморфитов являются типичные гранулитовые текстуры и структуры, что заставило выделить их в особую группу пород – калишпатовые гранулиты.

Наряду с метаморфическими преобразованиями в условиях гранулитовой фации умеренных давлений в глиноземистых породах отмечаются регрессивные преобразования в условиях пониженных давлений, выраженные значительно менее отчетливо в связи с широким диапазоном устойчивости биотит-гранат-силлиманит-кордиеритового парагенезиса и определяющиеся главным образом по структурным изменениям пород.

Рассмотренный комплекс метаморфических преобразований заключительных этапов архейской складчатости более характерен для Альметьевского блока и наиболее ярко выражен в Жигулевско-Туймазинской линейной зоне. В пределах Бузулукского блока метаморфизм этого этапа проявлен в близких по строению линейных структурах надвиговой природы, однако термобарические условия здесь были несколько иными. Метаморфические преобразования в наиболее интенсивно переработанных породах выражены в виде гранулитизации без явной смены минеральных парагенезисов, а при отсутствии существенных стрессовых напряжений и в более низкотемпературных условиях проявляются главным образом в амфиболитизации пород, обогащенных СаО. Кроме того, в пределах Бузулукского блока значительно шире распространены калишпатовые гранулиты, представляющие собой продукты динамотермальной переработки кислых ультраметаморфитов большечеремшанской серии.

Таким образом, поздний архейский метаморфизм в пределах Альметьевского блока протекал в целом при повышенных давлениях, вероятно отвечавших фашиальной серии B_1 , а в пределах Бузулукского – в условиях более низких давлений фашиальной серии АБ.

Раннепротерозойские метаморфические комплексы. Метаморфизм и ультраметаморфизм раннепротерозойского этапа проявлен как прогрессивный метаморфизм суперкрупных образований и, гораздо шире, как диафорез архейских гранулитовых комплексов. Условия метаморфизма изменялись в широком диапазоне от амфиболитовой фации до низкотемпературных субфаций зеленосланцевой фации в режиме как умеренных, так и низких давлений.

Наиболее детально изучена область интенсивной диафорической переработки, широким полукольцом охватывающая с севера и северо-востока гранулитовое "ядро" Средневолжского мегаблока, примыкающая к Камско-Вятской и Токаревско-Уфимской линейным зонам (см. рис. 35). В пределах Бузулукского блока диафорические

изменения проявлены значительно слабее и развиты преимущественно в южной и юго-восточной области его сочленения с Токаревско-Уфимской линейной зоной. Кольцевой характер зон раннепротерозойского метаморфизма выражен в кольцевой латеральной неоднородности раннепротерозойских метаморфических комплексов, обусловленной изменениями термобарических условий на разных этапах этого цикла. Отчетливо проявлены и радиальные структуры раннего протерозоя как узкие протяженные зоны диафтореза, языками внедряющиеся в "гранулитовое ядро" Средневожского мегаблока. Самые крупные из них выделяются на Бузулукском блоке, в западной части Альметьевского блока.

Граница, разделяющая гранулитовый и диафторические комплексы, прослежена главным образом по породам, обогащенным СаО. Критерием ее проведения послужила полная смена двупироксенового и биотит-гиперстенового парагенезисов гранулитовой фации биотит-гранат-роговообманковым и биотит-роговообманковым парагенезисами амфиболитовой фации, т.е. граница соответствует изограде гиперстена. Реликты "гранулитовых" структур пород, порфирокласты антипертитовых и микропертитовых полевых шпатов сохраняются даже при значительной степени диафторической переработки. Развитие диафтореза уверенно устанавливается по появлению ультраметаморфитов плагιοгранитной и гранитной серии бакалинского комплекса. Вместе с тем ранние диафторические изменения в глиноземистых гнейсах выражены менее отчетливо и могут быть выявлены лишь при проведении специальных аналитических исследований.

По-видимому, ранний этап преобразований, с наибольшей полнотой проявленный в участках, непосредственно примыкающих к гранулитовому ядру в северной и северо-западной части Альметьевского блока, отвечал фации альмандиновых амфиболитов. Об этом свидетельствует широкое развитие новообразованного парагенезиса $\text{rog} + \text{gr} \pm \text{би} + \text{пл} \pm \text{кв} \pm \text{маг}$ (см. табл. 25) в породах, обогащенных СаО и представленных альмандиновыми амфиболитами и биотит-гранат-амфиболовыми плагιοгнейсами в многочисленных скважинах Степноозерской, Северо-Елтанской и других площадей.

В целом для пород характерны гнейсовидные, полосчатые текстуры, обусловленные метаморфической дифференциацией и перекристаллизацией, и лепидонемато-гранобластовые структуры, иногда с реликтивными порфирокластами "гранулитовых" полевых шпатов. Примечательно очень незначительное развитие гранитизации пород, ограниченной редкими прожилками и полосами плагιοклазитов, диоритов и плагιοгранитов, а также отдельными небольшими массивами последних. В пределах Бузулукского блока метаморфизм этого типа проявлен спорадически (Украинская площадь, скв. 2 и др.) в обособленных участках фундамента. Недостаток аналитических данных не позволяет точно определить температуры и давления метаморфизма. Однако в сопутствующих глиноземистых породах установлены температуры 600–650°C (см. рис. 36), а отсутствие в них кианитсодержащих парагенезисов указывает на давления не более $6-7 \cdot 10^2$ МПа (фациальная серия Б₁) [Термо- и барометрия..., 1977].

Ранний этап метаморфизма фации альмандиновых амфиболитов сменяется на более поздних этапах метаморфизмом фации куммингтонитовых амфиболитов. В породах этот процесс зафиксирован в развитии куммингтонита за счет роговой обманки раннего этапа. Метаморфические преобразования в условиях фации куммингтонитовых амфиболитов — наиболее широко проявленная форма раннепротерозойского диафтореза мегаблоков. Основными отличительными чертами его служат широкое развитие ультраметаморфизма с образованием обширных полей мигматитов плагιοгранитной серии и обособленных крупных массивов диоритов-плагιοгранитов, а также сочетание с прогрессивным метаморфизмом раннепротерозойских суперкрупных образований сармановского комплекса. В северной части Альметьевского блока зона развития метаморфизма этого типа полукольцом охватывает пояс диафторитов фации альмандиновых амфиболитов, существенно перерабатывая его, особенно в восточной части, занятой крупнейшим Бакалинским массивом гранитоидов. На Бузулукском блоке диафторез фации куммингтонитовых амфиболитов развит в зоне сочленения с Тока-

ревско-Уфимской зоной и в узких приразломных зонах, рассекающих гранулитовое "ядро". Масштабы проявления диафтореза здесь невелики. Он связан с небольшими массивами гранитоидов и выражен преимущественно в явлениях бластокатаклаза и кислотного выщелачивания. Породы, богатые кальцием, представлены амфиболитами, биотит-амфиболовыми гнейсами преимущественно в составе мигматитов. При этом в них развит парагенезис биотита, роговой обманки актинолит-эденитового ряда, олигоклаз-андезинового плаггиоклаза и кварца нередко с куммингтонитом.

Вообще диафторез и особенно повторная ультраметаморфическая переработка с образованием обширных гранито-гнейсовых и гранитоидных полей приводят к значительному упрощению состава всех пород и особенно высокоглиноземистых, которые переходят в биотит-гранатовые, биотит-гранат-силлиманитовые и биотит-силлиманитовые плаггио- и плаггиомикроклиновые гнейсы. В этих породах в условиях полной перекристаллизации в равновесии с биотитом ($F = 55-60\%$) повышенной глиноземистости и низким содержанием титана встречается гранат с железистостью 75–80%. Часто в таких породах железистость граната превышает 80%. Почти не меняющейся железистостью (75–80%) в зонах диафтореза обладает гранат из плаггиогранитов и гранитов, видимо, испытывавших полную ремобилизацию вещества, в то время как гранитоиды с гранатом и корднеритом гранулитовой фации обычно содержат гранат с железистостью менее 75% [Богданова и др., 1978].

Среди прогрессивно метаморфизованных образований сармановского комплекса преобладают породы, обогащенные СаО: амфиболовые, биотит-амфиболовые (с куммингтонитом) и диопсид-амфиболовые кристаллические сланцы. Судя по структурным соотношениям, минеральные парагенезисы равновесны и не обнаруживают реликтовых или наложенных ассоциаций за исключением локальной биотитизации, сопровождающей окварцевание и микроклинизацию пород. Различия минерального состава находятся в соответствии с первичными химическими особенностями пород. Характерной чертой раннепротерозойских ассоциаций, богатых кальцием, является присутствие роговой обманки, весьма однородной по кристаллохимическим параметрам и принадлежащей актинолит-эденитовому ряду.

Глиноземистые, бедные кальцием породы имеют подчиненное значение и представлены мелкозернистыми биотит-гранатовыми плаггиогнейсами и биотит-жедритовыми кристаллосланцами. Последним свойственны ассоциации: $би_{40} + жед_{50} + корд + пл_{22-24} + кв + рудные$, $жед_{50} + кумм + би + пл_{22-24} + кв + рудные$. Их специфический состав, вероятно, обязан процессам магниезильного метасоматоза в связи с кислотным выщелачиванием.

Заключительный этап раннепротерозойского метаморфизма связан с формированием крупных куполовидных дифференцированных от гранодиоритов до микроклиновых гранитов массивов гранитной серии бакалинского комплекса. Наиболее ярко диафторические преобразования этого этапа выразились в завершающих стадиях процесса кислотного выщелачивания глиноземистых гнейсов на контакте с наиболее поздними гранитными массивами. Состав пород при этом изменяется от окварцованных и содержащих новообразованный гранат с железистостью 72–90% и обогащенный спессартином (Уральминская, скв. 299), силлиманит и турмалин с реликтами более ранних парагенезисов (Тлянчи-Тамак, скв. 405; Азнакаево, скв. 11, 72; Болтаево, скв. 12 и др.) до полностью преобразованных мусковит-фибrolитовых или мусковитовых, изредка включающих андалузит (Азеве-Салаушская, скв. 34; Первомайская, скв. 215, 261; Бондюг, скв. 45; Тлянчи-Тамак, скв. 401, 402, 299 и др.) кварцитов.

В породах сармановского комплекса этот метаморфизм проявлен, вероятно, лишь в виде слабых позднейших преобразований (биотитизация, микроклинизация, формирование гранитоидных прожилков), тогда как биотит-мусковит-гранатовые сланцы воронцовского комплекса (Чекан, скв. 1; Грахановская, скв. 6) прогрессивно метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Кроме того, этому этапу отвечают различные проявления бластокатаклаза низкотемпературного метаморфизма зеленосланцевой фации.

Таким образом, заключительные этапы раннепротерозойского метаморфизма в пределах Средневолжского мегаблока отвечают метаморфизму андалузит-силлиманитовой фашиальной серии от амфиболитовой фации до зеленосланцевой. В области широкого распространения воронцовского комплекса (Саратовско-Волгоградское Поволжье) хорошо проявлена зональность метаморфизма от зеленосланцевой фации в северной и северо-западной частях района до эпидот-амфиболитовой фации андалузит-силлиманитовой фашиальной серии в южной части в контакте с крупными массивами гранитов волгоградского комплекса.

Доминирующее положение в составе воронцовского комплекса занимают существенно глиноземистые слюдяные сланцы и кварцитосланцы и филлиты, часто сохраняющие дометаморфические текстурно-структурные особенности терригенно-осадочных пород (см. выше). Характерные минеральные ассоциации: сер + кв, би + сер + кв, би₃₄₋₃₇ + мус + анд + пл₁₉₋₂₀ + кв, би₃₄₋₃₉ + гр + пл₂₀₋₂₅ + кв. Кальцийсодержащим породам отвечает минеральная ассоциация би + акт + цоиз + клцоиз + пл_{до 55} + кв. Первичная природа последних, по-видимому, разнообразна (метавулканыты, карбонатсодержащие метаосадки и др.). В породах нередко встречаются реликты первичных минералов, кварца, плагиоклаза, в серицитовых сланцах иногда присутствуют порфиробласты биогита ранней генерации (?). Наложенные процессы калиевого метасоматоза выражены в формировании мусковитовых узловатых сланцев и бластов калиевого полевого шпата, а образование актинолита в некоторых случаях можно связать с железо-магнезиально-кальциевым метасоматозом.

Таким образом, метаморфическая зональность Средневолжского мегаблока гетерогенна и сформировалась в течение двух тектоно-метаморфических циклов (?) — архейского и раннепротерозойского (рис. 37).

Ранний этап архейского цикла характеризуется повсеместным проявлением однородного (ареального) высокотемпературного метаморфизма типа низких давлений от амфиболитовой фации до гранулитовой в породах отрадненской и большечеремшанской серий. Он ограничен верхним пределом существования ставролит-кварцевого парагенезиса (650° С и 5 · 10² МПа) в полиминеральных ассоциациях. Дальнейшая смена минеральных парагенезисов соответствует последовательному переходу к силлиманит-гранат-биотит-мусковитовой, затем к силлиманит-биотит-гранат-ортоклазовой, силлиманит-гранат-кордиерит-ортоклазовой и гранат-гиперстен-кордиерит-ортоклазовой субфациям. В редких случаях метаморфизм достигал условий шпинель-кварцевой субфации.

Оценка температур метаморфизма по биотит-гранатовым параметрам показала интервал от 700 до 850°С, по двушироксеновым термометрам — до 950°С. Не исключено, однако, что наиболее высокотемпературные ассоциации проявились не в связи с архейским этапом, а позднее, в раннем протерозое, благодаря повторному анатексису и "высушиванию" архейских метаморфических комплексов.

В соответствующих кальцийсодержащих основных и средних породах широко развит гиперстен-салит-гастингситовый парагенезис с кварцем. В нурлатском комплексе встречается более ранний амфибол-плагиоклазовый парагенезис, указывающий на прогрессивную смену условий метаморфизма и по этой группе пород. Ультраморфические преобразования пород (кольванский и рахмановский комплексы гранитоидов) в общем изофашиальны условиям архейского прогрессивного метаморфизма.

Поздний этап архейского метаморфического цикла отличается большей дифференцированностью режима по температуре и давлению, согласующейся с формированием сложной линейной складчато-чешуйчатой структуры архейской коры и внедрением по зонам пологих надвигов интрузий габбро-норит-анортозитов туймазинского комплекса. С внедрением и остыванием этих интрузий (линейных термальных аномалий) связаны субпараллельные линейные метаморфические зональности асимметричного характера как в самих телах габбро-норит-анортозитов, так и во вмещающих комплексах от эклогито-гнейсовой и гранат-амфиболитовой субфации до гранулитовой.

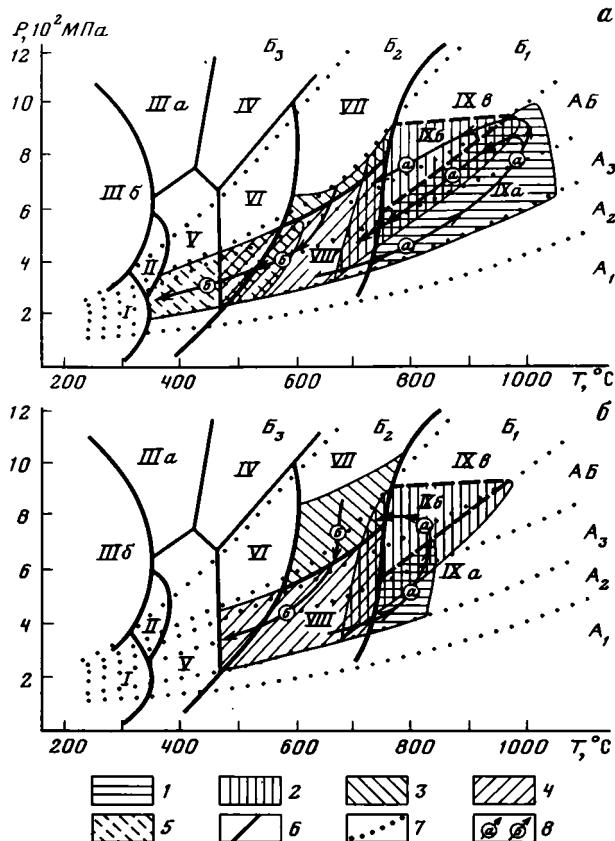


Рис. 37. Термодинамические условия формирования метаморфических комплексов раннего докембрия Волго-Уральского сегмента (по схеме минеральных фаций метаморфизма В.А. Глебовича [1976])

a – мегаблоки, *б* – линейные зоны; 1, 2 – архейские комплексы: 1 – ранний, 2 – поздний; 3–5 – раннепротерозойские комплексы: 3 – первого этапа, 4 – второго этапа, 5 – третьего этапа; 6, 7 – границы: 6 – фаций, 7 – фациальных серий A_1 , A_2 , A_3 , AB , B_1 , B_2 , B_3 ; 8 – тенденции в эволюции термодинамического режима (*a* – в архее, *б* – в раннем протерозое)

Фации: I – пумпеллит-пренитовая, II – пумпеллит-актинолитовая, IIIa – глаукофан-лавсонитовая, IIIб – глаукофан-цоизитовая, IV – цоизит-кианит-кварцевых сланцев, V – зеленых сланцев, VI – эпидотовых амфиболитов, VII – альмандиновых амфиболитов, VIII – куммингтонитовых амфиболитов, IXa–IXв – гранулитовая (IXa – низких, IXб – умеренных, IXв – высоких давлений)

Связь позднеархейского метаморфического комплекса с глубинными разломами подтверждается также приуроченностью к ним зон пластического течения, интенсивного бластокатаклаза (гранулитизации) и повторной метаморфической переработки раннего архейского комплекса, например, в виде замещения гранат-кордиерит-ортоклазовых парагенезисов гранат-биотит-силлиманит-кварцевыми в высокоглиноземистых породах гранулитовой фации. Условия метаморфизма по гранат-клинопироксеновому и дупироксеновому геотермометрам и геобарометрам отвечали температурам 600–800°C при давлениях до $8-10 \cdot 10^2$ МПа.

Предполагается, что в смежных структурах, где, как правило, развит мощный минибаяевский комплекс в сочетании с сулеевским, условия позднего архейского метаморфизма были более однородными и соответствовали силлиманит-гранат-кордиерит-ортоклазовой субфации серии более низких давлений (серия AB).

Процессы метаморфизма в раннепротерозойском цикле шли в направлении понижения давления и повышения температур. Первый этап раннепротерозойского метаморфизма в условиях субфации гранатовых амфиболитов фиксируется в кольцевой

зоне, охватывающей гранулитовое ядро Средневожского мегаблока, как диафторез архейских гранулитов основного и среднего состава с ограниченным гранитообразованием в виде мигматизации, небольших тел диоритов и плагиогранитов. Второй этап в условиях фации куммингтонитовых амфиболитов проявлен во внешней, периферической части мегаблока как диафторез архейских пород и прогрессивный метаморфизм осадочно-вулканогенного сармановского комплекса. С этим этапом связан интенсивный ультраметаморфизм архейского основания с образованием обширных полей мигматитов и гранитоидных тел бакалинского комплекса преимущественно натрового ряда.

На заключительном этапе раннепротерозойского цикла формировалась метаморфическая зональность андалузит-силлиманитового типа от амфиболитовой до низкотемпературной зеленосланцевой фации. Этот этап выражен, во-первых, в прогрессивном метаморфизме осадочного воронцовского комплекса, низкотемпературном локальном диафторезе архейских комплексов с развитием в них на контакте с бакалинскими гранитоидами калиевого ряда продуктов кислотного выщелачивания (кварцитов с мусковитом, силлиманитом, андалузитом), а во-вторых, в регрессивных изменениях метаморфитов сармановского комплекса. Раннепротерозойская метаморфическая зональность совпадает с концентрически-кольцевой геофизической структурой Средневожского мегаблока, а петрофизическая характеристика метаморфических зон служит дополнительным и независимым подтверждением этого совпадения.

Петрофизическая неоднородность и петрофизические особенности раннедокембрийских комплексов Средневожского мегаблока

Известно, что выделение геологических объектов фундамента, которые, отличаясь по физическим свойствам, могут проявляться в геофизических полях, лежит в основе его петрофизического районирования. При этом используются детальные исследования состава и структуры пород, влияния метаморфизма на их физические свойства и латеральные изменения типовых вещественных комплексов. Анализ петрофизической характеристики комплексов фундамента сводится к вопросу о значительном разделении этих комплексов по физическим параметрам. Для этого строились гистограммы и анализировались статистические параметры распределений [Расчтение..., 1976; Богданова, Петренко, 1977].

Полное изучение физических свойств пород дорифейского фундамента проводится, как правило, с учетом анализа их латеральных изменений. Для исследования латеральной изменчивости физических свойств пород фундамента Волго-Уральского сегмента были использованы карты средневзвешенных значений физических параметров, построенные в изолиниях на ЭВМ (рис. 38, 39). Исходным материалом для построений послужили измерения объемной плотности и магнитной восприимчивости по 1768 скважинам (табл. 28).

Рассмотрение этих карт убеждает в том, что петрофизическая зональность фундамента эталонных Средневожского мегаблока, Камско-Вятской и Владимирско-Казанской линейных зон соответствует во многих чертах геофизическим особенностям этих структур. Мегаблок выделяется резко дифференцированными полями плотности и магнитной восприимчивости, создаваемыми чаще мелкими, изометрическими аномалиями со значениями плотности $2,50-3,30 \text{ г/см}^3$, а магнитной восприимчивости $250-4000 \cdot 10^{-6}$ ед.СГС. Линейным зонам свойствен более спокойный характер изменчивости физических свойств, крупные, удлиненные вдоль простирания зон аномалии со значениями плотности от $2,70-2,80 \text{ г/см}^3$ (в центральных частях зон) до $3,10 \text{ г/см}^3$ (в краевых); магнитная восприимчивость не дает аномалий более $1500 \cdot 10^{-6}$ ед.СГС.

Весьма характерная для мегаблока концентрически-кольцевая геофизическая структура также находит свое отражение в распределении физических свойств, в закономерной смене рисунка изменения плотности и магнитной восприимчивости. Ядру структуры отвечает поле высокоградиентных мелких изометрических аномалий физических

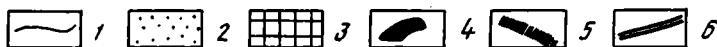
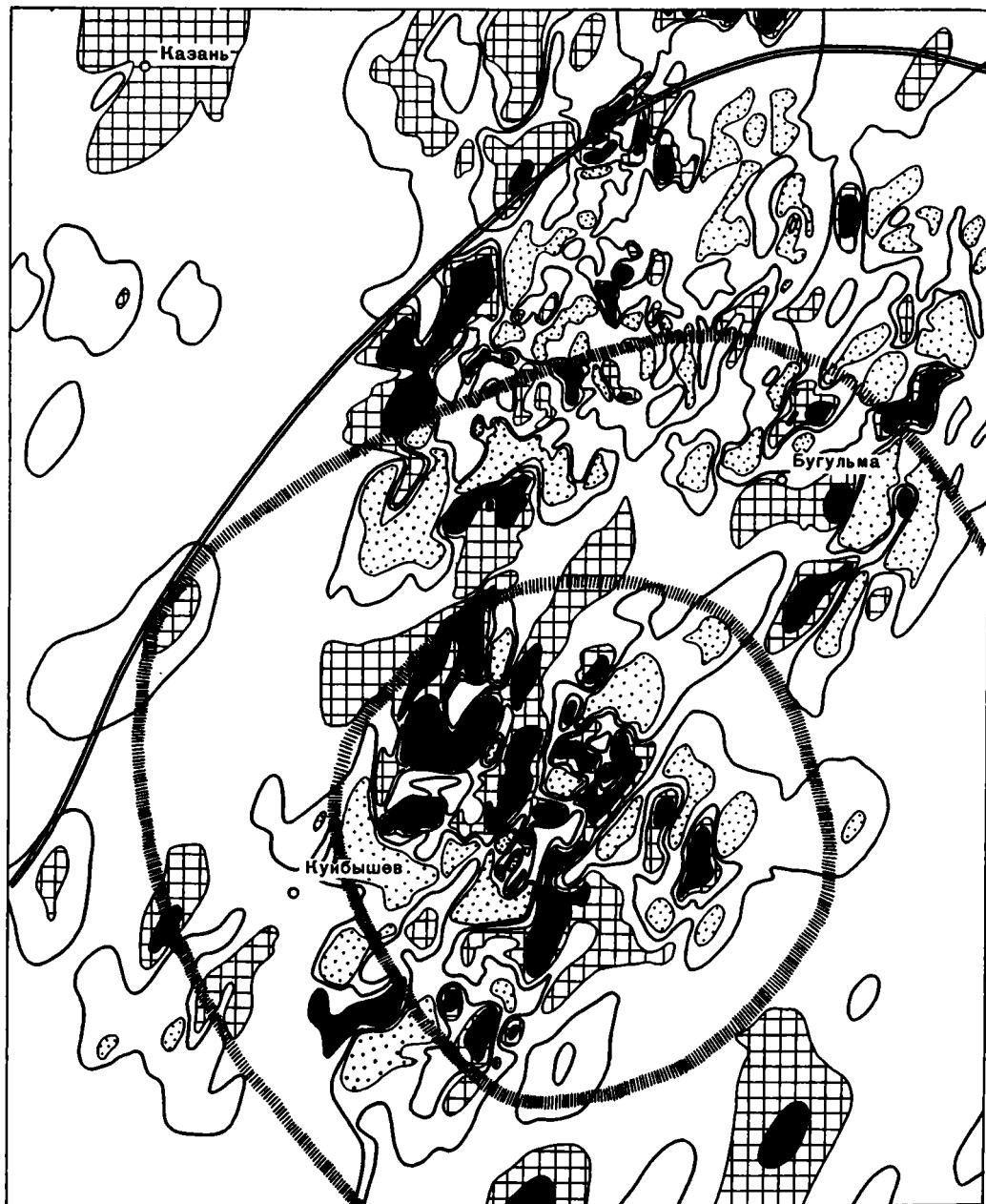


Рис. 38. Карта объемной плотности пород фундамента Средневолжского мегаблока, Владимирско-Казанской и Камско-Вятской линейных зон (составил А.С. Петренко, 1977 г.)

1 — изолиния плотности $2,70 \text{ г/см}^3$; 2—4 — участки развития пород с плотностью, г/см^3 : 2 — $< 2,60$, 3 — $2,80-2,90$, 4 — $> 2,90$; 5, 6 — границы: 5 — кольцевой геофизической структуры, 6 — Средневолжского мегаблока

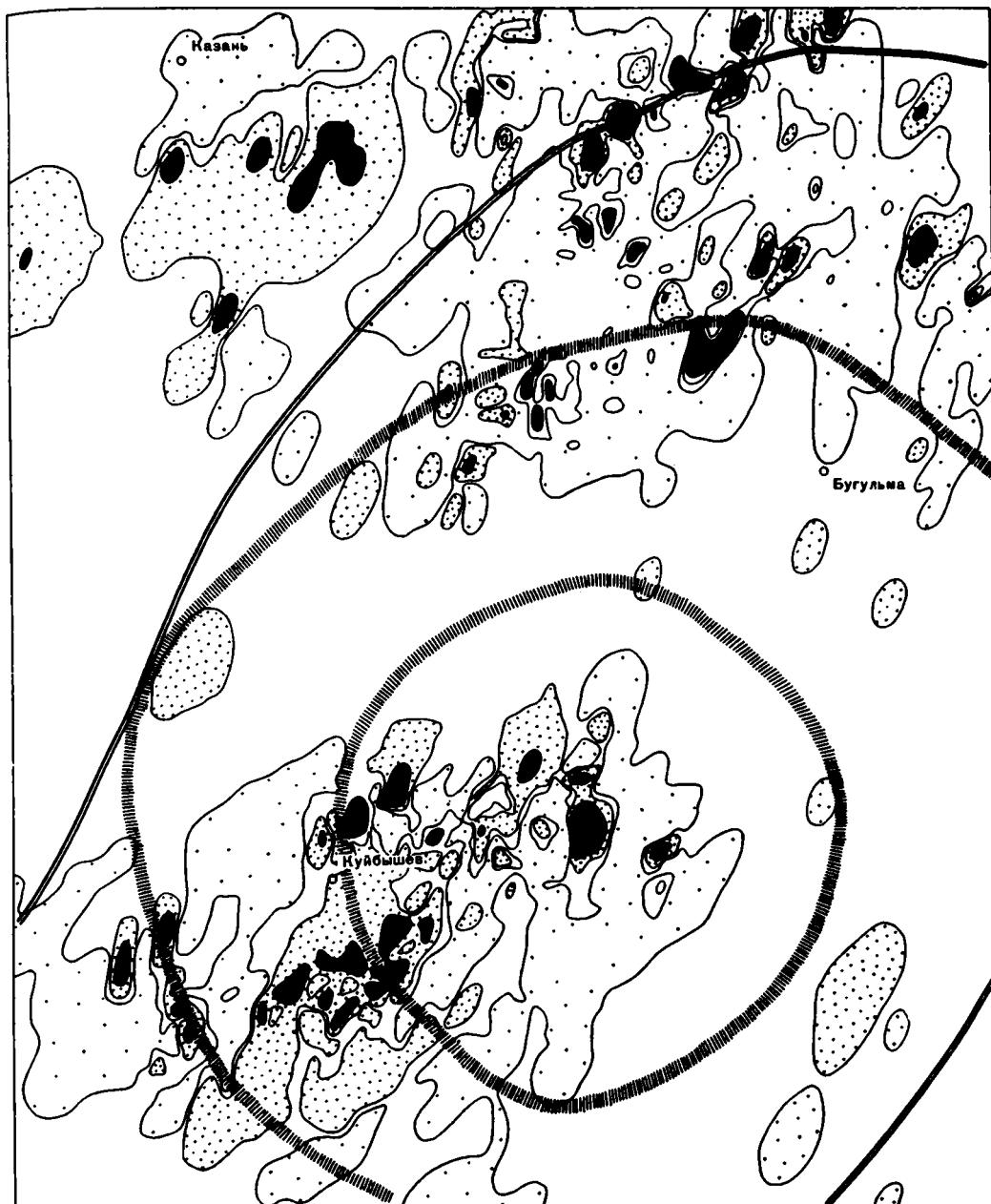


Рис. 39. Карта магнитной восприимчивости пород фундамента Средневолжского мегаблока, Владимирско-Казанской и Камско-Вятской зон (составил А.С. Петренко, 1977 г.)

1-3 - участки развития пород с магнитной восприимчивостью, 10^{-6} ед. СГС: 1 - 250-500, 2 - 500-1000, 3 - > 1000 ; 4, 5 - границы: 4 - кольцевой геофизической структуры, 5 - Средневолжского мегаблока

Т а б л и ц а 28

Физические свойства раннедокембрийских типовых вещественных комплексов фундамента Волго-Уральской области

Комплексы	Объемная плотность, г/см ³			Магнитная восприимчивость, 10 ⁻⁶ ед.СГС		
	n	$\bar{\sigma}$	мин-макс	n	$\bar{\chi}$	мин-макс
Мегаблоки, блоки						
Кинельский и сулеевский	1015	2,80	2,68–3,28	768	185	32–3500
Кинельский и сулеевский в зоне диафтореза	1048	2,76	2,63–3,15	489	361	32–3600
Миннибаевский	840	2,83	2,68–3,15	543	143	16–5200
Миннибаевский в зоне диафтореза	916	2,74	2,63–3,23	732	232	32–3500
Екатериновский	75	3,07	2,72–3,44	68	1240	10–7200
Кольванский						
Кольванский массив	60	2,69	2,59–2,77	59	725	4–3320
скв. 20 000 Миннибаево	60	2,70	2,61–2,83	62	458	25–5000
Рахмановский	259	2,67	2,58–2,88	194	40	10–950
Сармановский	32	2,84	2,67–3,07	25	290	10–570
Воронцовский, унийский	70	2,74	2,44–3,23	47	40	10–174
Бакалинский						
плагиогранитная серия	405	2,68	2,58–2,85	378	179	12–2500
гранитная серия	229	2,66	2,58–2,92	225	342	12–3500
Линейные зоны						
Нурлатский	108	2,68	2,63–2,89	78	482	10–3760
Туймазинский	445	2,75	2,62–3,17	362	363	10–2590
Чубовский	58	2,77	2,58–3,14	24	1450	28–5933
Привятский						
биотитовые и биотит-амфиболовые сланцы	5	2,63	2,52–2,69	4	18	10–25
метакоматиты	24	2,97	2,76–3,06	25	1600	10–4500
Кукморский	5	2,77	2,72–2,70	4	13	10–16
Свияжский						
плагиогранитная серия	199	2,66	2,58–2,83	118	365	12–6100
гранитная серия	107	2,65	2,58–2,83	119	308	12–3024

свойств, внутреннему кольцу — широкие малоамплитудные аномалии плотности со значениями редко выше 3,00 г/см³, почти фоновые, низкие значения магнитной восприимчивости. Внешнее кольцо вновь образовано сложносочетающимися высокоградиентными плотностными и магнитными аномалиями. Таким образом, данные о латеральных вариациях плотности и магнитной восприимчивости служат дополнительной независимой характеристикой структур земной коры, позволяющей связать их геофизическую неоднородность с реальными геологическими объектами. Ими могут быть любые вещественные комплексы фундамента (стратифицированные, интрузивные, метаморфические), существенно (статистически) различающиеся по физическим параметрам. Выяснение этих различий, во-первых, служит ключом к расшифровке геологического строения погребенного фундамента по геофизическим данным и, во-вторых, к пониманию геологической сущности геофизической неоднородности земной коры Волго-Уральского сегмента.

Проанализируем вариации физических свойств наиболее распространенных комплексов архея и раннего протерозоя, а также их пространственные сочетания в эталонных участках.

Архейские комплексы. В областях развития гранулитовой фации метаморфизма архейские кинельский, сулеевский комплексы, с одной стороны, и миннибаевский, с другой, слабо различаются по средним значениям плотности, но более заметно — по дисперсиям распределения и особенностям латерального изменения физических свойств (см. рис. 38, 39). Оценка различия их дисперсий позволяет считать оба комплекса статистически различными по объемной плотности [Богданова, Петренко, 1977].

Сходство вариационных кривых распределения плотности (рис. 40) объясняется значительной ролью в составе комплексов ультраметаморфитов, выравнивающих их дометаморфические особенности, а различие — большей дифференцированностью состава кинельского и сулеевского комплексов. Это сказывается на величине дисперсии и коэффициента вариации их плотности, которые выше, чем в миннибаевском комплексе. Последний характеризуется слабыми и более однородными магнитными свойствами. Магнитная восприимчивость создается первичным ильмено-магнетитом и вновь образованным магнетитом.

В кинельском и сулеевском комплексах, кроме среднемагнитных пород, встречается большое количество слабо- и сильномагнитных. Вариации значений связаны с основными породами, несущими на себе черты первичных, дометаморфических особенностей, что особенно характерно для габбро-норитов и пироксенитов (екатериновский комплекс) (см. рис. 40).

Вариации плотности габброидов обусловлены главным образом дифференциатами — лейкократовыми габбро-норитами ($2,92-2,98 \text{ г/см}^3$), меланократовыми габбро-норитами ($3,08-3,13 \text{ г/см}^3$), пироксенитами и рудными габброидами ($3,40-3,44 \text{ г/см}^3$). Эти группы габброидов отчетливо разделяются и по магнитной восприимчивости. Кроме того, при гранитизации базитов часто образуются разновидности с повышенным содержанием магнитных минералов. Это характерно для основных пород, в которых отмечено отсутствие ильмено-магнетита, а ильменит, явно преобладающий в рудной фракции, замещает более ранний магнетит.

Различия комплексов проявляются и в латеральных изменениях плотности и магнитной восприимчивости. Несмотря на одинаковый характер распределения плотности во всех архейских комплексах, кинельскому и сулеевскому свойственно резко дифференцированное поле плотности (см. рис. 38), северо-восточное направление простираний плотностных аномалий и их округлая форма. Напротив, миннибаевский комплекс создает слабодифференцированное поле плотности. Лишь отдельные аномалии со значениями $2,90-3,00 \text{ г/см}^3$ приурочены к телам основных кристаллосланцев и габбро-норитов.

Столь же отчетливо различие комплексов и в поле магнитной восприимчивости, где кинельскому и сулеевскому комплексам присущи высокоградиентные изометричные аномалии, достигающие значений $830-4200 \cdot 10^{-6}$ ед.СГС (Рассветская, Парфеновская, Плотниковская, Красногорская и другие площади), а миннибаевскому комплексу — спокойное, слабо дифференцированное поле магнитной восприимчивости со значениями $250 \cdot 10^{-6}$ ед.СГС (см. рис. 39). Лишь на площадях Казанка, Медведка, Покровка в Оренбургской области отмечается усиление магнитных свойств (до $550-600 \cdot 10^{-6}$ ед.СГС), вызванное окварцеванием и метасоматическими процессами вдоль зон повышенной трещиноватости.

В зонах диафорической переработки отличия комплексов по вариациям плотности (см. рис. 40) отражаются на характере вариационных кривых, смещении генеральной моды кинельского и сулеевского комплексов в сторону более высоких значений и усилении дифференцированности кривой. Отличия средних значений и дисперсий достаточны, чтобы признать их значимость [Петренко, 1978].

Несколько реже неоднородности проявляются в пространственных соотношениях плотностных аномалий. Кинельскому и сулеевскому комплексам свойственна по-

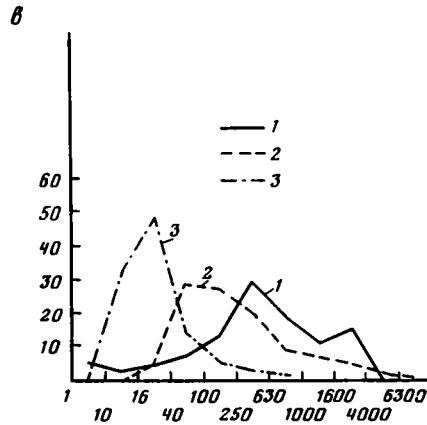
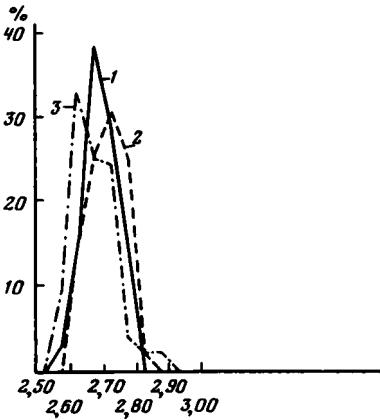
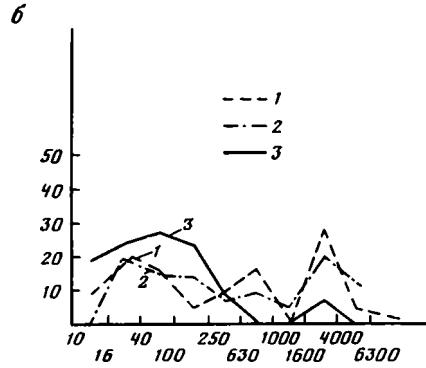
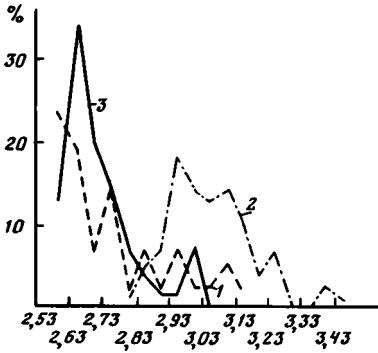
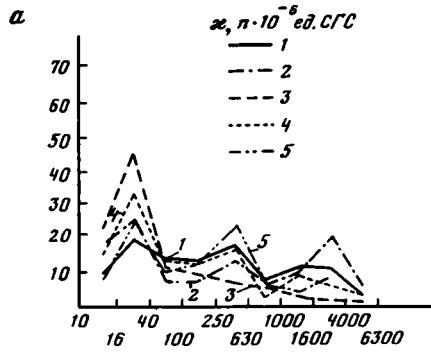
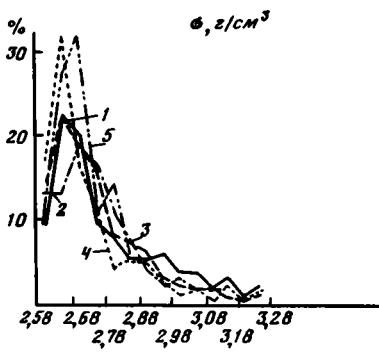
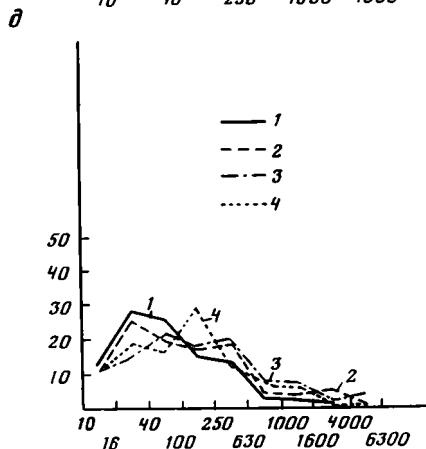
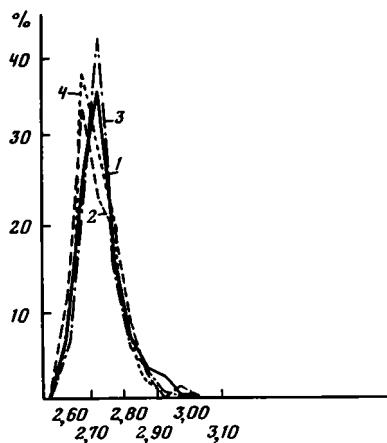
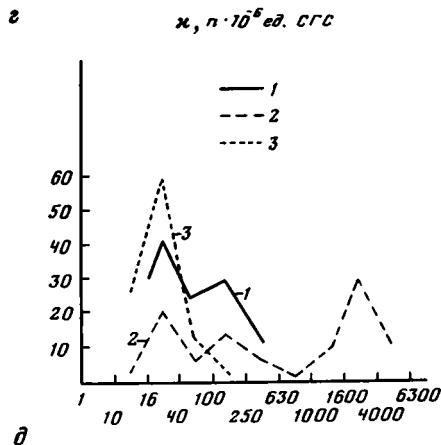
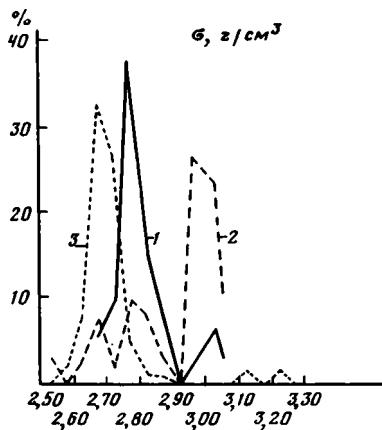


Рис. 40. Кривые распределения объемной плотности (σ) и магнитной восприимчивости (κ) типовых вещественных комплексов раннего докембрия Волго-Уральского сегмента (составили С.В. Богданова, А.С. Петренко, Л.П. Попова, А.В. Постников)

a — архейские серии и комплексы: 1, 2 — отрадненская: 1 — в зоне гранулитовой фации, 2 — в зоне диафтореза; 3, 4 — большечеремшанская: 3 — в зоне гранулитовой фации, 4 — в зоне диафтореза; 5 — нурлатский. *б* — метабазитовые комплексы архея: 1 — чубовский; 2 — екатериновский; 3 — туймазинский. *в* — гранитоидные комплексы архея: 1, 2 — кольванский: 1 — Кольванский массив, 2 — скв. 20 000 Миннибаево; 3 — рахмановский. *г* — нижнепротерозойские серии: 1 — сармановская; 2 — кукморская; 3 — воронцовская. *д* — гранитоидные комплексы раннего протерозоя: 1, 2 — бакалинский, серии: 1 — плагиогранитная, 2 — гранитная; 3, 4 — свияжский, серии: 3 — тоналит-плагиогранитная, 4 — гранитная



вышенная дифференциация значений плотности, а миннибаевскому — фоновые значения (2,80–2,82 г/см³).

В особенностях распределения физических параметров миннибаевского комплекса в зоне диафтореза не только по площади, но и по разрезу можно судить по данным бурения Миннибаевской скв. 20 000. Измерение физических параметров 237 образцов керна свидетельствует о том, что плотность пород этого комплекса с глубиной не изменяется (см. рис. 23). Что касается магнитной восприимчивости, то ее значения не превышают $100\text{--}200 \cdot 10^{-6}$ ед.СГС.

Магнитные свойства архейских осадочно-вулканогенных комплексов в зоне диафтореза рассматривались по распределению магнитной восприимчивости (см. рис. 40). Если исключить интервал фоновых значений ($250\text{--}630 \cdot 10^{-6}$ ед.СГС), встречающихся в обоих комплексах, то видно, что мода в интервале $1000\text{--}1600 \cdot 10^{-6}$ ед.СГС характеризует миннибаевский, а величина $4000 \cdot 10^{-6}$ ед.СГС — кинельский и сулеевский комплексы.

Анализ состава пород для отмеченных экстремумов показал, что первая мода обусловлена плагиогранитами, биотитовыми плагиогнейсами и микроклиновыми гранитами бакалинского комплекса, а вторая — амфиболитами с гранатом и магнетитом. Повышенной магнитной восприимчивостью среди пород кинельского и сулеевского комплексов и в зонах диафтореза часто отличаются амфиболиты и биотит-амфиболовые плагиогнейсы с содержанием ферромагнитных минералов до 5–10%. В диафто-

рических амфиболитах и биотит-амфиболитовых плагиогнейсах это, как правило, сочетание первичных рудных минералов и новообразованных. Соотношение новообразованных рудных минералов (ильменита и магнетита) с развивающейся роговой обманкой и биотитом определяется, по-видимому, окислительно-восстановительной обстановкой диафтореза [Авчян и др., 1976].

В поле магнитной восприимчивости такие диафторические амфиболиты и биотит-амфиболитовые гнейсы кинельского и сулеевского комплексов образуют, как правило, отдельные высокоградиентные аномалии со значениями, достигающими $800 \cdot 10^{-6}$ ед.СГС; им свойственно субмеридиональное простирание и приуроченность к тектоническим нарушениям. Напротив, магнитная характеристика миннибаевского комплекса в зоне диафтореза остается практически неизменной.

Кинельский и сулеевский комплексы, почти не различимые в области гранулитовой фации, достаточно резко различаются по петрофизической характеристике в зонах диафтореза. Это обусловлено тем, что железисто-кремнистые породы, составляющие существенную часть сулеевского комплекса, из слабо- и среднемагнитных зулитов и гранат-гиперстеновых кварцитов превращаются в высокомагнитные магнетитосодержащие разности. Они создают в зоне диафтореза интенсивные магнитные аномалии, такие, как хорошо известная Акташская аномалия на Альметьевском блоке. В то же время метагбброиды, входящие в состав кинельского комплекса и выделяющиеся в области гранулитовой фации повышенной магнитностью из-за присутствия первично-магматического ильмено-магнетита, в зонах диафтореза часто становятся почти немагнитными. Этому способствует замещение ильмено-магнетита ильменитом и роговой обманкой.

Нурлатский комплекс основных и средних кристаллосланцев и гнейсов петрофизически выделяется среди образований отраденской серии как по плотности, так и по магнитной восприимчивости (см. рис. 40). Плотность комплекса, варьируя в пределах $2,63-2,89$ г/см³, близка в среднем плотности наиболее распространенных в нем дупироксеновых кристаллосланцев и плагиогнейсов ($2,75-2,89$ г/см³) и гиперстеновых плагиогнейсов (эндербито-гнейсов) с меньшей плотностью ($2,65-2,75$ г/см³). Породы комплекса образуют обширную аномалию повышенной плотности северо-восточного простирания (см. рис. 38).

По магнитной характеристике нурлатский комплекс относится к среднемагнитным ($100-630 \cdot 10^{-6}$ ед.СГС). Небольшая группа пород с более высокой магнитной восприимчивостью (до $3760 \cdot 10^{-6}$ ед.СГС) представлена эндербито-гнейсами с повышенным содержанием темноцветных минералов, при чарнокитизации которых происходит обособление ферромагнитных минералов и увеличение магнитности пород [Лапинская и др., 1971; Авчян и др., 1976]. По площади породы комплекса, затронутые начальной стадией гранитизации, образуют, как правило, изометричные или слегка вытянутые вдоль зон повышенной трещиноватости аномалии с высокими значениями магнитной восприимчивости (Кутужско-Кадеевская, Новоибрайкинская, Нурлатская площади).

Ультраметаморфические образования, связанные с архейскими гранулитами, иногда образуют крупные тела. На участках распространения кинельского и сулеевского комплексов они сложены эндербитами и чарнокитами кольванского комплекса, а на участках распространения миннибаевского комплекса — гранитоидами рахмановского комплекса.

Петрофизическая характеристика кольванского комплекса рассмотрена на примере собственно Кольванского массива и аналогичной ассоциации пород из разреза скв. 20 000 Миннибаево (см. рис. 23, табл. 28). Их различия обусловлены наложенными процессами раннепротерозойского диафтореза, который в районе Кольванского массива проявлен в режиме андалузит-силлиманитовой серии, а в районе Миннибаево — кианит-силлиманитовой. В обоих случаях характер вариации плотности одинаков и отвечает нормальному распределению, свидетельствующему о генетической однородности комплекса. Вместе с тем мода на кривой плотности собственно Кольванского

массива расположена в интервале 2,65–2,70 г/см³, а Миннибаевской скважины смещена в интервал 2,70–2,75 г/см³, хотя по средней плотности кольванский комплекс в том и другом случае почти одинаков (см. табл. 28). Причина большей плотности эндрбитов и чарнокитов в миннибаевском разрезе заключается в появлении в них граната, замещающего, вместе с кварцем и биотитом, гиперстен и полевые шпаты, тогда как в Кольванском массиве диафорез выражен появлением роговой обманки, кварца, биотита и магнетита. Это же приводит к обратной ситуации с магнитной восприимчивостью (см. рис. 40): эндрбиты и чарнокиты Кольванского массива относятся к среднемагнитной ассоциации пород, а миннибаевского разреза — к слабомагнитной.

Рахмановский комплекс, распространенный на юго-западе Средневожского мегаблока (Безенчукский массив), представлен в основном плагиогранитами с гранатом и кордиеритом, микро- и мезопертитовыми гранитами и калишпатовыми гранулитами. Разность состава находит свое отражение как в сильной дифференцированности плотности (см. рис. 40) и широкой вариации ее значений (см. табл. 28), так и в латеральной изменчивости. Модальное значение в интервале 2,60–2,65 г/см³ соответствует самому распространенному типу пород в массиве — микропертитовым гранитам. Калишпатовые гранулиты, уплотненные, по-видимому, при гранулитизации, в основном определяют правую асимметрию кривой распределения и обладают наибольшими значениями плотности [Богданова и др., 1977]. Особенности распространения разных групп гранитоидов позволяют расчленить Безенчукский массив по плотности. Северо-западная и юго-восточная его части (см. рис. 38) ограничены изолиниями плотности 2,80–2,90 г/см³ северо-восточного простирания. Они сложены в основном плотными разностями: плагиогранитами с гранатом и кордиеритом и гранулитизированными гранитоидами. Центральная часть, напротив, относительно менее плотная (2,60–2,70 г/см³) и представлена плагиогранитами, соответствующими генеральной моде на кривой распределения.

Породы, слагающие рахмановский комплекс, в целом отличаются слабой магнитной восприимчивостью (см. табл. 28), лишь калишпатовые гранулиты на севере образуют небольшие аномалии со значениями, превышающими $800 \cdot 10^{-6}$ ед.СГС.

Туймазинский комплекс весьма разнообразен по составу первичных магматических пород (габбро-нориты, габбро-анортозиты), и особенно по составу метаморфических новообразований. Среди последних по площади и по разрезу преобладают гранитоиды и биотитовые плагиогнейсы со средней плотностью 2,65–2,67 г/см³. Значения плотности именно этих пород соответствуют генеральной моде распределения в интервале 2,63–2,68 г/см³ (см. рис. 40). Другому экстремуму (интервал 2,93–2,98 г/см³) отвечают реликты первичных основных пород — габброидов, а наиболее высокой плотностью (до 3,14 г/см³) отличаются эклогитоподобные породы и гранатовые амфиболиты — метаморфические аналоги габброидов. Промежуточное положение занимают биотитовые амфиболиты, амфиболовые и амфибол-пироксеновые гнейсы, плотность которых меняется в широких пределах между указанными экстремумами.

Средняя плотность туймазинского комплекса в Туймазинском массиве несколько ниже (2,72 г/см³), чем в Северо-Елтанском (2,79 г/см³), видимо, за счет более интенсивной раннепротерозойской гранитизации, проявленной в первом случае, и, напротив, лучшей сохранности первичных основных пород — во втором.

Различия в средних значениях и интенсивная гранитизация, свойственная Туймазинскому массиву, определяют характер латерального изменения плотности. Наиболее отчетливо чередованию зон повторного гранитообразования и габбро-норит-анортозитовых тел подчиняются линейные аномалии плотности в восточной части Туймазинского массива (см. рис. 38).

Такой же пониженный фон поля плотности свойствен и Северо-Елтанскому массиву. Лишь непосредственно в его краевой части, примыкающей к Альметьевскому блоку, отмечается резкое чередование аномалий. Чубовский комплекс еще более разнообразен

по плотности (см. рис. 40), вариации которой определяются главным образом степенью серпентинизации или амфиболитизации шпинелевых перидотитов.

Раннепротерозойские комплексы. Наиболее высокие средние значения плотности ($2,84\text{--}2,89\text{ г/см}^3$) отмечаются для сармановского комплекса. Такие значения определяются преобладанием метавулканитов основного состава, представленных амфиболовыми, диопсид-амфиболовыми и биотит-амфиболовыми кристаллосланцами со средней плотностью $2,89\text{ г/см}^3$ (см. табл. 28, рис. 40).

Воронцовский комплекс, сложенный зонально метаморфизованными от зеленосланцевой до амфиболитовой фации первично-осадочными флишоидными терригенными породами, характеризуется более низкой плотностью ($2,72\text{ г/см}^3$) глиноземистых пород и достаточно высокой ($2,96\text{ г/см}^3$) — основных вулканитов, слагающих редкие отдельные тела. Анализ определений плотности пород показывает снижение плотности с увеличением степени метаморфизма до амфиболитовой фации. Более высокие значения плотности менее интенсивно метаморфизованных пород связаны с лучшей сохранностью первичных структур и минералов, слабее затронутых такими процессами, как амфиболитизация, биотитизация, деанортизация и окварцевание. Однако в случае достаточно полного преобразования пород плотность становится ниже, чем в условиях амфиболитовой фации.

Воронцовский комплекс существенно отличается от сармановского. Для первого характерны асимметричные кривые с одномодальным распределением как плотности, так и магнитной восприимчивости с небольшими вариациями плотности в области высоких (основные породы) и низких (слабо метаморфизованные породы зеленосланцевой фации и, возможно, частично измененные выветриванием основные породы) значений. Кривые распределения физических свойств сармановского комплекса характеризуются бимодальностью в соответствии с двумя главными типами пород: амфиболсодержащими и глиноземистыми.

Рассмотренные особенности петрофизической характеристики раннепротерозойских образований Средневожского мегаблока находятся в соответствии с петрофизической характеристикой одновозрастных вулканогенно-осадочных комплексов фундамента других районов Восточно-Европейской платформы [Расчленение ... , 1976]. Наряду с совпадением средних значений петрофизических параметров отмечаются такие общие черты, как близкая по характеру полимодальность вариационных кривых сармановского комплекса и раннепротерозойских metabазитовых комплексов, одномодальные распределения в воронцовском комплексе, унийской толще и терригенно-осадочных метаморфических сериях.

Резкая дифференцированность петрофизической характеристики раннепротерозойских комплексов должна находить отражение в аномальных геофизических полях. Однако из-за относительно малой мощности этих образований и рассредоточенности их в локальных структурах трудно ожидать прямого соответствия петрофизических параметров аномалиям геофизических полей, которые обусловлены главным образом составом и структурой архейского основания. Поэтому раннепротерозойские подвижные пояса, выделяющиеся преимущественно по линейному характеру аномалий, как правило, не подразделяются на зоны, сложенные диафторированными архейскими комплексами, и собственно протерозойские структуры, если в составе последних не присутствуют в значительных количествах такие породы, как железистые кварциты (КМА). Тем не менее в случаях широкого площадного распространения протерозойских толщ (воронцовская серия) они, несомненно, отражаются в геофизических полях, определяя довольно спокойное поле со слабовыраженными линейными магнитными и гравитационными аномалиями [Гафаров, 1976].

Гораздо большее влияние на характер геофизических полей оказывают раннепротерозойские гранитоиды бакалинского комплекса, иногда образующие крупные массивы, такие, как Бакалинский в северо-восточной части Средневожского мегаблока.

Бакалинский массив, как отмечалось выше, по распределению типов пород и их

химическому составу разделен на три части: северную, центральную и южную, что находит свое отражение и в дифференциации петрофизических свойств [Богданова и др., 1977].

По плотности каждая часть выделяется средними значениями, интервалами генеральной моды и характером вариационных кривых. Фоновые значения ($2,60-2,65 \text{ г/см}^3$) соответствуют продуктам полной гранитизации (граниты и микроклиновые граниты), распространенным повсеместно. В южной части массива помимо них распространены плагиограниты с гранатом, отличающиеся повышенной плотностью. Это отражается в правой асимметрии вариационной кривой и смещении моды в интервал $2,65-2,70 \text{ г/см}^3$. Северная часть Бакалинского массива обогащена меланократовыми гранитоидами (диориты, гранодиориты, мигматиты), определяющими дифференцированный характер физических свойств. Она выделяется и по магнитным свойствам за счет средне- и сильномагнитных мигматитов начальной стадии гранитизации. Повышенные значения магнитной восприимчивости центральной части не столько отражают особенности состава гранитоидов, сколько являются следствием большого числа реликтов основного состава субстрата сулеевского комплекса.

Зональность Бакалинского массива прослеживается по латеральным изменениям физических свойств. Так, в поле плотности гранитоиды образуют резко дифференцированные аномалии северо-восточного простирания. В центральной части простирания субмеридиональны, поле более спокойное, по значениям близкое к фоновым ($2,70 \text{ г/см}^3$), северная часть отличается повышенными значениями плотности ($2,70-2,96 \text{ г/см}^3$).

В поле магнитной восприимчивости зональность массива намечается по отдельным локальным аномалиям с экстремальными значениями в северной и центральной частях на фоне слабомагнитных пород.

На примере бакалинского комплекса отчетливо прослеживается зависимость их петрофизических особенностей не только от состава гранитоидов, но и в значительной степени от исходного субстрата, при ультраметаморфической переработке которого образовались гранитоиды.

Метаморфические комплексы. Петроплотностная и петромагнитная характеристики свидетельствуют о главенствующем влиянии на изменения физических свойств раннедокембрийских комплексов наложенного метаморфизма и повторного гранитообразования. При этом можно ожидать, что в большинстве случаев в таких зонах петрофизические границы будут пересекать геологические. Это создает дополнительные трудности при геологическом картировании погребенного фундамента по геофизическим данным.

Влияние повторной метаморфической переработки и гранитизации на петрофизическую характеристику архейского гранулитового комплекса оценим в сравнении с диафторическими комплексами. Так, сравнивая вариационные кривые объемной плотности и в особенности ее латеральное изменение для пород гранулитового комплекса и образований, измененных диафторическими процессами в амфиболитовой фации, следует отметить, что внешне вариационные кривые мало отличаются одна от другой, что может быть связано с большой глубиной эрозионного среза зон диафтореза и близостью их состава гранулитовому комплексу (см. рис. 40). В то же время для зон диафтореза в целом характерно разуплотнение ($2,75$ против $2,85 \text{ г/см}^3$) за счет широкого развития здесь малоплотных гранитоидов высокой степени гранитизации. Другой особенностью распределения плотности зон диафтореза является интервал более $3,10 \text{ г/см}^3$, отвечающий гранатовым амфиболитам, магнетитовым гнейсам и кварцитам. Относительно большая неоднородность петрографического состава зон диафтореза выражена в величине дисперсии распределения плотности и других статистических параметрах [Богданова, Петренко, 1977].

Наиболее отчетливо соотношение фоновых и аномальных значений плотности для гранулитовых и диафторических комплексов видно на карте плотности (см. рис. 38). Если участки, представленные комплексами гранулитовой фации, характеризуются резко дифференцированным полем плотности, частой перемежаемостью зон повышенной

(до 3,00–3,20 г/см³) и пониженной (до 2,60 г/см³) плотности, то области неоднократной диафторической переработки, как правило, часто обладают относительно спокойным полем плотности, близким к фоновому. Отличительной особенностью поля в зонах диафтореза являются вытянутые аномалии "разуплотненных" пород, которые контролируются или совпадают с зонами разломов. Такие приразломные аномалии "разуплотнения" субмеридионального простирания наблюдаются на Альметьевском блоке (Сулеево-Таштиярская, Сарманово-Рангазарская и другие площади). Эти разуплотненные зоны представлены обычно породами с высокой степенью мигматизации, иногда сильно катаклизированными.

Примером латерального изменения плотности гранулитового субстрата может служить северо-восточная часть Бузулукского блока. Слагающие его образования создают компактную группу мелких изометрических аномалий высокой плотности. В мозаичном поле плотности отчетливо выделяются округлые аномалии со значениями 3,10–3,40 г/см³. Они сопряжены с вытянутыми в северо-восточном направлении зонами "разуплотнения". Последние, рассекая тела габбро-норитов, совпадают с сеткой разломов, зон повышенной трещиноватости, по которой отмечаются окварцевание и калиевый метасоматоз по основному субстрату (Восточно-Черновская площадь).

Ненарушенные разломами тела габброидов, как правило, оконтуриваются изолиниями 2,80, 3,00 и 3,10 г/см³ (Мухановская, Репьевская, Екатериновская и другие площади).

Еще отчетливее особенности метаморфических зон проявляются по магнитной восприимчивости (см. рис. 40). При общем фоновом значении, о котором можно судить по генеральной моде в интервале $40-630 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС, для зон диафтореза заметно увеличение количества сильномагнитных пород ($1000 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС), а для гранулитового комплекса, наоборот, отмечается большая группа пород, практически немагнитных ($25 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС). Это отражается в средних значениях магнитной восприимчивости, которые для зон диафтореза в 2 раза больше, чем для областей гранулитовой фации.

По результатам детального анализа влияния процессов метаморфизма на магнитные свойства пород отмечаются различия в средних значениях магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности, отражающие влияние гранитизации (чарнокитизации) архейских образований, в частности метабазитов, на изменение их магнитных свойств [Авчян и др., 1976]. Происходит разрушение первичной остаточной намагниченности пород, создаваемых в значительной мере реликтами ферромагнитных минералов, и образование новой намагниченности. Продукты полной ремобилизации вещества, образованные при диафторической гранитизации, группируются в интервале $10-40 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС (см. рис. 40).

Пространственное соотношение разномагнитных пород, находящихся в разной стадии диафторического преобразования, можно видеть на рис. 39. Гранулитовые комплексы начальной стадии диафтореза характеризуются резко дифференцированным полем магнитной восприимчивости повышенных значений (до $2800 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС). Наиболее типичное латеральное изменение магнитной восприимчивости наблюдается в северо-восточной части Бузулукского блока, где преимущественно распространены породы гранулитового комплекса. Магнитные неоднородности образуют изометричные по форме аномалии северо-восточного или субширотного простирания. Изолинии магнитной восприимчивости, как правило, секут границы стратифицированных и интрузивных комплексов и в целом подчиняются направлениям тектонических нарушений (Толкайская, Долматовская, Максимовская и другие площади).

Гранулиты, подвергшиеся более интенсивному диафторезу, распространены во внешнем кольце Средневожского мегаблока. Они образуют компактные, высокоградиентные аномалии на общем фоне слабомагнитных или практически немагнитных пород. Детальный анализ таких аномалий магнитной восприимчивости показал, что значения этого параметра, обусловленные количеством и составом ферромагнитных минералов, полностью контролируются зонами повышенной трещиноватости и окварцевания

(Кутужско-Кадеевская, Нурлатская и другие площади), зонами кислотного выщелачивания гранулитов на контакте с гранитами (Ямашинская и Сармановская площади) Такие редкие аномалии магнитной восприимчивости для зон диафтореза лишь осложняют слабодифференцированный, практически немагнитный фон.

Весьма своеобразно сказывается наложенная метаморфическая переработка на интрузивном туймазинском габбро-норит-анортозитовом комплексе.

Наиболее сохранившиеся от метаморфической переработки первичные габбро-нориты, габбро-анортозиты и анортозиты встречаются чаще в зоне гранулитовой фации и ее перехода к фации гранатовых амфиболитов. Но если в зоне гранулитовой фации габбро-норит-анортозитовый комплекс почти не отличается от раннеархейских метагабброидов и метавулканитов, группируясь в тех же интервалах изменения магнитных параметров, то те же породы Туймазинского массива, метаморфизованные в фации гранатовых амфиболитов, показывают менее четкую связь с первичным составом; меняются и соотношения магнитных свойств с нормативными ильменитом и магнетитом, что указывает на неоднородность рудной фракции, обусловленной, по всей видимости, как дометаморфическими особенностями различных тел габбро-норит-анортозитов, так и различиями в последующих метаморфических преобразованиях. В зонах типично амфиболитовой фации связь остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости с общей железистостью пород этого комплекса еще более ухудшается.

Структура Средневолжского мегаблока

В современном плане Средневолжский мегаблок – крупное, разбитое разломами на отдельные блоки сводово-глыбовое сооружение, осложненное по периферии относительно приподнятой зоной с гранито-гнейсовыми куполами, а в центральной части – рифейским Сергиевско-Абдуллинским авлакогеном. Его структура чрезвычайно сложна. Она сформировалась при наложении структурных планов трех главных этапов: позднеархейского, раннепротерозойского и раннепротерозойско-рифейского. Главная роль в оформлении структуры мегаблока принадлежит раннепротерозойским системам разломов – кольцевой и радиальной, которые расчленяют его на ряд самостоятельных элементов, различающихся распространенностью раннедокембрийских комплексов, структурным стилем и геофизической характеристикой.

Системой кольцевых разломов (рис. 41) Средневолжский мегаблок разделен на центральную часть, или гранулитовое ядро, где хорошо сохранились архейские комплексы и структуры, и кольцевой гранито-гнейсовый пояс, к которому приурочены раннепротерозойские комплексы и интенсивный диафторез архейских гранулитов.

Система радиальных разломов пересекает кольцевой пояс и прослеживается в глубь гранулитового ядра. Кольцевые и радиальные разломы в основном секут разломы позднеархейского заложения, хотя частично и наследуют их и, в свою очередь, часто разобщены на фрагменты разломами, связанными с развитием рифейских авлакогенов. Этим обусловлен глыбово-блоковый характер Средневолжской структуры, ее изрезанные угловатые очертания. Современными ограничениями ее являются крупные протяженные на 200–300 км разломы, которым в геофизических полях соответствуют четкие высокоградиентные зоны. Ограничения мегаблока конформны соседствующим авлакогенам – Камско-Бельскому, Вятскому, Сергиевско-Абдуллинскому, Бузулукско-Кушумскому [Валеев, 1978], свидетельствуя о тесных генетических связях этих структур в рифее. При этом по геофизической и метаморфической зональностям, по продолжениям кольцевых и радиальных разломов за пределы мегаблока хорошо видно, что до авлакогенного этапа это было крупное сводово-валообразное сооружение, уходившее далеко внутрь современных линейных зон первого порядка.

В современном плане Средневолжский мегаблок разделен на блоки разломами, которые, если судить по дислокациям осадочного чехла, могут быть не только докембрийскими, но палеозойскими и мезозойскими [Карта разломов..., 1980]. Многие из них

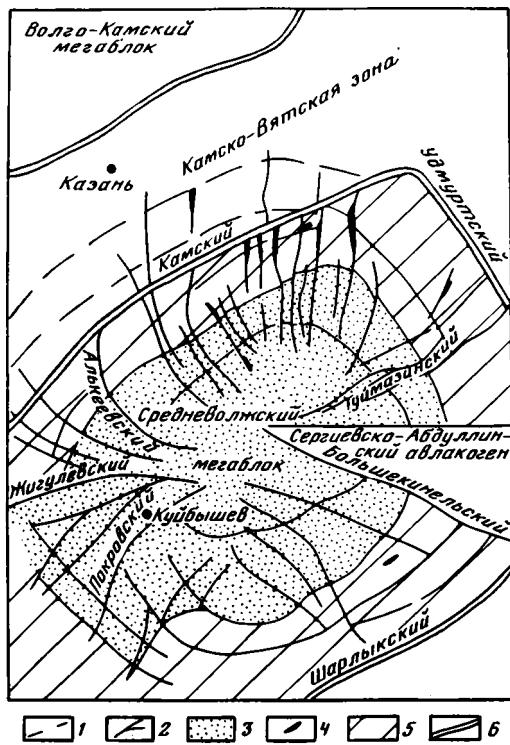


Рис. 41. Схема строения Средневолжского мегаблока

1 — граница свода в раннем протерозое; 2 — кольцевая и радиальная системы раннепротерозойских разломов (указаны названия наиболее крупных разломов); 3 — гранулитовое ядро; 4 — осадочно-вулканогенные структуры раннего протерозоя; 5 — внешний кольцевой пояс; 6 — современные границы мегаблока

не только наследуют и наращивают древние разломы, но и осложняют раннедокембрийскую структуру мегаблока. Выделяемые в геофизических полях Альметьевский, Жигулевско-Пугачевский, Бузулукский блоки и Жигулевско-Туймазинская зона (см. рис. 7) отражают как архейскую, так и более позднюю структурную расчлененность мегаблока и сложены различными сочетаниями раннедокембрийских комплексов. Вместе с тем видна единая для всего мегаблока картина концентрической кольцевой вещественной зональности, являющаяся главной причиной его геофизического районирования.

Гранулитовое ядро. Центральная часть мегаблока сложена преимущественно архейскими образованиями отрадненской и

большечеремшанской серий, метаморфизованными в условиях гранулитовой или высокотемпературной амфиболитовой фаций, и продуктами их ультраметаморфической переработки — гранитоидами рахмановского и колыванского комплексов. Раннепротерозойские породы сармановской, воронцовской серий и гранитоиды бакалинского комплекса составляют не более 20% площади (табл. 29). Они локализованы в узких зонах, языками вдающихся в глубь гранулитового ядра из внешнего кольцевого пояса по радиальным, реже кольцевым разломам. Наиболее широкие зоны диафореза и раннепротерозойского гранитообразования приурочены к обширным участкам распространения верхней большечеремшанской серии на севере, юго-западе и юге структуры (Альметьевский, Жигулевско-Пугачевский блоки, южная часть Бузулукского блока). Гранулитовое ядро характеризуется заметной внутренней зональностью в распределении архейских комплексов, совпадающей с его геофизической зональностью (рис. 42, см. рис. 3). Его внутреннее ядро радиусом около 75 км, выраженное областью положительной корреляции гравитационного и магнитного полей, выделяется из других структурных элементов Средневолжского мегаблока локализацией нижних частей разреза отрадненской серии архея и в особенности кинельского комплекса с большим числом тел метагабридов екатериновского комплекса. В этой части структуры встречаются и наиболее высокотемпературные и высокобарические гранулиты Волго-Уральской области. Петрофизическими особенностями екатериновского комплекса, почти не затронутого диафортическими явлениями, его высокой плотностью и магнитностью вполне объяснима повышенная интенсивность положительных аномалий поля ΔT_a и гравитационных полей над внутренним ядром центральной части мегаблока. Внутреннее ядро окружено кольцом отрицательной корреляции полей с радиусом кольца 100–150 км. В пределах кольца в основном развиты образования высокоплотных, но почти немагнитных нурлатского и особенно миннибаевского и рахмановского комплексов, что отразилось в повышенной интенсивности гравитационного и пониженной интенсивности магнитного полей.

Благодаря незначительной раннепротерозойской переработке архейских гранулитов

Таблица 29

Соотношения архейских комплексов с диафторитами и гранитоидами раннего протерозоя (в % частоты вскрытия)

Комплексы пород	Средневожский мегаблок		Камско-Вятская линейная зона
	Бузулукский, Жигулевско-Пугачевский блоки	Альметьевский блок	
Породы гранулитовой фации архея	83,3	29,7	23,3
Диафториты амфиболитовой фации	10,6	22,7	29,0
Гранитоиды раннего протерозоя в том числе:	6,1	47,6	47,7
диорит-плагитогранитной серии	3,6	28,8	30,4
гранитной серии	2,5	18,8	17,3

Примечание. Подсчеты велись для Бузулукского и Жигулевско-Пугачевского блоков по данным 825 скважин, Альметьевского блока — 967 скважин, Камско-Вятской зоны — 643 скважин.

в гранулитовом ядре сохранились структурные соотношения осадочно-вулканогенных архейских комплексов, относящиеся к позднему архею. Эти соотношения выражены в полосообразном линейном чередовании комплексов в плане, отражающем линейно-складчатый структурный рисунок архейской коры. Границами полос в большинстве случаев являются разломы, и лишь иногда по конфигурации контактов комплексов, не сопровождающихся разломами, по изредка картируемым периклинальным замыканиям складок можно говорить об антиклинально-синклинальной форме залегания комплексов. В основном такие формы залегания наблюдаются для комплексов большечеремшанской серии — миннибаевского и сулеевского, характеризующих складчатый стиль деформаций внутри вулканогенно-осадочной оболочки архейской протокоры. В то же время контакты отрадненской серии (нурлатский и кинельский комплексы) с комплексами большечеремшанской серии всегда дизъюнктивные, подчеркиваемые зонами пластического течения, гранулитизации позднеархейского возраста и пластинообразными телами габбро-норит-анортитов туймазинского и чарнокитоидов колыбанского комплексов. Элементы складчатой структуры наблюдаются и внутри полей, сложенных отрадненской серией в виде чередования в плане узких, протяженных на 10–20 км, выклинивающихся тел метагабброидов и основных кристаллосланцев, иногда образующих отчетливо выраженные складки (см. рис. 13).

Линейность в залегании архейских комплексов нарушается лишь в областях преимущественного развития большечеремшанской серии, в особенности ее верхнего миннибаевского комплекса (например, Жигулевско-Пугачевский блок). Здесь выявлены крупные "амебообразные" поля гранитоидов с гранатом, кордиеритом, силлиманитом, шпинелью до 70–80 км в поперечнике, в краевых частях согласные с простиранием высокоглиноземистых гнейсов.

В целом есть основания определить структурный стиль архейской коры как "линейный чешуйчато-складчатый". О вероятной надвиговой природе продольных разломов, осложняющих линейные архейские складчатые формы, свидетельствуют многие признаки, в частности данные о строении 3-километрового разреза скв. 20 000 Миннибаево [Камалетдинов, Постников, 1979; Глубинные исследования докембрия..., 1980]. Разрез архейских гранулитовых образований в скв. 20 000 (см. рис. 23) разбит серией полого наклоненных на юго-восток разломов, выходящих севернее на поверхность фундамента, на несколько пластин — пачек. Выделено восемь пачек, которые отличаются по первичному составу пород и не повторяются в разрезе [Лапинская и др., 1976, 1979; Муслимов и др., 1977]. Подробное их описание приведено при характеристике сулеев-

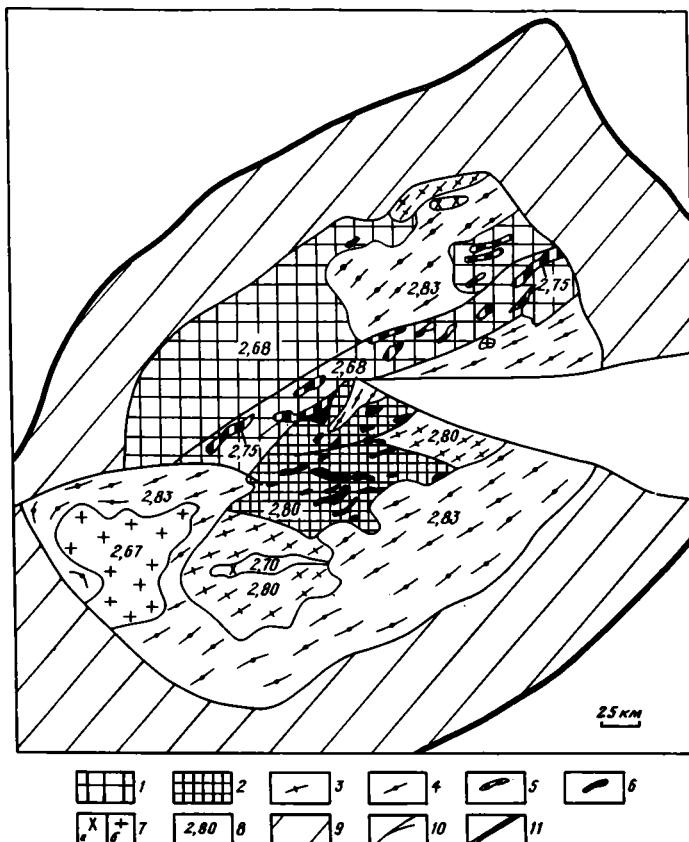


Рис. 42. Распределение архейских комплексов внутри гранулитового ядра Средневолжского мегаблока и их плотность

1-7 - комплексы: 1 - нурлатский, 2 - кинельский, 3 - сулеевский, 4 - миннибаевский, 5 - туймазинский, 6 - екатериновский метагабброидов, 7 - ультраметагенные: а - колыванский эндербит-чарнокитов, б - рахмановский плагиомикроклиновых гранитов; 8 - средняя плотность комплексов, г/см³; 9 - внешний кольцевой пояс; 10 - разломы; 11 - границы мегаблока

ского, миннибаевского, колыванского и рахмановского комплексов. Разломы контролируют распределение в разрезе тел архейских плагиомикроклиновых гранитоидов с гранатом, кордиеритом, интрузивных эндербитов и чарнокитов, ремобилизованных и бластокатаклазированных в раннем протерозое, а затем милонитизированных в рифее и более поздние этапы вплоть до венда. Количество разломов вниз по разрезу возрастает, растет степень диафтореза, катаклаза и трещиноватости архейского гранулитового субстрата, так что наиболее сохранившимися при переработке являются верхние 1,5 километра.

Архейские структуры имеют выдержанное северо-восточное простирание на Альметьевском блоке и почти субширотное на Жигулевско-Пугачевском и Бузулукском блоках. Примечательно, что разница в простираниях (около 30°) точно совпадает с углом раскрытия Сергиевско-Абдуллинского авлакогена. Он вдается в глубь гранулитового ядра с востока по радиальным разломам, отделяя Альметьевский блок и Жигулевско-Туймазинскую зону от более южных частей мегаблока, которые отодвинуты к юго-западу. Простирания архейских структур сохраняются и за пределами гранулитового ядра в кольцевом поясе, хотя и срезаны ограничивающими его кольцевыми разломами.

Гранито-гнейсовый кольцевой пояс. Эта периферическая часть Средневолжского мегаблока выделяется разнообразием петрографического состава фундамента и боль-

шой изменчивостью физических свойств комплексов. Пояс с радиусом более 200 км характеризуется положительной корреляцией полей и срезан наложенными линейными структурами примыкающих линейных зон I порядка. Он охватывает зону интенсивного диафтореза и раннепротерозойского гранитообразования, развивающихся на различном по составу архейском гранулитовом субстрате, которому в целом свойственно снижение плотности и магнитности и выравнивание петрофизической характеристики архейских комплексов [Богданова, Петренко, 1977]. Этому отвечают положительные аномальные гравитационное и магнитное поля пониженной интенсивности. Большое число тел гранитоидов раннего протерозоя не меняет существенно интенсивность физических полей, поскольку по петрофизической характеристике гранитоиды бакалинского комплекса очень близки диафторитам сулеевского и миннибаевского комплексов.

Не влияют на общую геофизическую характеристику и породы осадочно-вулканогенных комплексов нижнего протерозоя. Они имеют небольшую мощность и слагают узкие межблоковые клиновидные структуры в северной и западной частях пояса. Однако их приуроченность к системе радиальных разломов сказалась на ориентировке геофизических и петрофизических аномалий, приобременяющих субмеридиональные направления поперек преобладающих северо-восточных.

По распределению архейских и раннепротерозойских комплексов намечается асимметрия в строении гранито-гнейсового пояса. В его северной, восточной и юго-восточной частях насыщенность разреза фундамента гранитоидами раннего протерозоя резко возрастает, и особенно в тех отдельных участках, где широко распространена большечеремшанская серия, а диафториты по архейским гранулитам и раннепротерозойские гранитоиды занимают до 70% площади. Состав архейских серий существенно преобразуется, появляется много новообразованных пород, таких, как амфиболиты, амфиболовые, биотит-амфиболовые, биотитовые плагиогнейсы, количество которых при приближении к телам гранитоидов раннепротерозойского бакалинского комплекса нарастает. В этих условиях опознание того или иного исходного комплекса составляет нелегкую задачу, особенно если учесть интенсивную раздробленность архейского основания в зонах диафтореза, сложное тектоническое распределение комплексов пород, нарушившее архейскую структуру. Но, несмотря на это, некоторые петрографические реперы и, главным образом, геохимические особенности диафторированных основных пород, амфиболитов помогают выявить участки распространения сулеевского, нурлатского или туймазинского комплексов в зонах диафтореза. Так, например, присутствие в ассоциации с амфиболитами и амфиболовыми гнейсами магнетитсодержащих гнейсов или магнетитовых кварцитов является признаком сулеевского комплекса, особенно если ассоциирующие с ним амфиболиты петрохимически обнаруживают толеитовый тип дифференциации. Метагабброиды и основные метавулканы нурлатского или туймазинского комплексов характеризуются известково-щелочным трендом, причем эти комплексы и в зонах диафтореза наследуют особенности магматической дифференциации (рис. 43).

Химический состав амфиболитов различной степени диафтореза (табл. 30) довольно устойчив, изменяясь лишь по содержанию K_2O .

Другие породы зон диафтореза, перечисленные в табл. 29, настолько переменчивы по минеральному, химическому составу и физическим свойствам [Лапинская и др., 1971, 1976], что явно непригодны для палеогеологических сопоставлений. Одна часть гнейсов, особенно с повышенным содержанием микроклина, безусловно образована в результате глубокой метасоматической гранитизации различных исходных пород рассматриваемых архейских комплексов, другая является разнообразными продуктами их последовательных диафторических преобразований.

С учетом приведенных данных мы провели сравнение диафторических амфиболитов из различных структур Средневолжского мегаблока, которое дает возможность судить о распространении нурлатского и туймазинского комплексов в зонах диафтореза.

На Альметьевском блоке с юго-запада на северо-восток вплоть до Миннибаевской

Таблица 30

Химический состав (в мас.%) амфиболитов
из зон раннепротерозойского диафтореза

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	43,73	49,50	46,40	49,86	49,70	50,90	50,99	51,30	51,42
TiO ₂	0,48	0,14	0,60	1,86	0,27	1,14	1,09	0,84	0,77
Al ₂ O ₃	10,63	17,73	13,65	12,90	20,20	19,58	14,90	14,26	18,80
Fe ₂ O ₃	2,61	0,93	3,65	5,62	0,09	1,77	3,75	3,11	1,84
FeO	11,40	12,11	11,62	10,64	8,08	5,80	6,66	9,81	8,00
MnO	Нет	Нет	0,23	0,15	Нет	Нет	0,03	0,17	0,10
MgO	11,60	7,43	8,77	5,28	6,67	4,39	6,26	5,70	4,27
CaO	15,38	8,79	9,50	8,39	10,20	9,60	9,23	10,38	9,55
Na ₂ O	1,71	1,66	2,75	1,62	2,57	4,35	3,22	2,13	3,40
K ₂ O	0,06	0,10	0,60	0,82	0,08	1,17	1,39	0,62	0,42
P ₂ O ₅	0,28	Нет	0,25	0,26	0,10	0,19	0,47	0,12	0,26
П.п.п.	2,03	1,57	2,86	3,28	1,98	1,03	1,71	1,27	1,29
Сумма	99,91	99,96	100,88	100,68	99,94	99,92	99,70	99,71	100,12

Примечание. 1–4 — амфиболиты, образованные по основным породам кинельского комплекса: 1 — Татария, Бондюг, скв. 55, амфиболит, 2 — Татария, Азев-Салаушская, скв. 8, амфиболит, 3 — Татария, Бондюг, скв. 65, гранатовый амфиболит, 4 — Куйбышевская обл., Северо-Подгорненская, скв. 21; 5–9 — амфиболиты, образованные по основным породам нулратского и туймазинского комплексов: 5 — Татария, Грахово-Покровская, скв. 46, 6 — Татария, Гульшурма, скв. 5, 7 — Татария, Казаковская, скв. 10, 8 — Куйбышевская обл., Молгачи, скв. 1, 9 — Татария, Ульяновская, скв. 342.

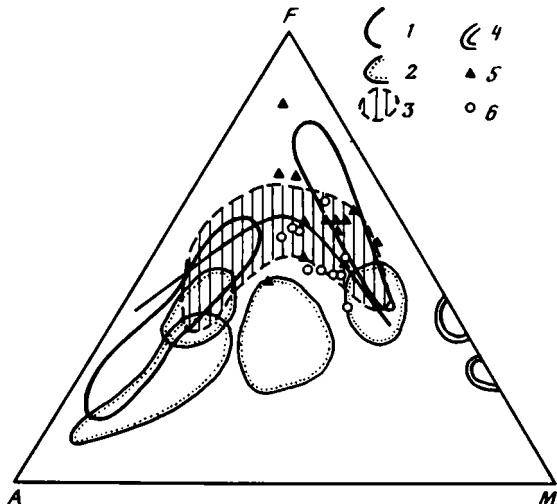
и Ромашкинской площадей по амфиболитам Черемшанской и Ульяновской площадей прослеживается нулратский комплекс. На диаграмме *AFM* (см. рис. 43) хорошо видно соответствие этих амфиболитов полю нулратского и частично туймазинского комплексов. Севернее, в узкой 5–10-километровой полосе, ограниченной продольными разломами, от Енорускинской площади на юго-западе через Сулеевскую площадь до Новоурсаевской площади на северо-востоке распространен сулеевский комплекс, сопровождаемый типичными для него магнетитсодержащими основными гнейсами. Элементы архейской складчатой структуры в кольцевом поясе можно видеть при детальном рассмотрении геолого-петрографической карты (см. рис. 13). Примером одной из таких изоклинальных мегаскладок может служить Мокшинско-Глянчи-Тамакская антиформа, протягивающаяся с перерывом почти на 80 км с юго-запада на северо-восток в центральной части Альметьевского блока. Это — симметрично построенная, подсеченная на крыльях продольными разломами складка с выходами диафторических амфиболитов сулеевского комплекса в осевой зоне и сменяющимися его на узких крыльях породами миннибаевского комплекса.

Проследить пространственные соотношения архейских комплексов во внешнем кольцевом поясе Средневожского мегаблока удастся даже в пределах таких крупных гранитоидных массивов, как Бакалинский. Там архейская линейная структура северо-восточного простирания распознается по редким сохранившимся реликтам пород гранулитовой фации или продуктам их переработки, а также по петрохимическим, петрофизическим особенностям самих гранитоидов [Попова, Горина, 1976; Богданова и др., 1977; Попова, 1984]. На плагиогранито-гнейсовом фоне Бакалинского массива выделяются отдельные изометричные в плане купольные или слегка удлинённые валоподобные структуры, сложенные плагиомиоклиновыми и микроклиновыми гранитами.

Самый крупный из них, Мустафинский купол (см. рис. 32), имеет более 40 км в поперечнике и построен сложнее других. Граниты и микроклиновые граниты образуют почти замкнутое кольцо, в ядре которого залегают диорито- и плагиогранито-гнейсы

Рис. 43. Диаграмма *AFM* для амфиболитов Альметьевского блока в краевой части Камско-Вятской зоны (Елабуго-Бондюжский район)

1-4 — поля: 1 — метавулканитов и метагабброидов кинельского и сулеевского комплексов, 2 — габбро-норит-анортозитов туймазинского комплекса, 3 — метавулканитов нурлатского комплекса, 4 — ультрабазитов чубовского комплекса; 5, 6 — амфиболиты: 5 — Елабуго-Бондюжского района, 6 — Альметьевского блока



ранней генерации бакалинского комплекса гранитоидов. Контакты гранитного кольца подчеркнуты узкими оторочками гранодиоритов, а также кварцевых метасоматитов в случаях, если во вмещающей раме сохранились реликты высокоглиноземистых гнейсов миннибаевского комплекса. Метаморфизм диафторитов и встреченных в единственной скважине (Чекан, 1) метаосадков раннего протерозоя ниже по температуре и давлению, чем в других участках внешней зоны Средневолжского мегаблока, соответствующим верхам амфиболитовой фации низких давлений (см. рис. 35).

Эти данные позволяют думать о менее глубоком эрозионном срезе мегаблока в пределах Бакалинского массива, а характер структурной расчлененности на купола и межкупольные зоны (депрессии) принимать за стиль внутренней структуры верхнего структурного яруса раннедокембрийской земной коры Волго-Уральского сегмента. Геофизические данные не позволяют распространять его на более глубокие горизонты земной коры [Богданова и др., 1973]. Это предположение подтверждается особенностями строения Окско-Волжского и Верхневятского блоков, входящих в состав Волго-Камского мегаблока, эродированность которых намного меньше.

Аналогичные купольные формы намечаются и в южных частях внешней зоны Средневолжского мегаблока на юге Куйбышевской и в Оренбургской областях, и везде они сложены наиболее калиевыми разновидностями раннепротерозойских гранитоидов. Вероятнее всего, упомянутая выше асимметрия строения внешнего кольцевого пояса обусловлена разной степенью эродированности мегаблока. Но не исключено, что приуроченность бакалинского комплекса гранитоидов раннего протерозоя к северо-восточному и юго-восточному краям пояса связана с изначально более высокой мощностью архейской большечеремшанской серии и, в особенности, раннепротерозойского осадочного чехла (воронцовская серия), обнаруженного сейчас в единичных скважинах, но встречающегося в большом количестве в обломочной части рифейских толщ [Богданова, 1966а].

Таким образом, распределение архейских и раннепротерозойских комплексов в Средневолжском мегаблоке строго упорядочено. Прежде всего эта упорядоченность выражена в метаморфической зональности, и не только в закономерной локализации неизменных архейских гранулитов в центральной части мегаблока, а метаморфических комплексов раннего протерозоя на его периферии; она выражена также в кольцевой зональности самих раннепротерозойских метаморфитов — и диафторических, и прогрессивных. Непосредственно к гранулитовому ядру примыкает зона диафтореза архейских гранулитов амфиболитовой фации умеренных давлений, ближе к периферии замещающаяся зоной амфиболитовой фации низких давлений (см. рис. 35). Общей кольцевой структуре мегаблока подчинено и распространение осадочно-вулканоген-

ных и интрузивных комплексов архея и нижнего протерозоя. Нижнепротерозойские комплексы в основной массе приурочены к внешнему кольцевому поясу, и лишь небольшие тела сармановских метадиабазов и гранитов бакалинского комплекса с сопровождающими их узкими зонами диафтореза прослеживаются вдоль радиальных разломов, секущих гранулитовое ядро. Определенно устанавливается смена архейских комплексов от центра структуры к ее периферии. Только в центральной части мегаблока обнажен фундамент большечеремшанской серии – кинельский комплекс, по периферии же разрез архея наращается сначала нижним сулеевским, а затем и верхним миннибаевским комплексами большечеремшанской серии (рис. 44; см. рис. 13, 42). "Центробежная" смена архейских комплексов нарушается лишь проступающими сквозь "плащ" большечеремшанской вулканогенно-осадочной серии выступами (окнами) нижнего структурного этажа, образованного нурлатским комплексом.

Все перечисленные признаки подчеркивают единство структуры Средневожского мегаблока и раннепротерозойский возраст ее становления. Выявленное ранее геофизическими методами концентрически-кольцевое строение Средневожского мегаблока полностью объясняется вещественными неоднородностями фундамента, раннепротерозойским распределением в плане вещественных комплексов, различных по физическим свойствам. Примечательной чертой соотношений геологических и геофизических кольцевых границ является большая ширина кольцевых геофизических зон и некоторый их сдвиг в сторону периферии мегаблока. Это может быть объяснено наклонным залеганием плоскостей разломов от центра к периферии, что соответствует сводовому характеру структуры. Глубинное строение Средневожского мегаблока, выявленное вдоль профиля ГСЗ Черемшан–Уральск (см. рис. 5), согласуется с этим представлением. Для мегаблока характерно согласное приподнятое положение всех границ раздела земной коры и границы М, располагающейся в пределах ядра структуры на 3–5 км выше, чем в прилегающих участках. Как уже отмечалось, на эрозивной поверхности фундамента обнажаются более глубокие горизонты земной коры, представленные кинельским комплексом, который, видимо, слагает весь "диоритовый" слой мощностью 4–6 км. Характерно, что аномалиеобразующие объекты "гравитационно-активного" слоя повышенной плотности и небольшой мощности также имеют кольцеобразную форму (см. рис. 2) и частично совпадают с внешним кольцом Средневожской структуры, указывая на его относительно приподнятое положение, незначительную мощность большечеремшанского комплекса и небольшую глубину диафторической переработки.

Важнейшим элементом строения Средневожского мегаблока являются разломы. Они выделены по ряду геофизических и геологических признаков: по резкой смене характера геофизических полей, резкому изменению рельефа фундамента, появлению в осадочном чехле своеобразных структур – валов, флексур и т. д.

Выявленные зоны разломов можно считать наиболее достоверными, если они подтверждаются петрографическими данными – наличием зон катаклаза и милонитизации, наличием специфических тектонометаморфических пород – гранулитов-бластокатаклазитов, резкой сменой фаций регионального метаморфизма, наличием габбро-диабазов и диабазов трапповой формации рифея, появлением трещинных (линейных) кор выветривания [Лапинская и др., 1963]. Фундамент нарушен многочисленными, часто перекрывающимися разломами, образовавшимися в различные этапы его развития.

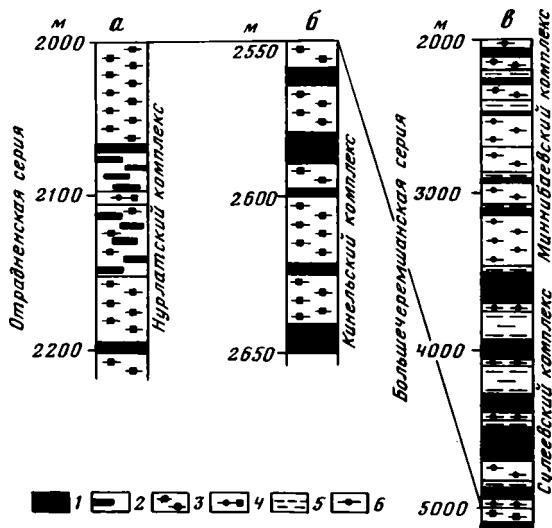
Подсчеты показывают, что 50% скважин Волго-Уральской области вскрывают породы с сильной и средней степенью катаклаза и бластокатаклаза (гранулитизации), которые образуют протяженные зоны различной ширины, зависящей от крутизны разломов, к которым они приурочены (см. рис. 41). С крутопадающими разломами связаны узкие зоны, а с пологими – широкие зоны тектонической нарушенности пород.

Это служит дополнительной информацией о морфологических особенностях разломов и согласуется с новыми данными, полученными при регрессионном анализе связей геофизических полей с геологическими и топографическими параметрами с помощью ЭВМ [Богданова и др., 1980]. Было установлено, что корреляция этих параметров рез-

Рис. 44. Корреляция архейских комплексов в гранулитовом ядре Средневожжского мегаблока

а — скв. 663 Ульяновская, б — скв. 52 Екатерининская, в — скв. 20 000 Миннибаево

1 — основные кристаллосланцы, метагабброиды; 2–5 — плагиогнейсы: 2 — двупироксеновые, 3 — гиперстеновые (эндербито-гнейсы), 4 — гранат-гиперстеновые, 5 — биотит-гранат-гиперстеновые, биотит-гранатовые; 6 — высокоглиноземистые кристаллосланцы, гнейсы



ко улучшается при сдвигах геологической матрицы относительно геофизических полей на расстояния до 20 км, показывая довольно пологое залегание ряда исследованных границ, их надвиговый характер. Это совпадает с представлениями В.А. Лобова и И.Х. Кавеева [1977] о большой распространенности пологопадающих разломов в фундаменте и осадочном чехле Волго-Уральской антеклизы. Анализ систем разломов с точки зрения времени их заложения показывает преобладание долгоживущих разломов, проявившихся уже в конце архея. В раннем протерозое и особенно в рифее они трансформировались, наращивались и объединялись в новые системы, участками сегментируясь на отрезки. По возрасту вещественного выполнения разломов и их структурным соотношениям с докембрийскими комплексами достаточно надежно датируются разломы позднеархейского, раннепротерозойского и позднепротерозойского заложения [Карта разломов..., 1980].

Разломы позднеархейского возраста часто подчеркивают контакты архейских серий, и с большинством из них совпадают зоны пластического течения (гранулитизации или бластокатаклаза в условиях гранулитовой фации) архейских пород. Наиболее мощные зоны сопряжены с крупными габбро-норит-анортозитовыми интрузивами туймазинского комплекса, локализованными вдоль надвигов. Их позднеархейский возраст определяется и тем, что сами они пересекаются разломами раннего протерозоя и зонами раннепротерозойского диафтореза архейских гранулитов, наложенного на их бластокатаклазированные разновидности. Позднеархейские разломы согласны с простиранием архейских серий и являются обязательным элементом линейной чешуйчато-складчатой структуры архейской коры.

Разломы раннепротерозойского возраста определяют строение и структурную расчлененность мегаблока. Они группируются в систему кольцевых и радиальных разломов, секущих северо-восточное и субширотное простирания архейских структур (см. рис. 41). Им подчинены метаморфическая зональность мегаблока и размещение раннепротерозойских осадочно-вулканогенных и гранитоидных комплексов. При анализе последовательности становления раннепротерозойской метаморфической зональности выясняется, что первыми проявились кольцевые разломы, отделяющие гранулитовое ядро и сопровождающиеся диафторезом архейских гранулитов в умеренно-градиентном режиме метаморфизма. Затем заложились радиальные разломы, контролирующие положение осадочно-вулканогенного сармановского комплекса, а еще позднее — наиболее широкая система кольцевых разломов с зоной высокоградиентного метаморфизма. Раннепротерозойский возраст и длительность становления систем кольцевых и радиальных разломов в раннем протерозое подтверждается радиологическими данны-

ми. Изолинии К-Аг возраста биотитов и амфиболов 2,2–1,8 млрд лет совпадают с кольцевыми и радиальными разломами и указывают на то, что внутренние части мегаблока были выведены выше изотермы нарушения изотопного равновесия раньше внешних частей.

Раннепротерозойские разломы развивались в некоторой связи с позднеархейскими ослабленными зонами, обновляя и удлиняя их. Позднее, в рифее, они использовались как подводящие каналы для магм континентальных базальтов. В этом отношении весьма характерны некоторые черты строения Жигулевско-Туймазинской зоны. Основной ее структуры является сочетание протяженных, плавно изгибающихся разломов северо-восточного простирания, часто дугообразных, изогнутых "фестонами" к юго-востоку, с серией поперечных секущих разломов, иногда обрывающихся, иногда прямо переходящих в протяженные кольцевые разломы, входящие уже в структуру Альметьевского или Бузулукского блоков (см. рис. 27). Анализ геофизических и геологических материалов [Богданова и др., 1980], прослеживание разломов на поверхности фундамента и в разрезе глубокой скв. 2000 Туймазы показывает, что разломы северо-восточного простирания являются надвигами, наклоненными на юго-восток или северо-запад, а поперечные к ним — сопряженными с ними сдвигами. Возраст системы разломов Жигулевско-Туймазинской линейной зоны определяется непосредственно совмещением с ней раннепротерозойской метаморфической зональности и тел гранитов этого времени. Типичен пластинообразный характер тел микроклиновых гранитов, подчиненных надвигам, что установлено в разрезе скв. 2000 [Богданова, Лапинская, 1970; Камалетдинов, Постников, 1979]. Эти же разломы служили подводящими каналами для рифейских траптов, с ними связаны интенсивное дробление, катаклаз и милонитизация более поздних этапов.

Хотя разломы Средневожского мегаблока развивались главным образом в раннем протерозое и рифее, можно говорить и о еще более древнем возрасте многих из них. Мы отмечали уже, что первично-магматическая расслоенность и позднеархейская метаморфическая зональность Туймазинского габбро-норит-анортозитового массива в общем согласны с северо-восточным простиранием разломов линейной зоны и ее собственным простиранием. Это свидетельствует о заложении первичной системы надвигов Жигулевско-Туймазинской зоны в позднем архее в связи со складчатостью, метаморфизмом и тектоническим сжигиванием архейских комплексов на рубеже 2,7 млрд лет.

Факт расширения раннепротерозойских зон разломов в рифее подтверждается бурением каждой новой глубокой скважины. В некоторых случаях разломы остаются зияющими, частично заполненными тектонической глиной, песком, высокоминерализованными водами [Глубинные исследования архейского..., 1976]. Эти явления отражают преемственность рифейского этапа развития мегаблока от раннепротерозойского, не позволяя их резко разрывать. Вместе с тем разломы этапа 1,9–0,7 млрд лет существенно изменили более ранние (начало раннего протерозоя) овалоподобные очертания Средневожской кольцевой структуры, придали ей современный угловатый облик. Ограничивающие мегаблок зоны разломов (Камская, Удмуртская, Большекиральская, Шарлыкская, Пачелмская) формировались в связи с заложением авлакогенов [Валеев, 1978; Кавеев и др., 1980].

В заключение характеристики состава и строения Средневожского мегаблока перечислим важнейшие факты, освещающие историю формирования этой структуры в раннем докембрии.

1. Раннепротерозойский возраст кольцевой метаморфической зональности, совпадающей с кольцевой геофизической структурой мегаблока; ей соответствует широкое распространение раннепротерозойских гранитоидов ультраметагенного типа (бакалинский комплекс).

2. Резко секущее положение раннепротерозойских метаморфических и осадочно-вулканогенных комплексов по отношению к архейским структурам линейного чешуйчато-складчатого типа северо-восточного и субширотного простирания, прослеженных не только внутри гранулитового ядра структуры, мало измененного в раннем протерозое.

зою, но и за его пределами в кольцевом поясе интенсивного диафтореза гранулитов и повторного гранитообразования.

3. Системы кольцевых и радиальных разломов, контролирующие распределение раннепротерозойских комплексов, секущие и лишь фрагментарно наследующие систему разломов архея.

4. Совмещение в позднеархейской структуре различных формационных разрезов архея ("метаосадочно-базитового" и "метаандезитового"), локализация которых не зависит от положения колец.

5. Кольцевая метаморфическая зональность со смещением и наложением расширяющихся зон метаморфизма различного фациального типа одна на другую от ядра к периферии, что указывает на постепенное разрастание структуры.

6. Конформность метаморфической зональности кольцевому строению геофизических полей со сдвигом геологических границ по отношению к геофизическим к центру структуры, который может быть определен наклоном кольцевых разломов от центра к периферии (сводовая форма структуры).

7. Наложенный характер современных границ мегаблока – раннепротерозойские системы разломов, метаморфические зоны и осадочно-вулканогенные комплексы, геофизические зоны, характерные для мегаблока, уходят далеко за его пределы, в линейные зоны I порядка.

Таким образом, Средневожский мегаблок по отношению к архейскому структурному плану – структура новообразованная, хотя вполне вероятно, что она унаследовала крупный архейский антиклинорий.

В истории формирования мегаблока отчетливо выделяются три периода.

В позднеархейский этап в результате метаморфизма, складчатости архейских осадочно-вулканогенных и интрузивных комплексов, ультраметагенного гранитообразования и внедрения на заключительных стадиях магмы габбро-норит-анортозитов была создана архейская протоконтинентальная кора с линейной чешуйчато-складчатой структурой (рис. 45). Она была весьма неоднородна по латерали как в формационном отношении, так и по физическим свойствам. В ней были совмещены формационные разрезы двух типов – "метаандезитового" (отградненская серия) и "метаосадочно-базитового" (большечеремшанская серия), судя по геохимическим признакам и структурным соотношениям, принадлежавших двум раннеархейским этапам: "метаандезитовому" ("серогнейсовому") фундаменту и вулканогенно-осадочной оболочке. Различия в плотности этих двух главных компонентов архейской коры весьма существенны. Большечеремшанская серия и ее основание (кинельский комплекс) выделяются высокой средней плотностью (2,80–2,83 г/см³), тогда как плотность "метаандезитового" фундамента (нурлатский комплекс) гораздо меньше – 2,68 г/см³. Латеральную неоднородность архейской коры подчеркивают тела габбро-норит-анортозитов со средней плотностью 2,75 г/см³ и ультраметагенных гранитоидов (2,67–2,70 г/см³). Расслоенность ее по вертикали в основном определялась геотермическим градиентом, который, если судить по различиям архейских метаморфических комплексов, несколько изменялся. В участках с широким распространением большечеремшанской серии благодаря тектоническому скупиванию мощных вулканогенно-осадочных толщ и создаваемому ими термостатирующему эффекту геотермический градиент был несколько выше. Способствовало этому и внедрение магмы габбро-норит-анортозитов, локализованных на контактах большечеремшанской серии с ее фундаментом.

На раннепротерозойском этапе архейская кора была вовлечена в процесс роста крупного сводового поднятия с характерными кольцевой метаморфической зональностью и системами кольцевых и радиальных разломов. Рост свода был конседиментационным и проходил на фоне нарастающего теплового потока, выраженного в последовательном наложении зон высокоградиентного метаморфизма на зоны умеренноградиентного типа. Максимальная интенсивность повторного метаморфизма, складчатости и гранитообразования с формированием типичных для заключительного этапа гранито-гнейсовых куполов сосредоточилась в периферии свода (внешний кольцевой пояс),

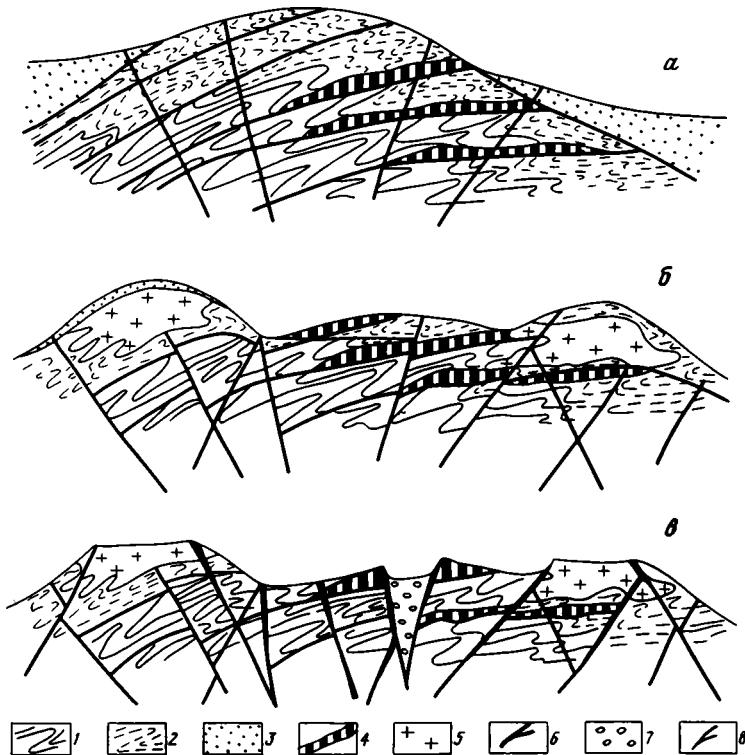


Рис. 45. Схема развития Средневолжского мегаблока: а – 2,6–2,3, б – 2,3–1,9, в – 1,9–1,65 млрд лет тому назад

1, 2 – серии архея: 1 – отрадненская, 2 – большечеремшанская; 3 – воронцовская серия раннего протерозоя; 4 – габбро-норит-анортозиты туймазинского комплекса; 5 – раннепротерозойские гранитоиды, гранито-гнейсы; 6 – дайки габбро-диабазов рифея; 7 – рифейские отложения; 8 – разломы

тогда как в его центральной присводовой части (гранулитовое ядро) сохранились все элементы структуры архея (см. рис. 45). Вероятнее всего, в этот период присводовая часть мегаблока поднялась выше зоны метаморфизма, о чем свидетельствует сохранность наиболее древних K-Ar и Rb-Sr датировок возраста пород в этой части структуры. Рост Средневолжского мегаблока происходил в течение периода 2,6–1,9 млрд лет, т. е. около 600–700 млн лет. В этом длительном процессе за счет архейской неоднородной коры и нижнепротерозойской осадочной оболочки окончательно сформировалась континентальная кора. Повторное гранитообразование и диафторез архейской неоднородной коры привели к выравниванию ее плотности на больших площадях (плотность "метаандезитовой коры" при этом почти не изменилась, а плотность "метаосадочно-базитовой" снизилась до $2,75 \text{ г/см}^3$). Выплавление большой массы гранитного материала вызвало уплотнение архейского рестита, более дифференцированное по плотности расслоение земной коры, формирование легкого "гранитно-метаморфического" слоя.

В конце раннего протерозоя и в рифее после остывания структуры за счет дополнительной контракционной трещиноватости (подробнее об этом будет сказано ниже) произошло массовое внедрение базальтовой магмы, проседание блоков и образование грабенов, быстро заполнившихся грубообломочными молассоидными отложениями (см. рис. 45). В соседних со сводом линейных зонах заложились авлакогены, в ходе развития которых были переработаны внешние части свода, и он приобрел современные размеры и очертания.

Кольцевое строение с одинаковыми по знаку аномальными гравитационными и магнитным полями в ядерных частях выявлено для большинства мозаичных структур Волго-Уральского сегмента (см. рис. 3, 7). Однако не все они построены подобно Средневолжскому мегаблоку.

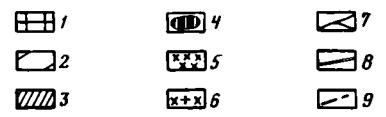
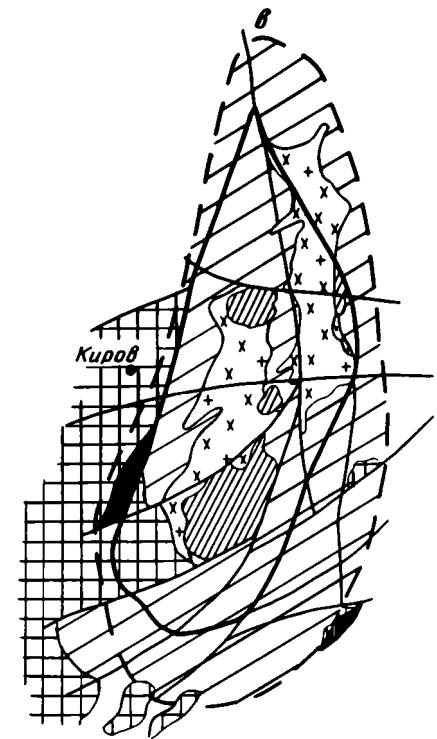
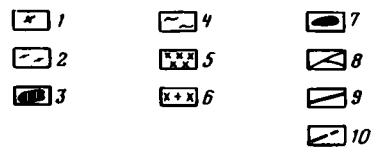
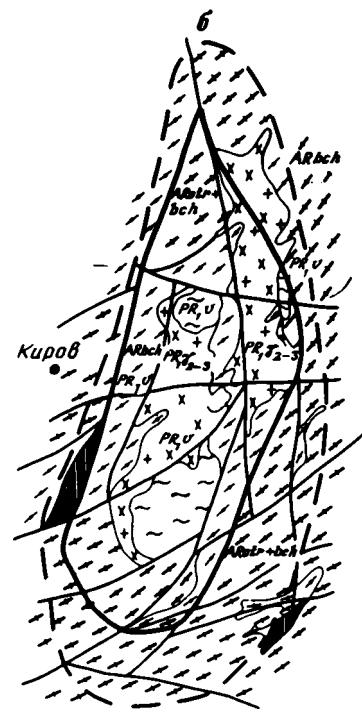
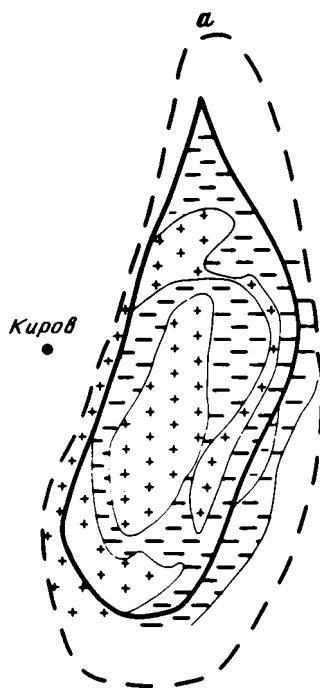
Окско-Волжский блок. На карте изокоррелят аномальных геофизических полей он, как и Средневолжский мегаблок, представляет собой концентрически-кольцевую структуру, но гораздо меньшего размера — около 170 км в диаметре. Данные бурения показывают, что в ядерной части этой структуры развиты плагиомикроклиновые гранитоиды и гранито-гнейсы раннего протерозоя (скважины Балахна, 2; Лысково, 1; Кстовская, 1), а во внутреннем кольце — высокоглиноземистые гнейсы большечеремшанской серии, испытавшие диафторез (Балахониха, скв. 2). Это объясняет, почему центру Окско-Волжского блока соответствует минимум гравитационного и магнитного полей, а внутреннему кольцу — максимум гравитационного и минимум магнитного полей.

Ближе к краям структуры вскрыты основные кристаллосланцы и гнейсы нурлатского комплекса (скважины Сундырь, 1, 2; Марпосад, 2, 6) и, возможно, кинельского, что обуславливает характерные положительные гравитационное и магнитное поля (кольцо положительной корреляции). Другими словами, область положительной корреляции полей в ядре структуры имеет иное вещественное выражение, чем в Средневолжском мегаблоке, ей отвечает область максимального гранитообразования, крупный массив раннепротерозойских гранито-гнейсов и гранитов. Мощность земной коры Окско-Волжского блока больше 40–45 км (см. рис. 1), главным образом за счет мощности "гранитного" слоя. Судя по мощности "гравитационно-активного" слоя (см. рис. 2), мощность "гранитного" слоя в разных участках структуры колеблется в пределах 10–15 км, причем плотность его в юго-восточном направлении уменьшается. Возможной причиной этого может быть увеличенная мощность большечеремшанской серии, а также присутствие в верхах фундамента раннепротерозойских осадочных комплексов, таких, как воронцовский.

Верхневятский блок. О вероятности такого предположения свидетельствует строение другой кольцевой структуры, похожей на Окско-Волжскую по разрезу земной коры — Верхневятского блока. Верхневятская кольцевая структура вытянута в северном направлении в виде овала. Он прекрасно виден в аномальном магнитном поле (на что ранее обратил внимание Л.И. Салоп [1971]), а также в распределении "гравитационно-активных" масс (рис. 46; см. рис. 2). Качественный анализ соотношений геофизических полей показывает, что центру структуры отвечают отрицательные магнитное и гравитационное поля. Это согласуется с зональностью в распределении раннедокембрийских комплексов, присутствием в ядрах структуры раннепротерозойских гранитоидов, частично перекрытых осадочными толщами раннего протерозоя. По мощности "гранитного" гравитационно-активного слоя (6–11 км) Верхневятский блок занимает промежуточное положение между Средневолжской и Окско-Волжской мозаичными структурами, а по плотности этого слоя аналогичен Окско-Волжскому.

Среди пород фундамента, вскрытого примерно 100 скважинами, обнаружены архейские и раннепротерозойские комплексы. В центральной части структуры широко распространены образования большечеремшанской серии (Фаленки, Рехино) и рахмановского комплекса (Талошерская площадь), на периферии структуры иногда встречаются основные кристаллосланцы и гнейсы сулеевского и кинельского (?) комплексов, а в западной части — нурлатского комплекса (Аркуль, Красногорье, Глазов и др.). Характерна локализация диафторически преобразованных архейских пород в центре структуры, где на Унийской, Колобовской и Чернохолуницкой площадях вскрыты метаосадки раннего протерозоя (унийская толща), интродуцированные плагиогранитами раннего протерозоя.

Унийская толща представляет собой тонкое переслаивание биотитовых, биотит-мус-



ковитовых, андалузит-мусковит-биотитовых, гранат-биотитовых с графитом и гранат-амфиболовых сланцев.

Андалузит-мусковит-биотитовые сланцы унийской толщи подобны сланцам воронцовского комплекса Волгоградского Поволжья, но более мелкоузловатые. Узлы состоят из таблитчатых кристаллов андалузита (размером до 1 мм) и крупных таблитчатых зерен мусковита, не ориентированных по сланцеватости и явно более поздних по отношению к андалузиту. В мусковите иногда наблюдаются тонкие иголки фибролита.

Гранат-биотитовые сланцы с графитом — ассоциация, не встречающаяся среди сланцев Волгоградского Поволжья, но вместе с тем довольно обычная для песчаниково-сланцевой толщи воронцовской серии Воронежского кристаллического массива [Шишов, 1976].

Гранат-амфиболовые сланцы также по облику очень близки к обычным для воронцовских сланцев амфиболовым разновидностям, но отличаются присутствием пойкилобластов граната, окруженных кварцевыми скоплениями. Специфично также присутствие трещин, выполненных кварцем и крупнозернистым (до 1 мм) турмалином. В сланцах разреза скв. 3 Уни были обнаружены метаморфизованные известковистые конкреции размером до 25–40 см в диаметре [Ситдииков и др., 1980]. Они сложены мелкозернистым агрегатом андезина, сине-зеленой роговой обманкой, гроссуляра, пирита и аналогичны известковистым конкрециям ладожской серии Балтийского щита.

Метаморфизм унийской толщи протекал в условиях амфиболитовой фации при тех же температурах и давлениях, что метаморфизм и гранитообразование на заключительных этапах раннепротерозойского метаморфического цикла во внешнем кольцевом поясе Средневолжского мегаблока. Выявленная метаморфическая зональность этой структуры подчинена системе субпараллельных разломов, конформных ее очертаниям (см. рис. 46). Характерны и радиальные разломы, сходящиеся в один узел почти в центре структуры. Центральная область раннепротерозойского прогрессивного метаморфизма метаосадков воронцовского (унийского) комплекса, раннепротерозойских плагиомикроклиновых, часто двуслюдяных гранитоидов с турмалином, тождественных гранитоидам волгоградского комплекса, сменяется зоной диафторированных гранулитов архея, а затем, уже за пределами блока, — зоной почти неизменных гранулитов. Смена комплексов от ядра к периферии Верхневятского и Окско-Волжского блоков обратна установленной для Средневолжского мегаблока: от гранулитового ядра к внешнему поясу диафтореза с гранито-гнейсовыми куполами. Напрашивается вывод о том, что кольцевые Окско-Волжский и Верхневятский блоки — это гигантские гранито-гнейсовые купола, осложняющие внешний кольцевой пояс Волго-Камского мегаблока, еще более грандиозного по размерам, чем Средневолжский. Гранулитовое ядро этой структуры, если судить по распределению "гравитационно-активных" масс

Рис. 46. Строение Верхневятского блока (составили С.В. Богданова, А.В. Постников, 1982 г.).

а — схема корреляции аномальных магнитного (ΔT_B) и гравитационного ($\Delta g_{ост}$) полей: 1, 2 — области корреляции полей: 1 — положительной, 2 — отрицательной; 3, 4 — границы блока: 3 — современные, 4 — в раннем протерозое, предполагаемые

б — схематическая геологическая карта: 1–3 — архей: 1 — нерасчлененный комплекс отрадненской и низов большечеремшанской (сулеевский комплекс) серий (ARotr + bch), 2 — большечеремшанская серия (ARbch), 3 — габбро-норит-анортозитовый туймазинский комплекс; 4–6 — ранний протерозой: 4 — воронцовская серия (унийская толща) (PR, v), 5 — диориты, 6 — плагиомикроклиновые граниты; 7 — рифей, габбро-диабазы; 8 — разломы; 9, 10 — границы блока: 9 — современные, 10 — в раннем протерозое, предполагаемые

в — схема метаморфической зональности: 1 — архейские гранулитовые комплексы; 2 — те же, подвергшиеся диафторезу в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций высокоградиентного типа (400–550°С, 2–4 · 10² МПа); 3 — прогрессивно-метаморфизованный комплекс раннего протерозоя в тех же условиях; 4 — габбро-норит-анортозитовый туймазинский комплекс; 5 — диориты; 6 — плагиомикроклиновые граниты раннего протерозоя; 7 — разломы; 8, 9 — границы блока: 8 — современные, 9 — в раннем протерозое, предполагаемые

повышенной плотности (см. рис. 2) и изокоррелятам гравитационного и магнитного полей (см. рис. 3), находится за пределами Волго-Уральского сегмента внутри Московско-Котласской зоны сочленения. Однако здесь нет скважин, которые подтвердили бы это предположение.

Элементы концентрически-кольцевого строения хорошо проявлены в рисунке количественной корреляции полей в Саранском блоке. Характерны они и для Приуральского мегаблока, по-видимому, объединяющего две кольцевых структуры — Верхнекамскую и Красноуфимскую, — разделенные Пермско-Чусовской линейной зоной II порядка. Значительные площади этих структур, перекрытые внешними складками Урала, дешифрируются на космических снимках, например, Красноуфимская (Свердловская по А.В. Доливо-Добровольскому и С.И. Стрельникову [1978]). Они соизмеримы со Средневожским гнейсовым овидом и сходны с ним по геофизическому выражению. Судя по интенсивным положительным гравитационному и магнитному полям, в центре этих структур залегают архейские комплексы повышенной плотности и магнитности (например, тараташский комплекс), аналогичные кинельскому и сулеевскому. По периферии этих структур вскрыты гранитоиды (скважины Северо-Камская, 1; Осинцевская, 1) и диафторированные архейские комплексы (Кудымкар, 1).

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА МЕГАБЛОКОВ И БЛОКОВ ВОЛГО-УРАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА

Морфология мегаблоков и блоков, их кольцевое зональное строение, округлые, изометричные купольные или вытянутые валообразные формы, присутствие гранито-гнейсового или гранулитогнейсового ядра прямо указывают на возможность их сопоставления с типичными для докембрия кольцевыми гранито-гнейсовыми структурами. Хорошо известны исследования этих структур в различных регионах [Wegmann, 1956; Кранк, 1962; Escola, 1949; Белоусов, 1962; Судовиков и др., 1962, 1970; Павловский, 1962; 1975; Каляев, 1965; Салоп, 1971; Горлов, 1972; Павлова, 1972; Глебовицкий, 1973; Летников, 1975; Сорвачев, 1978]. Наличие в земной коре древних платформ многочисленных кольцевых структур подтвердилось космическими исследованиями, еще раз обратившими внимание на огромный масштаб и повсеместность этого явления [Глуховский, 1976; Доливо-Добровольский, Стрельников, 1978; Сравнительная характеристика..., 1981; Металлогения..., 1984].

Генезис более частых и мелких гнейсовых и гранито-гнейсовых куполов детально обсужден в работах В.В. Белоусова [1962, 1966], Л.И. Салопа [1971], Г.А. Кейльмана [1974], Ф.А. Летникова [1975], К.А. Сорвачева [1978]. Из всех кольцевых структур раннего докембрия это, пожалуй, наиболее изученная группа, генезис которой связывается с последовательными явлениями гранитизации, реоморфизма и всплывания разуплотненных пластичных, прогретых масс, эволюционно порождающих интрузивные гранитные диапиры в верхних горизонтах коры. Именно таким образом, по нашим представлениям, были образованы блоки с гранито-гнейсами и гранитами раннего протерозоя в ядрах — Окско-Волжский, Верхневятский и Бакалинский массив Средневожского мегаблока. На купольно-реоморфическое происхождение этих структур указывают как отмеченные морфологические признаки этих структур, их метаморфическая зональность и системы кольцевых и радиальных разломов, всегда сопровождающих их развитие [Осипов, 1974; Лучицкий, Бондаренко, 1976; Эз, 1976; Гончаров, 1979; Металлогения..., 1984; Ramberg, 1977], так и палингенный характер самих гранитоидов, всегда наследующих особенности состава вмещающих комплексов.

Обращают на себя внимание большие размеры волго-уральских структур, в десятки раз превосходящие обычные для раннего протерозоя гранито-гнейсовые купола. Априорно предполагается, что чем крупнее и сложнее построена кольцевая гранито-гнейсовая структура, тем она древнее [Салоп, 1971; Доливо-Добровольский, Стрельников, 1976; и др.]. По нашему мнению, размер гранито-гнейсовых куполов определяется не столько повышенным тепловым полем (это, конечно, немаловажный фактор для

архейского корообразования), сколько геотектонической обстановкой. В хорошо изученных гранитно-зеленокаменных областях архея, где преобладали растяжения и быстрая утечка теплопотока при формировании самих зеленокаменных поясов, размер куполов редко превышает несколько километров (в поперечнике), и в основном они оформляются на заключительных этапах развития этих областей, после или во время образования верхних осадочных комплексов [Каляев, 1965; Геология и петрология..., 1978; Конди, 1983; Федоровский, 1985; Hunter, 1974]. Присутствие в разрезах мощных метасадочных комплексов, распространенных на широких площадях, стимулировало длительный рост куполов крупных размеров.

Не менее важна глубина эрозионного среза гранито-гнейсового купола. В этом смысле понятна постоянная приуроченность этих структур к участкам с широким развитием архейской большечеремшанской вулканогенно-осадочной серии и нижнепротерозойских метасадочных комплексов. Именно они являлись главными источниками питания гранитоидных масс в раннем протерозое и создавали необходимые термостатические условия [Летников, 1975], обеспечившие длительность и полноту проявления процесса куполообразования. Нижние горизонты архейской коры, сложенные "сухими" метамагматитами отраденской серии, были, очевидно, не способны продуцировать гранитоидный материал в раннем протерозое. Поэтому нижний уровень раннепротерозойского гранитообразования совпадает с кровлей нижнего ("метаандезитового") архейского этажа. Большое значение в таком расположении зон гранитообразования имели и другие факторы, например, вариации состава флюидов в разрезе коры, зависящего от глубинности и состава вмещающих образований [Маракушев, Перчук, 1972; Лутц, 1975; Флюидный режим..., 1980].

Таким образом, природа кольцевых структур Волго-Уральского сегмента с гранито-гнейсовым ядром более или менее ясна. Это — глубоко эродированные гранито-гнейсовые купола реоморфического типа, сформировавшиеся в раннем протерозое на "жестком" основании внутри верхнего архейского этажа и нижнепротерозойской осадочной оболочки.

Гораздо сложнее проблема генезиса гигантских кольцевых мегаблоков с гранулитогнейсовым ядром. Вообще говоря, мелкие гранулитогнейсовые купола похожего строения также рассматриваются как разновидность гранито-гнейсовых структур реоморфического генезиса. Они отличаются от гранито-гнейсовых куполов лишь тем, что в их ядрах «размещались... относительно "жесткие" (наименее мобилизованные) породы» [Салоп, 1971, с. 17]. Вместе с тем гигантизм, длительность развития, разнообразие составляющих их комплексов, присутствие древнейших архейских образований поражают воображение и рождают представления об их образовании на наиболее ранних этапах развития Земли. Философские основы этих представлений наиболее последовательно разрабатывались Е.В. Павловским [Павловский, 1962, 1975; Павловский, Марков, 1963; Глуховский, Павловский, 1973]. Типичными тектоническими формами лунной и нуклеарной стадий развития Земли являлись, по его мнению, отрицательные овально-кольцевые структуры типа лунных морей и "крупные изолированные куполовидные структуры — очаги интенсивных процессов метаморфизма, мигматизации и гранитизации граувакк и основных эффузивов" [Павловский, Марков, 1963, с. 9]. Л.И. Салоп также рассматривает выделенные им гнейсовые складчатые овалы как своеобразные складчатые пояса, овоидная форма которых была обусловлена почти повсеместной высокой пластичностью архейской коры [Салоп, 1971].

Главные черты строения гигантских кольцевых структур типа гнейсовых складчатых овалов, гранулитогнейсовых овоидов следующие:

- ограничение и внутреннее разделение системой концентрически-кольцевых и радиальных дизъюнктивных нарушений (надвиги; взбросы, сбросы), сопровождаемых магматитами различного состава вплоть до ультраосновных;
- ядро, сложенное древними комплексами, свойственными либо гранитно-зеленокаменным, либо (и) гранулитогнейсовым областям;

- внешнее кольцевое обрамление в виде системы резко приподнятых, часто гранулитовых блоков;
- присутствие во внутренних кольцах грабенов, заполненных более молодыми осадочно-вулканогенными толщами;
- характерный рисунок складчатости со сложным, "центростремительным" положением осевых плоскостей складок;
- устойчивость к тектономагматической переработке центральных гранулитогнейсовых или гранитно-зеленокаменных ядер кольцевых структур.

Эти главные черты строения овиоидов устанавливаются во многих структурах, независимо от точки зрения на их происхождение. Одна группа исследователей (Е.В. Павловский, М.З. Глуховский, В.М. Моралев и др.) видит в их строении отражение первичных структур земной коры типа лунных морей, унаследованно развивавшихся вплоть до настоящего времени. Другие исследователи те же черты строения концентрических кольцевых структур этого типа связывают с их развитием на гораздо более поздних этапах становления докембрийской литосферы, отдавая предпочтение термальному генезису, реоморфизму и диапиризму внутри коры. И в этом случае существует альтернатива: или овиоиды являющиеся самостоятельно развивающимися, новообразованными тектоническими структурами, или это – формы пассивного приспособления ранее существующих, уже стабилизированных структур типа срединных массивов к активным процессам, идущим в окружающих протогеосинклинальных линейных зонах. Эта альтернатива на примерах Южно-Африканского, Украинского щитов, Волго-Уральского сегмента решается в пользу первой возможности. Нет в линейных поясах этих структур протозеосинклиналией, а сами они сложены в значительной части даже более древними комплексами, чем кратоны [Kröner, 1977]. Не отрицая, что часть крупнейших кольцевых структур древних платформ могла образоваться на ранних этапах развития Земли, отвечая создавшейся тектонической и вещественной неоднородности ее первичных оболочек, подвергнем сомнению прямое сопоставление их с лунными структурами.

Изложенные материалы по строению Средневожского мегаблока, в деталях повторяющего Северо-Украинский тектоноконцентр (рис. 47), показывают, что кольцевая структура их явно наложена на позднеархейскую неоднородную кору. Это фиксируется в секущем положении кольцевой метаморфической зональности, связанных с ней раннепротерозойских гранитоидов, повторной тектонизации архейских разрезов по сложной системе вновь образованных кольцевых и радиальных разломов и расширении более древних зон разломов. В этих условиях распределение архейских комплексов также подчинено раннепротерозойской кольцевой структуре и не может быть признаком ее древности.

Ядра кольцевых структур типа Средневожской и Северо-Украинской располагаются на различных по типу разрезах архейской коры, что является убедительным аргументом вторичности этих структур по отношению к структуре позднего архея. Если бы они были унаследованными первичными структурами Земли, различия в формационном разрезе архейд должны были полностью согласоваться со строением этих структур. Такая зависимость намечается только для некоторых наиболее древних структур земной коры [Долгинов и др., 1973]. Мы предпочитаем для объяснения происхождения волго-уральских гранулитогнейсовых мегаблоков точку зрения Л.И. Салопы [1971], считающего структуры такого типа вторичными, возникшими в уже сложившихся осадочно-вулканогенных оболочках.

Л.И. Салоп объясняет происхождение гнейсовых складчатых овалов, т. е. складчатых систем овального или амебообразного плана, высокой пластичностью архейской коры и высоким геотермальным режимом в архее, приводившим к образованию зон реоморфизма и пластического течения (реонов), поверхность которых имела выпуклую форму. В случае волго-уральских мегаблоков предпочтительнее считать причиной их роста отдельные крупные термальные аномалии, возникшие под охлажденной архейской корой. Созданию таких аномалий и их существованию в течение длительного этапа (весь ранний протерозой), помимо привноса глубинного тепла, способствовало

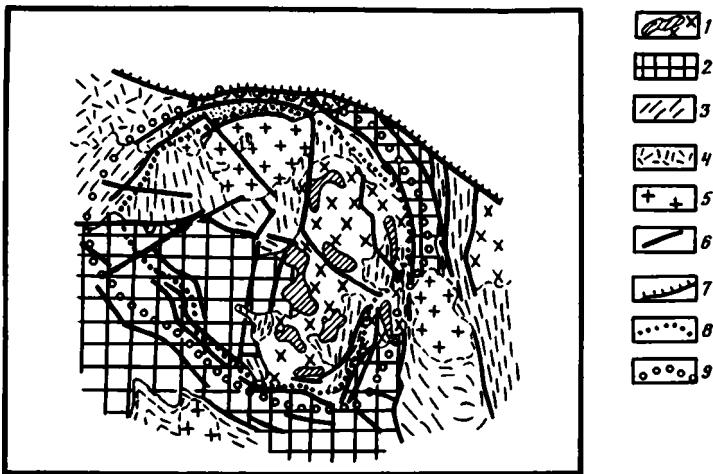


Рис. 47. Схема строения Северо-Украинской кольцевой структуры

1, 2 – архейские комплексы: 1 – гранитно-зеленокаменный тип разреза (росинско-тихичская серия), 2 – метосадочно-базитовый гранулитовый тип разреза (днепровско-бугская серия); 3 – осадочно-вулканогенные и гранитоидные комплексы раннего протерозоя; 4 – метавулканы и гранитоиды осницкого комплекса (ранний-поздний протерозой), осадочные толщи овручской серии; 5 – рапакиви и габбро-анортозиты коростеньского комплекса; 6, 7 – разломы: 6 – кольцевой и радиальной систем, 7 – ограничивающие Припятско-Днепровский авлакоген; 8, 9 – осевые линии кольцевых обрамлений: 8 – внутреннего, 9 – внешнего

несколько факторов: а) низкая теплопроводность позднеархейской, уже достаточно консолидированной коры, особенно в тех местах, где в ее составе преобладают осадочные толщи; б) плащ раннепротерозойских осадков, обеспечивающий аккумуляцию тепла; в) значительные содержания теплогенерирующих элементов в архейских метасадочных толщах, сравнимые с их содержаниями в верхних горизонтах современной континентальной коры; г) реакции окисления, идущие при диафорезе архейских гранулитов под воздействием воды, углекислоты и сопровождающиеся значительным выделением энергии [Маракушев, Перчук, 1972]; д) флюиды, "запечатанные" в архейских метаморфитах и свободно насыщающие нижнепротерозойские осадки.

Факты убеждают в огромной роли гранитоидного процесса в формировании гранулитогнейсовых мегаблоков – овоидов, наиболее ярко реализованного по их периферии в виде гранито-гнейсовых куполов различного размера, в их раннепротерозойском возрасте и тектонической самостоятельности. Наиболее вероятным представляется последовательный вертикальный рост гранулитогнейсовых валов при всплывании архейской коры благодаря мощному повторному прогреву и плавлению ее нижних частей в раннем протерозое.

Сложная кальдерообразная форма гранулитогнейсовых овоидов – мегаблоков с приподнятой центральной частью – может быть объяснена либо заложением этих структур на месте архейских антиклинорий, либо быстрым "штамповым" выдвиганием ядра в начальный этап их формирования. Экспериментальными данными и теоретическими расчетами показано, что при всплывании менее вязкого материала, перекрытого более вязким, вначале образуются центральные поднятия с окружающими их зонами опускания [Артюшков, 1965; Гончаров, 1979]. На следующем этапе термальный максимум в силу перечисленных выше факторов сместился в область кольцевого обрамления этих структур.

Установление вторичной купольной природы "архейских срединных массивов" Волго-Уральского сегмента, их наложенного характера и раннепротерозойского возраста приводит к иному решению тектонической природы структур земной коры всего Волго-Уральского сегмента, чем это принято большинством исследователей. Это – структуры завершающих стадий формирования складчатых областей, которые можно

сравнить только со структурами позднеорогенного типа фанерозоя — крупными сводовыми поднятиями начала континентальной стадии формирования земной коры [Моссаковский, 1975]. С таким решением согласуется и геологический материал по составу и строению разделяющих гранулитогнейсовые овоиды линейных зон, где почти отсутствуют нижнепротерозойские образования.

Становятся понятными порядок, соподчиненность и различный возраст линейных зон, разделяющих кольцевые структуры. Одни из линейных зон второго порядка являются реликтами архейских линейных структур (Жигулевско-Туймазинская и находящаяся на ее продолжении Пензенская зона), другие — межкупольными прогибами, где процессы раннепротерозойского гранитообразования и диафтореза неполностью переработали осадочно-вулканогенный архейский гранулитовый субстрат (Ветлужская, Кировско-Сыктывкарская, Пермско-Чусовская (?) зоны). Линейные зоны первого порядка отличаются более сложным строением, которое рассмотрено на примере хорошо разбуренных Камско-Вятской и продолжающей ее на юго-запад Владимирско-Казанской линейных зон.

ЛИНЕЙНЫЕ ЗОНЫ ПЕРВОГО ПОРЯДКА

Фундамент линейных зон (Камско-Вятской, Владимирско-Казанской и др.) отличается своеобразием вещественного состава. Некоторые комплексы из встречающихся здесь вообще неизвестны в мегаблоках, другие, доминирующие в мегаблоках, в линейных зонах практически не наблюдаются (см. табл. 6, 24). Линейным зонам свойственны свой характер метаморфизма, особенно в раннем протерозое, свой рисунок разломов и в целом симметричное строение (рис. 48).

Возраст раннедокембрийских комплексов линейных зон датирован значительно хуже, чем в мегаблоках, и определяется в основном по их вещественной корреляции с комплексами мегаблоков, а также из их соотношений с раннепротерозойской метаморфической зональностью. К-Аг датировки биотитов и амфиболов из плагиогранитов показывают 2,6–2,4 млрд лет, есть цифры около 2–1,7 млрд лет. Б.С. Ситдиков привел возраст 2920 млн лет для гиперстенового гранодиорита из скв. 403 Свяжской [Ситдиков и др., 1980].

Осадочно-вулканогенные комплексы

Основной отличительной чертой линейных зон является отсутствие сколько-нибудь значительных участков, сложенных архейскими кинельским, сулеевским и миннибаевским комплексами и, напротив, повсеместное распространение архейского нурлатского комплекса, а также габбро-норит-анортозитов туймазинского и ультрабазитов чубовского комплекса. Мы уже не раз обращали внимание на специфику эндогенных проявлений в линейных зонах Волго-Уральской области [Богданова, 1979; Богданова и др., 1978, 1982; Богданова, Гафаров, 1978].

Новый материал позволил уточнить более ранние представления. Предполагалось, что среди часто диафторированных архейских образований Камско-Вятской и Владимирско-Казанской линейных зон преобладают аналоги кинельского и сулеевского комплексов мегаблоков. Новые данные, показавшие необходимость выделения самостоятельного нурлатского комплекса и обосновавшие его иную формационную сущность, потребовали анализа петрохимических и геохимических особенностей многочисленных тел основных и средних пород линейных зон, представленных в большинстве случаев амфиболитами, амфиболовыми и биотитовыми плагиогнейсами. Среди них встречаются основные и средние породы гранулитовой фации (Казакларская, Красновская, Янчиковская площади), описанные как метагабброиды и чарнокиты [Флоренский и др., 1959]. В последние годы близкие породы вскрыты многими скважинами Привятской, Приказанской, Уратьминской площадей (скв. 23, 76, 49, 119, 125, 143 и др.).

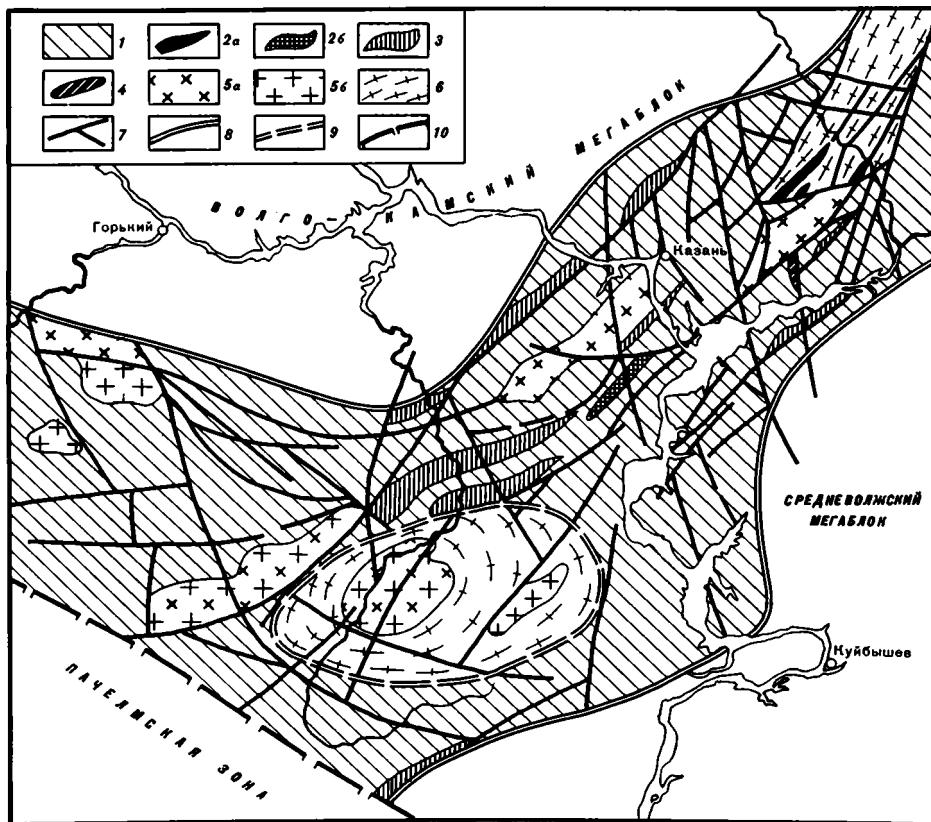


Рис. 48. Строение Камско-Вятской и Владимирско-Казанской линейных зон I порядка

1 – отрядненская серия архея (нурлатский комплекс); 2 – метакоматиты, metabазальтоиды привятской серии архея: 2a – установленные, 2b – предполагаемые по геофизическим данным; 3 – габбро-норит-анортозиты туймазинского комплекса позднего архея; 4 – метавулканиты сармановской серии раннего протерозоя; 5 – свияжский комплекс гранитоидов: 5a – архейские тоналиты, диориты, 5b – микроклиновые граниты раннего протерозоя; 6 – гранито-гнейсы по тоналитам, диоритам свияжского комплекса; 7 – разломы; 8–10 – границы: 8 – современных мегаблоков, 9 – Саранского блока (купола?), 10 – зон сочленения сегментов литосферы

Но почти во всех случаях обнаруживаются признаки диафторических изменений вплоть до образований эпидот-амфиболитовой фации. Весьма частыми диафторическими минералами здесь являются эпидот, скаполит, актинолит, тремолит, куммингтонит.

Опираясь на реликтовые ассоциации пород и диафториты начальных этапов их изменения (рис. 49; см. табл. 5), можно показать петрохимически полное тождество основных и средних пород Камско-Вятской и Владимирско-Казанской зон нурлатскому и туймазинскому комплексам (известково-щелочной тренд), а не кинельскому или сулеевскому толеитовым комплексам. Это вносит существенные поправки в картину распределения архейских формаций в Волго-Уральском сегменте. Стратиграфический и формационный разрез архея линейных зон первого порядка аналогичен архейскому разрезу внутренней Жигулевско-Туймазинской зоны Средневолжского мегаблока. Это является свидетельством единства строения и состава земной коры в архее, независимо от дальнейшего усложнения ее структуры в раннем протерозое.

Немаловажной особенностью рассматриваемых линейных зон I порядка являются валлообразные или овальные массивы гранитоидов, вытянутые часто по простиранию зон. Состав гранитоидов в этих массивах, описанных ниже как свияжский комплекс, отличается большим своеобразием. Здесь встречаются гиперстенные диориты, кварцевые диорито-гнейсы, тоналито-гнейсы, эпидотсодержащие плагиограниты, а также

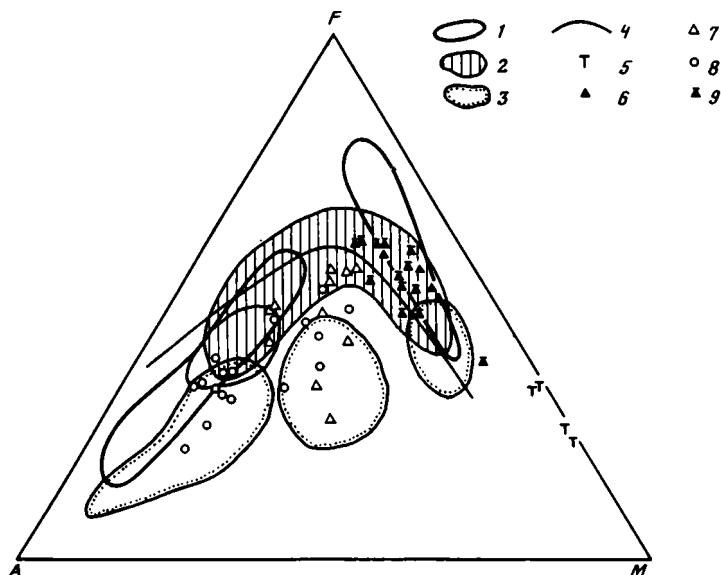


Рис. 49. Диаграмма *AFM* для основных и средних дифференцированных гранулитов фундамента Камско-Вятской линейной зоны

1, 3 — поля: 1 — метавулканитов и метагабброидов кинельского комплекса, 2 — метавулканитов нурлатского комплекса, 3 — габбро-норит-анортозитов туймазинского и ультрабазитов чубовского комплексов; 4 — линия раздела толеитовых и известково-щелочных серий; 5–9 — породы линейной зоны: 5 — пироксениты, серпентиниты, 6 — амфиболизированные двупироксен-плаггиоклазовые кристаллосланцы, 7 — двупироксеновые плаггиогнейсы, 8 — эндрбито-гнейсы, биотит-амфиболовые гнейсы, 9 — амфиболиты

плаггиомикроклиновые граниты с возрастом от 2,9 до 1,8 млрд лет. Учитывая сильную разгнейсованность и наложенную микроклинизацию гранитоидов свияжского комплекса в некоторых массивах, можно считать их гораздо более древними и соотносить время образования части из них со временем позднеархейского метаморфизма мегаблоков — около 2,7 млрд лет. Часть из них, вероятно, представляет кислые дифференциаты туймазинского комплекса, на что указывает близость химического состава плаггиогранитоидов гиперстеновым диоритам Туймазинского массива. Вместе с тем они почти тождественны по составу "серым гнейсам" гранитно-зеленокаменных областей, да и общая геологическая ситуация центральной части Камско-Вятской зоны весьма напоминает строение этих областей. Здесь практически не встречаются реликты гранулитовой фации, но широко распространены диафториты, развившиеся по нурлатскому и туймазинскому комплексам, а также прогрессивно метаморфизованные амфиболиты и амфиболовые сланцы [Постников, 1976].

К северо-востоку от Казани, на Кукморской вершине Татарского свода, в изолированном блоке сразу несколькими скважинами на площади Северный купол обнаружены разнообразные амфиболовые, в том числе антофиллитовые сланцы (метакоматииты привятского комплекса) и лежащие на их северо-восточном продолжении гранат-кианитовые сланцы кукморского комплекса (кукморская толща Б.С. Ситдикова и др. [1980]). Оба комплекса, по всей видимости, участвуют в сложении одного "зеленокаменного" разреза подобно тому, как в зоне Колмозеро-Воронья на Кольском полуострове аналогичные комплексы образуют сложнопостроенную последовательность [Белопищевский и др., 1975], но принадлежит разным стратиграфическим сериям. Предполагается, что привятский комплекс имеет архейский возраст, по следующим соображениям: 1) по петрохимическим и геохимическим особенностям метакоматииты близки ультрабазитам архейского чубовского комплекса мегаблоков, с которыми, возможно, они составляют единую вулcano-плутоническую ассоциацию; 2) мета-

морфизм коматитов по условиям и этапам минералообразования сопоставим с метаморфизмом архейских комплексов мегаблоков (серия А₃—АБ) и в то же время резко отличается от метаморфизма (серия Б₁—Б₂) кианитовых сланцев кукморского комплекса; 3) так же как и чубовский комплекс, метакоматиты интродуцированы плагиигранитами (тоналитами), возраст которых предположительно датирован как архейский. Высокоглиноземистые кианит-гранат-двуслюдяные кристаллосланцы кукморской толщи, по данным А.В. Постникова [1976], образовались при одноактном метаморфизме и не испытали влияния гранитоидов. Реконструкция первичного состава по петрохимическим данным позволяет рассматривать кукморский комплекс как метаморфизованную кору выветривания по ультрабазитам, скорее всего, по метакоматитам привятского комплекса [Постников, 1976].

В краевых частях линейных зон могут встретиться осадочно-вулканогенные сармавовский и воронцовский комплексы, пока обнаруженные единичными скважинами в юго-восточной части Камско-Вятской зоны.

Глубокометаморфизованные толщи архея и нижнего протерозоя линейных зон перекрываются терригенными и карбонатными толщами субиотния (?) и нижнего-среднего рифея, заполняющих авлакоены.

Привятский комплекс. Разрез кристаллического фундамента в скв. 216 площади Северный купол, расположенной на Кукморской вершине Татарского свода, представлен толщей метавулканитов мощностью 75 м, в интервале 1704,4—1779,9 м (рис. 50).

Рассматриваемые образования залегают в полосе сочленения различных по вещественному составу и характеру метаморфизма блоков фундамента, разделенных системой разломов северо-восточного и субширотного простирания. К западу от места вскрытия развиты породы нурлатского и, возможно, кинельского, комплексов архея, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации и слабо диафорированные в условиях амфиболитовой фации; к востоку залегают гранито-гнейсы. Основную часть разреза толщи метавулканитов слагают антофиллит-хлорит-тремолитовые и антофиллит-биотит-хлоритовые сланцы, реже встречаются актинолит-биотитовые разности, и в нижней части разреза залегают мономинеральные амфиболиты в интрузивном контакте с плагиигранитами [Постников, 1979].

Сланцы — мелкозернистые серые хлоритовые разности с голубовато-зеленоватым оттенком, биотитовые — с буроватым, актинолитовые — с зеленоватым. Сланцеватость пород выражена в различной степени, в большинстве случаев слабо, но подчеркивается полосчатостью в зонах биотитизации. Иногда прослеживаются два направления сланцеватости, пересекающиеся под различными углами. В хлоритовых и биотитовых разностях на фоне мелкозернистой массы выделяются темные округлые порфиробласты размером до 10 мм, расположенные хаотически, реже в плоскости сланцеватости.

Структура хлоритовых и биотитовых сланцев спутанная, нематолепидобластовая, интерсертальная, порфиробластовая. В массе короткопризматических, слабоориентированных по сланцеватости крупных зерен хромового клинохлора (до 50%) или магнезиального мелкокристаллического биотита (до 50%), более или менее упорядоченно, расположены таблитчатые мелкие зерна тремолита (30—50%) с неровными очертаниями. Идиоморфные шестоватые и игольчатые зерна антофиллита (около 30%), хаотически пересекаясь, определяют интерсертальную структуру. Участками, в связи с повторным рассланцеванием пород, развиты тонкокристаллические скопления тремолита, антофиллита и, возможно, талька.

Структура биотит-актинолитовых сланцев более упорядоченная, нематолепидобластовая, с ориентированным расположением столбчатых зерен светло-зеленого актинолита и листочков светло-бурого биотита.

Порфиробласты овальных очертаний, различно ориентированы, представлены тремолитом, светло-зеленым актинолитом или их симплектитовыми сростками с хлоритом и биотитом. Порфиробласты резорбированы, пересекаются зернами основной массы пород. Равномерно рассеянный в породах магнетит (около 10%) в виде мелких идиоморфных кристаллов иногда концентрируется в линейных зонах, подчеркивающих полосчатость пород.

Мономинеральные амфиболиты — мелкокристаллические темно-зеленые породы с гранобластовой структурой, полностью сложены магнезиальной голубовато-зеленой метасоматической (?) роговой обманкой. Порода пересечена зонами биотитизации, сложными светло-коричневым биотитом.

Верхняя часть разреза сложена породами, в различной степени измененными вторичными процессами: в верхней части — сильно ожелезненными, ниже — карбонатизи-

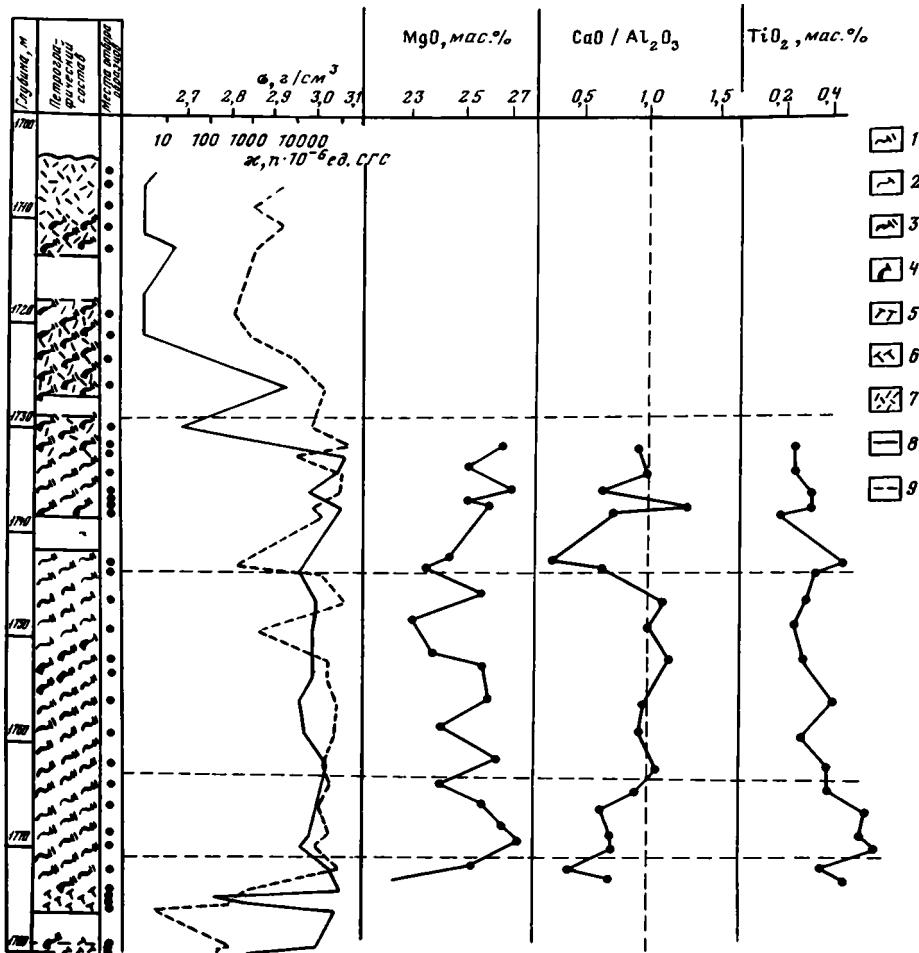


Рис. 50. Схематический разрез привятского комплекса в скв. 216 Северный Купол

1—4 — сланцы: 1 — антофиллит-тремолит-хлоритовые, 2 — флогопит-антофиллит-тремолит-хлоритовые, 3 — антофиллит-хлоритовые, 4 — тремолит-хлоритовые; 5 — амфиболиты; 6 — тоналиты; 7 — сильно разрушенные породы; 8 — объемная плотность пород (σ); 9 — магнитная восприимчивость пород (μ)

рованными и хлоритизированными. Из породообразующих минералов наименее изменен хлорит, амфиболы полностью замещаются хлорит-карбонатной массой, биотит — хлоритом и окислами железа.

Сложность структуры кристаллических сланцев затрудняет определение взаимоотношений породообразующих минералов. Устанавливается более позднее формирование антофиллита и еще более позднее развитие биотитизации и рассланцевания с образованием тонкозернистых масс. Эти процессы были наложены на парагенезис $tr_{16} + хл + маг + би + акт$, вероятно, эпидот-амфиболитовой фации. Существование тремолита в основной массе пород и актинолита в порфиробластах свидетельствует о неполной гомогенизации состава пород и позволяет отнести порфиробласты к реликтовым образованиям, отражающим первичные магматические структуры.

Развитие антофиллита ($анг_1$), судя по отсутствию ориентировки зерен, происходит при снижении общего давления и при повышении температуры. Биотитизация и повторное рассланцевание отвечают наиболее поздним этапам формирования породы.

Химический состав сланцев отвечает ультраосновным магматическим породам

Таблица 31

Химический состав (в мас.%) ультраосновных метавулканитов
привятского комплекса в скв. 216 Северный купол

Компонент	Номер образца				Содержание малых элементов*, г/т
	216-20	216-32	216-23	216-16	
SiO ₂	43,98	45,62	47,78	51,98	Pb - 17
TiO ₂	0,29	0,46	0,26	0,16	V - 76
Al ₂ O ₃	5,74	7,14	5,60	5,90	Cu - 55
Fe ₂ O ₃	6,07	4,02	4,29	1,00	Zn - 55
FeO	4,62	5,60	4,06	6,30	Co - 100
MnO	0,18	0,09	0,14	0,23	Ni - 1100
MgO	25,80	25,60	23,59	25,70	Cr - 1450
CaO	6,45	5,05	6,73	4,21	
Na ₂ O	0,50	0,63	0,80	0,63	
K ₂ O	-	-	2,50	0,43	
P ₂ O ₅	0,04	0,09	0,12	0,04	
H ₂ O ⁺	0,30	0,07	0,25	0,29	
H ₂ O ⁻	0,10	0,08	0,17	0,25	
П.п.д.	6,35	5,58	1,83	3,46	
С у м а	100,42	100,03	98,12	100,58	

* По двум анализам.

(табл. 31), а их структурные особенности, присутствие порфиробластов актинолита, тремолита и хлорита, развивающихся, очевидно, на ранних этапах метаморфизма по фенокристаллам клинопироксена, полосчатая текстура пород, подчеркиваемая расположением магнетита, позволяют отнести их к эффузивным образованиям. Содержание петрогенных элементов в породах в основном отвечает критериям $CaO/Al_2O_3 > 1$, $TiO_2 < 0,9\%$, $MgO > 9\%$, $K_2O < 0,9\%$, предложенным для коматиитов серии Онвервайт Южной Африки [M. Viljoen, R. Viljoen, 1969]. Существенные отклонения наблюдаются лишь для K_2O , повышенное содержание которого (до 3,1%) отмечается в биотитовых разностях сланцев. Однако то обстоятельство, что биотит нередко имеет наложенный характер, позволяет предполагать, что обогащение K_2O носит метасоматический характер. Калиевый метасоматоз сопровождался привнесением SiO_2 , содержание которого увеличивается от 43,5–46 до 47–49%, а также выносом MgO и, вероятно, CaO , содержание которого снижается на 2–3%. Отмечается высокое содержание в породах Cr (1450 г/т) и Ni (1100 г/т) и пониженное V (70 г/т).

По петрохимическим и отчасти геохимическим параметрам рассматриваемые образования наиболее близки к базальтовым и перидодитовым коматиитам и сходны с аналогичными породами Балтийского щита [Постников, 1979].

Вскрытый разрез представлен стратифицированной толщей, причем слагающие ее пачки, очевидно, не повторяются, что подтверждается последовательным снижением содержания TiO_2 снизу вверх. Выделяются три основные пачки, различающиеся по первичному составу пород (табл. 32; см. рис. 50). Наиболее типичны породы средней пачки со значениями $CaO/Al_2O_3 \geq 1$. Эти породы характеризуются пониженным содержанием MgO и повышенным — CaO при общей для толщи обратной зависимости содержания CaO и MgO , а также пониженным содержанием (для небититизированных разностей) SiO_2 . В минералогическом отношении породы средней пачки отличаются повышенным (до 60%) содержанием тремолита. Вышележащая и нижележащая пачки сложены близкими по первичному составу породами, но в них отношение $CaO/Al_2O_3 < 1$. Между собой эти пачки различаются по повышенному содержанию TiO_2 в нижней пачке.

Таблица 32

Средний химический состав (в мас.%) метакоматиитов
привятского комплекса в скв. 216, Северный купол

Пачка	Окислы					
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
Верхняя	45,31	0,24	5,79	6,52	5,41	0,22
Средняя	44,69	0,33	6,33	5,50	4,54	0,16
Нижняя	45,39	0,44	6,43	4,44	5,72	0,15

Пачка	Окислы					
	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	n
Верхняя	26,07	4,77	0,48	0,04	0,06	3
Средняя	25,21	6,79	0,61	0,26	0,08	5
Нижняя	26,46	4,54	0,34	0,02	0,07	4

Кукморский комплекс. В центральной части Камско-Вятской зоны, в одной структурной позиции с привятскими коматиитами скв. 205 Северный купол вскрыла 100-метровую толщу гранат-биотитовых, кианит-гранат-биотитовых, кианит-гранат-мусковит-биотитовых кристаллосланцев с отдельными полосами куммингтонитовых амфиболитов (рис. 51).

Кукморский комплекс сложен средне- и мелкозернистыми, темно-серыми, почти черными сланцами с отчетливо выраженной сланцеватостью, чаще всего располагающейся почти перпендикулярно оси зерна и обусловленной ориентированным расположением биотита, который образует либо более или менее обособленные в породе листочки, либо скопления, наиболее отчетливо подчеркивающие сланцеватость. В нижних частях разреза помимо сланцеватости пород обнаруживается линейность, выраженная в удлинении листочков биотита в плоскости сланцеватости и в вытянутости плагиоклаз-кварцевых скоплений. Для таких участков характерны свилеватые текстуры. В породах верхней части разреза наблюдается мелкая пloidчатость. Осевые плоскости складок располагаются под углом до 45° к оси зерна и нередко плавно изогнуты.

Различаются иногда довольно крупные (до 10 мм) белые или слегка голубоватые призматические зерна кианита, равномерно рассеянные в породах во многих частях разреза. Почти во всех образцах отчетливо видны правильно ограненные розовые зерна граната, иногда образующие довольно крупные (до 5 мм) скопления. Толща пород в целом достаточно монотонная, без резких контактов, изредка нарушается кварцевыми прожилками мощностью 1–2 см и редкими зонами трещиноватости и катаклаза.

Минеральный состав сланцев определяется меняющимися количествами биотита, кварца, плагиоклаза № 40–55, кианита, мусковита, граната, ставролита. Апатит, турмалин, циркон, рутил постоянно присутствуют как акцессорные минералы.

Куммингтонитовые амфиболиты (иногда с гранатом) — темно-зеленые с более светлыми плагиоклазодержащими зонами породы, образующие маломощные (до

буго-Бондюжской зоне поднятий. Свяжский массив расположен на западном склоне Татарского свода, занимает площадь около 1500 км². Массив в плане имеет овальную форму и несколько вытянут в северо-восточном направлении. В его строении участвуют кварцевые диориты, гранодиориты, плагиограниты и граниты (см. рис. 48).

Светло-серые и розовато-серые плагиограниты слагают до 90% площади массивов свяжского комплекса. Обычно массивные или слабогнейсовидные они иногда составляют с амфиболитами полосчатые и пятнистые мигматиты.

Диориты образуют вместе с гранодиоритами небольшие овальные тела площадью 5–10 км² в зонах контакта гранитоидов с вмещающими толщами и составляют примерно 1–2% гранитоидов всего массива. Это средне- и крупнокристаллические зеленовато-серые массивные, участками пятнистые и слабогнейсовидные породы гипидиоморфнозернистой, гранобластовой и иногда порфирокатакlastической структуры.

Столь же редки в массивах свяжского комплекса граниты, розово-красные, массивной или неясно-полосчатой текстуры. Чаще всего они образуют с гранодиоритами полосчатые мигматиты.

В составе всех гранитоидов Свяжского массива помимо олигоклаза и андезина, кварца, микролина (в гранитоидах и гранитах), голубовато-зеленой роговой обманки, биотита, апатита, циркона почти постоянно присутствуют эпидот, актинолит, ортит, альбит.

В центральной части Камско-Вятской зоны гранитоиды занимают площадь около 4000 км². Они слагают мелкие тела и массивы разнообразной овальной, часто неправильной формы, преимущественно вытянутые по простиранию зоны в северо-восточном направлении. В строении гранитоидных тел участвуют породы от диоритов до микроклиновых гранитов.

По текстурным, структурным особенностям и минералогическому составу они в основном сходны с гранитоидами Свяжского массива. Однако наблюдается целый ряд отличительных особенностей. Здесь помимо отдельных крупных массивов гранитоиды входят в состав полосчатых и пятнистых мигматитов в поле преимущественного развития эндербито-гнейсов нурлатского комплекса. Массивные разности довольно редки. Большинство встреченных разностей разгнейсовано.

При изучении минералогического состава отмечается более основной плагиоклаз, а наряду с голубовато-зеленой роговой обманкой встречается ее зеленая разновидность. При этом в Свяжском массиве наблюдается замещение роговой обманки актинолитом, в центральной части Камско-Вятской зоны актинолитизация отсутствует. Кроме того, здесь значительно слабее эпидотизация пород. В отдельных случаях обнаружен пироксен в количестве не более 1–2%. Комплекс аксессуарных минералов в гранитоидах этих тел разнообразнее и обильнее, особенно в гранодиоритах (апатит, циркон, ортит, ильменит, титаномагнетит).

В Свяжском массиве отсутствуют микроклиновые граниты. В центральной же части Камско-Вятской зоны крупные и среднекристаллические граниты и микроклиновые граниты — не редкость в тонкополосчатых и пятнистых мигматитах.

Несмотря на кажущуюся близость гранитоидов свяжского и бакалинского комплексов по петрографическому составу, в них обнаруживаются глубокие геохимические и формационные различия. Среди наиболее характерных и отличительных черт свяжских гранитоидов — почти постоянное присутствие эпидота и голубовато-зеленой глаукофан-чермакитовой роговой обманки, наложенная разгнейсованность пород, сопряженная с их перекристаллизацией в более низкотемпературных условиях с образованием вторичных актинолита, эпидота, альбита, мусковита, в большинстве случаев плутонический облик диоритов и плагиогранитов. В составе свяжского комплекса резко преобладают плагиограниты трондьемит-тоналитового состава, тогда как калиевые гранитоиды распространены незначительно и в основном встречаются в виде жильного материала в мигматитах с субстратом диорит-плагиогранитного состава или в мигматизированных архейских эндербито-гнейсах.

Еще больше различий гранитоидных комплексов раннего протерозоя проявляется при анализе их петрохимических и геохимических особенностей. Гранитоиды свяжского комплекса, если сравнивать по составу диоритов и плагиогранитов, содержат больше SiO₂, Al₂O₃, щелочей, Sr и меньше — элементов группы железа. В них другие соотношения Co и Ni, Sr и Ba, чем в аналогичных типах гранитоидов бакалинского

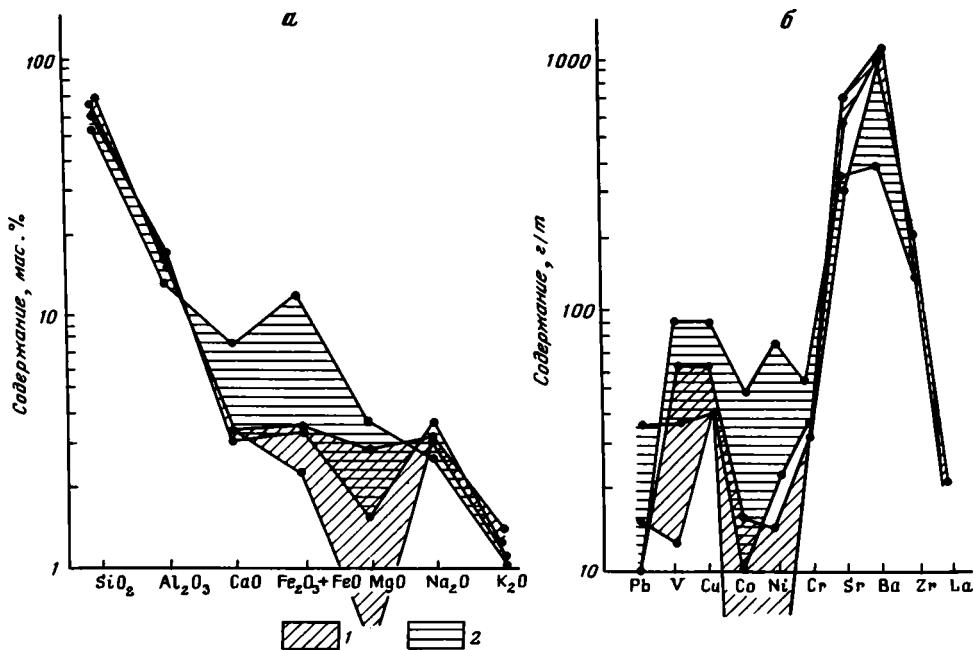


Рис. 52. Сравнение свияжского (1) и бакалинского (2) гранитоидных комплексов по содержанию петрогенных (а) и малых (б) элементов

комплекса (рис. 52). Они проявляют четко выраженный известково-щелочной (андезитовый) тренд дифференциации, заметно выраженную линейную положительную связь K_2O и SiO_2 (см. рис. 33, 34), что согласуется с plutonic, интрузивным характером пород. Микроклиновые граниты группируются в ограниченной области по K_2O и SiO_2 , являясь скорее продуктом анатексиса, чем метасоматической микроклинизации, как в бакалинском комплексе.

Приведенные данные убедительно свидетельствуют о формационной разнородности раннепротерозойских гранитоидов Волго-Уральского сегмента литосферы в мегаблоках и линейных зонах. Свияжский комплекс гранитоидов линейных зон можно уверенно сравнивать с plutonic диорит-плагιοгранитной или тоналит-гранодиоритовой формациями андезитового типа [Зоненшайн и др., 1976]. По перечисленным признакам они вполне сравнимы с гранитоидными комплексами архейских гранитно-зеленокаменных областей [Богданова, 1981], и не исключено, что они являются архейскими.

Метаморфическая зональность линейных зон

Метаморфическая зональность линейных зон пока изучена намного хуже, чем зональность мегаблоков, и может быть намечена в самых общих чертах. Подсчеты показывают (см. табл. 29), что архейские гранулиты в линейных зонах распространены не меньше, чем в Средневожском мегаблоке, и подчинены их структурному расчленению. Гранулиты архея, так же как и протяженные тела габбро-норит-анортозитов туймазинского комплекса, сочетающиеся с позднеархейскими зонами гранулитизации (и, возможно, локальными метаморфическими зональностями), занимают краевые части зоны (см. рис. 48). Они отвечают периферии раннепротерозойских палеоструктур Средневожского и Волго-Камского мегаблоков, что подтверждается как присутствием прогрессивно метаморфизованных метавулканитов сармановского комп-

лекса, так и секущим наложением на гранулиты зон диафтореза высокоградиентного типа, характерного для мегаблоков.

Наименее ясными являются соотношения метаморфических комплексов в центральной части зоны. Помимо гранулитов архея, слагающих редкие, небольшие по размеру участки, в самом центре зоны изолированно от гранулитов располагается зона пород высокотемпературного прогрессивного метаморфизма умеренно-градиентного типа (привятский комплекс). Возможно, этот блок представляет собой несколько менее глубинный срез архейской вертикальной метаморфической зональности, так как нет большого разрыва по температуре метаморфизма привятских антофиллитовых сланцев и гранулитов нурлатского типа. Незначительно различаются они и по давлениям, соответствуя одному и тому же геотермическому градиенту (серии АБ—Б₁ по В.А. Глебовицкому [1976]). Судя по реликтам эндербито-гнейсов и двупироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев (см. табл. 24), степень метаморфизма нурлатского комплекса была ниже, чем в мегаблоке, и не превышала условий силлиманит-гранат-кордиерит-ортоклазовой субфации.

На протяжении этой зоны метаморфизма залегают кианитовые сланцы кукуморского комплекса, которые попадают уже в область минеральных ассоциаций метаморфизма низкоградиентного типа (серия Б₂). В кианитовых сланцах прослеживается прогрессивная смена парагенезисов: би + гр + пл + кв → би + ки₁ + ст + гр + кв → би₄₂ + гр₇₂ + ки₂ + му + пл₄₀₋₅₅ + кв. Биотит и гранат самого высокотемпературного парагенезиса по своим кристаллохимическим особенностям соответствуют условиям амфиболитовой фации повышенных давлений (кианит-гранат-биотит-мусковитовая субфация). Наблюдаются также мусковитизация, окварцевание и формирование мелкого кианита третьей генерации, обусловленные, по-видимому, процессами кислотного выщелачивания. В толще сланцев встречаются "прослой" куммингтонит-содержащих пород, рассматриваемых А.В. Постниковым [1976] как вероятные аналоги продуктов железомagneзильного метасоматоза на регрессивной стадии метаморфического цикла.

Метаморфизм этого этапа, отнесенный к раннему протерозою, заметно сказывается на архейских гранулитах. В этих случаях весьма характерно замещение гиперстена сростками голубовато-зеленой роговой обманки чермакит-глаукофанового типа с кварцем, появление оторочек такой же роговой обманки вокруг диопсида [Богданова и др., 1978]. С заключительными этапами раннепротерозойского метаморфического цикла в центральной части зоны связано появление бластокатаклазитов, широкое развитие эпидота, актинолита, хлорита, скаполита. В краевых частях вблизи крупных зон разломов встречаются бластомилониты-филлониты (Урмары, скв. 1), образовавшиеся по эндербитам, возраст которых около 2 млрд лет [Варданянц, 1966]. Таким образом, в отличие от мегаблоков в центральной части Камско-Вятской зоны раннепротерозойский метаморфизм протекал в условиях более низкого геотермического градиента и сопровождался на заключительных этапах интенсивной тектоно-метаморфической переработкой архейских комплексов. В краевых частях зоны существовали условия, близкие к условиям раннепротерозойского высокоградиентного метаморфизма мегаблоков.

Петрофизическая характеристика линейных зон

Линейные зоны отличаются от мегаблоков менее резким характером изменчивости физических свойств, чередованием крупных, удлинённых по простиранию зон аномалий плотности со значениями 2,70 и 2,80 г/см³ и более дифференцированных, чем плотностные, аномалий магнитной восприимчивости, не превышающих 1500 · 10⁻⁶ ед. СГС. Это хорошо увязывается с геофизической характеристикой линейных зон, а петрофизические особенности вещественных комплексов иллюстрируют эти взаимосвязи.

Линейным магнитным аномалиям повышенной интенсивности (помимо вытянутых тел туймазинского комплекса, рассмотренного при характеристике Средневож-

ского мегаблока) соответствуют структуры, сложенные привятскими метакоматиями. Они резко выделяются высокой магнитной восприимчивостью (см. табл. 28, рис. 40) благодаря большому содержанию магнетита, количество которого тесно связано с вариациями первичного состава этих пород по разрезу (см. рис. 50).

Магнитность кукморского комплекса, как правило, невелика (см. табл. 28). При относительно слабой мощности прогрессивно метаморфизованных комплексов и расчлененности их в локальных структурах трудно ожидать их прямого соответствия аномалиям геофизических полей, которые обусловлены преимущественно составом и структурой архейского основания. Поэтому раннепротерозойские подвижные пояса, выделяющиеся главным образом по линейному характеру аномалий, как правило, не подразделяются на зоны, сложенные диафторированными архейскими комплексами, и собственно протерозойские структуры, если в составе последних не присутствуют в значительных количествах такие породы, как железистые кварциты или основные вулканы большой мощности [Расчленение ..., 1976].

Фоновые значения плотности ($2,72 \text{ г/см}^3$) линейных зон типа Владимирско-Казанской или Камско-Вятской создают архейские гранулиты нурлатского типа, а также гранитоиды свияжского комплекса, средняя плотность которых варьирует около $2,65 \text{ г/см}^3$, а магнитная восприимчивость бывает резко повышена (см. табл. 28). Возможно, это обусловлено большим количеством включений метабазитов (таких, как привятские), обогащенных магнетитом.

В целом плотность "гранитного" слоя линейных зон и ее вариации соответствуют их линейно-блоковому строению, сочетанию блоков с различной мощностью "гранитно-метаморфического" слоя, увеличенной в центральных частях изученных зон.

Владимирско-Казанская и Камско-Вятская линейные зоны образуют единую дугообразную структуру максимальной шириной около 200 км, разделяющую Волго-Камский и Средневолжский мегаблоки и пересекающую Волго-Уральский сегмент с юго-запада на северо-северо-восток. В расположении архейских и раннепротерозойских комплексов, их сочетаниях угадывается особый тип структуры линейных зон, который подчеркивается характерным узором разломов. Он свидетельствует об огромном значении горизонтальных движений при формировании линейных зон I порядка в раннем протерозое в отличие от мегаблоков (овоидов, куполов), где преобладали вертикальные движения.

Характерной особенностью линейных зон является симметричное строение. В ее центральной, внутренней части шириной около 50 км сосредоточена основная масса разнообразных диафторитов и гранитоидов различного возраста, в том числе и плагиомикроклиновых, а также локализованы осадочно-вулканогенные комплексы позднего архея — раннего протерозоя. Примечательная особенность этой части зоны — более низкотемпературный (умеренно-градиентный) стиль метаморфизма пород (кианит-силлиманитовая фациальная серия) на различных этапах раннепротерозойского метаморфического цикла [Богданова и др., 1978; Богданова, 1979]. С ней совпадает также узкая линейная зона изотопного K-Ar омоложения пород с возрастом 1,80–1,65 млрд лет.

С удалением от внутренней части зоны на северо-запад, в сторону Волго-Камского мегаблока, и на юго-восток, в сторону Средневолжского мегаблока, количество диафторитов уменьшается, все чаще картируются участки, иногда весьма широкие и протяженные с хорошо сохранившимися образованиями нурлатского и туймазинского комплексов (см. рис. 13, 48). Это — основные кристаллосланцы и плагиогнейсы Марининского Посада, Казаклара, Алатыря (в северо-западной внешней зоне), основные и средние кристаллосланцы, эндербито-гнейсы, иногда амфиболиты Приказанской, Северо-Елтанской, Привятской, Уратьминской, Грахово-Покровской и других площадей (в юго-восточной внешней части Камско-Вятской линейной зоны). В крайних частях зон иногда встречаются образования кинельского, сулеевского и миннибаевского комплексов, характерных для мегаблоков, например, в Елабуго-Бондюжской зоне поднятий (рис. 53).

Этот участок картировался в деталях и характеризует структуры внешних частей Камско-Вятской зоны, ширина которых в 1,5–2 раза превышает внутреннюю часть. Елабуго-Бондюжская зона представляет собой систему узких клиновидных блоков, в целом ориентированных согласно простиранию Камско-Вятской зоны. Блоки сложены то слабо диафторированными сулеевским, миннибаевским или нурлатским (ближе к внутренней части) комплексами, то диафторически измененными аналогами этих комплексов, сочетающихся с диоритами, гранодиоритами, гранитами и микроклиновыми гранитами бакалинского комплекса раннего протерозоя.

В связи с этими гранитоидами, особенно гранитной серии, в Елабуго-Бондюжской зоне часто встречаются участки с проявлениями кислотного выщелачивания гранулитов — мусковитовые и силлиманитовые кварциты в миннибаевском комплексе и магнетитовые гнейсы и кварциты в сулеевском. Присутствие в кварцитах андалузита (Азев-Салаушская, скв. 34) свидетельствует об их образовании в условиях фациальной серии пониженных давлений, фиксируемых в Средневолжском мегаблоке. Диафторическая метаморфическая зональность в целом подчинена сложному рисунку разломов, в котором протяженные на 100–150 км дугообразно изогнутые на юго-восток и восток, часто пологопадающие разломы надвигового типа [Богданова и др., 1980] сочетаются с секущими их под прямым углом вполне вероятными сдвигами. Возможно поэтому вдоль поперечного регионального разлома, разделяющего Елабужское и Бондюжское поднятия гранулитовые Афанасовско-Елабужский и Усть-Икский блоки сдвинуты друг относительно друга почти на 20 км (см. рис. 53).

Разломы и приуроченные к ним зоны диафтореза резко срезают архейскую складчатую структуру, элементы которой (Казаковско-Азев-Салаушская синформа, Бондюжская антиформа) картируются достаточно уверенно.

Структурный рисунок Елабуго-Бондюжской зоны свойствен краям всей Камско-Вятской зоны и большей части продолжающей ее на юго-запад Владимирско-Казанской зоны. Р.Н. Валеев [1978], детально анализировавший разломы этих зон, назвал их "Сурско-Камской системой надвигов и шарьжей". Во внутренней части Камско-Вятской зоны резче выражена линейность блоков, более узких и протяженных. Судя по высокой положительной корреляции гравитационных полей над внутренней частью зон, можно предположить субвертикальное или близкое к нему положение разломов, их разграничивающих и имеющих, видимо, сбросовый характер. Это соответствует условиям залегания нижнепротерозойско-рифейских толщ, которые заполняют отдельные грабенообразные прогибы внутри линейных зон. Очевидно, рисунок разломов внутренних частей линейных зон обусловлен создавшимися здесь условиями растяжения в конце раннего протерозоя и в рифее. При приближении к мегаблокам структурный узор фундамента усложняется, что находит свое отображение в ухудшении корреляции гравитационных полей, а также геологических и геофизических параметров [Богданова, Петренко, 1977; Богданова и др., 1980]. Структурный узор во внешних частях зоны указывает на обстановку сжатия, выразившуюся в сочетании надвигов со сдвигами.

Чрезвычайно важным представляется тот факт, что Елабуго-Бондюжская зона надвигов срезает кольцевую и радиальную системы разломов Средневолжского гнейсового овала, т.е. линейная зона здесь надвинута на мегаблок и переработала его структуры. Время надвижения устанавливается довольно точно по распределению К-Аг датировок, показывающему, что по крайней мере со времени 2–1,9 млрд лет большая часть Елабуго-Бондюжской зоны была выведена по надвигам на глубины выше изотермы нарушения изотопных равновесий даже для биотита. В то же время соседняя с юго-востока зона прикамских разломов оставалась погруженной ниже этого уровня вплоть до рифея (1,7 млрд лет).

Вместе с тем внешняя часть Камско-Вятской зоны по формационному набору архейских комплексов, присутствию метавулканитов сармановского комплекса (Приказанская скв. 120), по типичным для мегаблока метаморфическим проявлениям в высокоградиентном режиме представляет внешнее кольцо Средневолжской структуры

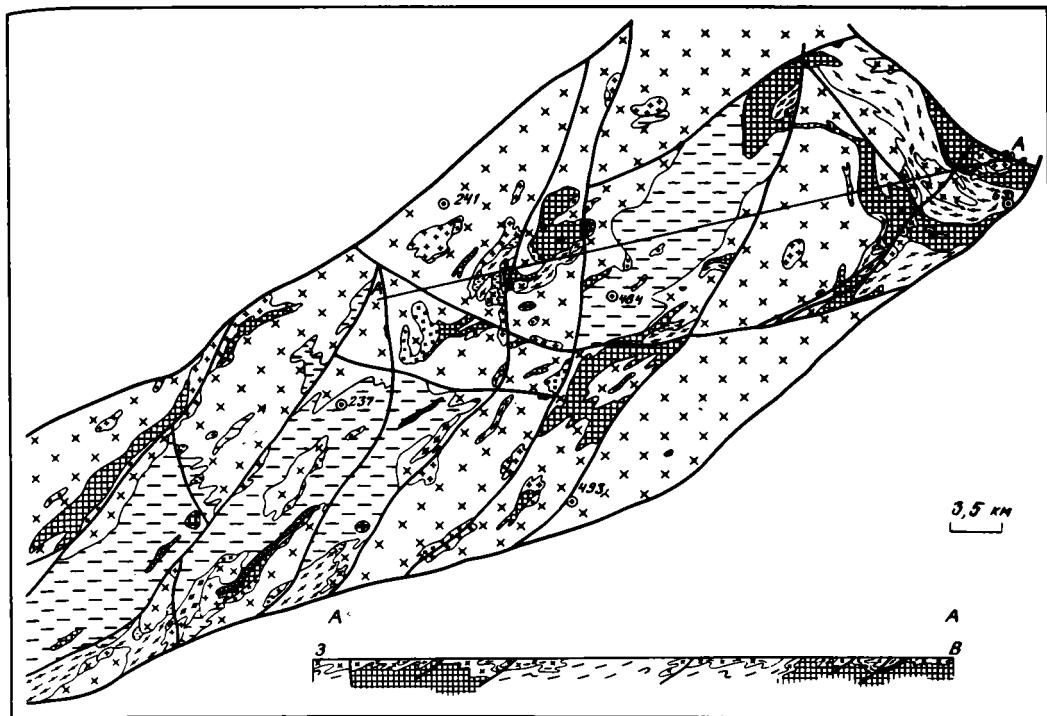


Рис. 53. Геологическая карта дорифейского фундамента Елабуго-Бондюжского района Татарии

1-6 - архей: 1 - нерасчлененный комплекс отрядненской и низов большечеремшанской серии, 2, 3 - большечеремшанская серия (2 - сулеевский комплекс: а - двулироксен-плагноклазовые кристаллосланцы, б - магнетитовые кварциты, магнетит-пироксеновые, магнетит-амфиболовые гнейсы; 3 - миннибаевский комплекс высокоглиноземистых гнейсов, кристаллосланцев), 4 - метагабброиды, 5 - амфиболиты диафторические (по метабазитам архея), 6 - рахмановский комплекс плагномикроклиновых гранитов с гранатом; 7-11 - нижний протерозой: 7 - диориты, гранодиориты гнейсовидные, 8 - плагнограниты гнейсовидные, 9 - микроклиновые граниты, граниты, 10 - кварцевые, кварц-силлиманитовые, кварц-мусковитовые метасоматиты, 11 - габбро-диабазы, диабазы; 12 - разломы; 13 - скважины

в палеоплане. Другими словами, внешнее кольцо этой структуры оказалось надвинутым на ее внутреннюю часть. Это показывает, что лишь во внутренней части Камско-Вятской зоны отражена специфика ее формационного состава и эндогенных проявлений, тогда как ее борта являются переработанными краями внешнего кольцевого обрамления гранулитогнейсовых овоидов.

Другие линейные зоны первого порядка Волго-Уральского сегмента могут быть охарактеризованы только данными геофизики, поскольку фундамент в их пределах вскрыт лишь единичными скважинами. В то же время характер геофизических полей, типичные особенности состава фундамента, непосредственные переходы аномалий из эталонных участков в малоразбуренные позволяют думать об аналогии состава и строения Токаревско-Уфимской и северной части Камско-Вятской зон рассмотренным выше. В крайних частях этих зон также обнаружены тела габбро-норит-анортозитов, например, Шарлыкский массив, расположенный вблизи границы Средневожского мегаблока с Токаревско-Уфимской линейной зоной; тело такого же состава известно по нескольким скважинам Архангельской площади на севере Камско-Вятской зоны.

Главное отличие Токаревско-Уфимской зоны заключается в присутствии в ее осевой части крупных протяженных положительных магнитных аномалий высокой интенсивности. Токаревская магнитная аномалия, вытянутая почти на 250 км, по мнению Р.А. Гафарова [1976], вызвана мощными телами ультраосновных и основных вулканитов типа печенгских или Ветреного пояса. Несколько меньшие по площади, но подобные по интенсивности аномалии прослеживаются и севернее вдоль Приуральского мегаблока. С ними частично совпадают участки приподнятого залегания кровли мантии, а также рифейские авлакогены. Эти особенности строения Токаревско-Уфимской и северной части Камско-Вятской зон отражены в соотношении слоев земной коры между собой и с поверхностью М (см. рис. 6). Любопытной деталью этих соотношений является смещение участка подъема М относительно тел протерозойских рифтогенных комплексов и Камско-Бельского авлакогена в сторону Урала. Вероятнее всего это связано с надвиганием верхних горизонтов земной коры Приуральского мегаблока на запад, что согласуется с геологическими наблюдениями надвигов и покровов в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала [Камалетдинов, 1965; Руженцев, 1976].

В целом отличия линейных зон от мегаблоков по глубинной структуре весьма значительны. Главные из них таковы: 1) несогласное положение границ раздела внутри земной коры и верхней мантии, скорее всего связанное с горизонтальными движениями, увеличенная мощность "базальтового" слоя и частично "гранитно-метаморфического", что, видимо, компенсируется уплотненной мантией ($V_r = 8,3-8,4$ км/с); 2) тесная положительная корреляция плотностных неоднородностей и нижних и верхних горизонтов земной коры (см. рис. 4), указывающая в сравнении с мегаблоками на сохранность архейской глубинной структуры зон или на ее незначительную вещественную перестройку в раннем протерозое.

Тектоническая природа линейных зон I порядка

Даже те немногочисленные данные, которыми мы располагаем по составу, строению линейных зон и последовательности эндогенных проявлений в архее и раннем протерозое, показывают их существенные отличия от мегаблоков. В числе этих отличий: 1) отсутствие сколько-нибудь значительных участков развития большечеремшанской серии мегаблоков и, напротив, присутствие сменяющей ее по латерали привятской серии, аналогичной низам архейских зеленокаменных разрезов; 2) широкое распространение интрузивных тоналит-грандьемитовых гранитоидов, столь характерное для гранитно-зеленокаменных областей; 3) большая редкость нижнепротерозойских комплексов, представленных в основном породами метаморфизованной коры выветривания; 4) специфика метаморфических процессов в раннем протерозое, протекавших в низкоградиентном режиме, сопровождающихся бластомилонитизацией и незначительной гранитизацией архейских и нижнепротерозойских комплексов; 5) своеобразный рисунок разломов, говорящий о большой роли горизонтальных движений в развитии линейных зон.

В то же время легко убедиться в том, насколько сильно похожи линейные зоны, разделяющие гранулитогнейсовые овоиды, на такие внутренние линейные зоны мегаблоков, как Жигулевско-Туймазинская. Различия этих структур заключаются лишь в глубине эрозионного среза, который намного глубже в Жигулевско-Туймазинской зоне в силу ее положения в присводовой части Средневожской структуры. Видимо, поэтому здесь сохранились лишь "корни" архейских коматитовых разрезов, представленных ультрабазитами чубовского комплекса, а также широко развит нурлатский комплекс. Это показывает, что своеобразие линейных зон было заложено уже в неоднородности архейской коры. Они занимают место наиболее крупных блоков архейской коры сиалического ("метаандезитового") типа. "Диоритовый" слой этой коры был сложен гранулитами нурлатского комплекса, расчлененными расслоенными интрузивами туймазинского комплекса, а "гранитно-метаморфический" — главным образом тоналитами с редкими уплотненными толщами зеленокаменных поясов, подобно стро-

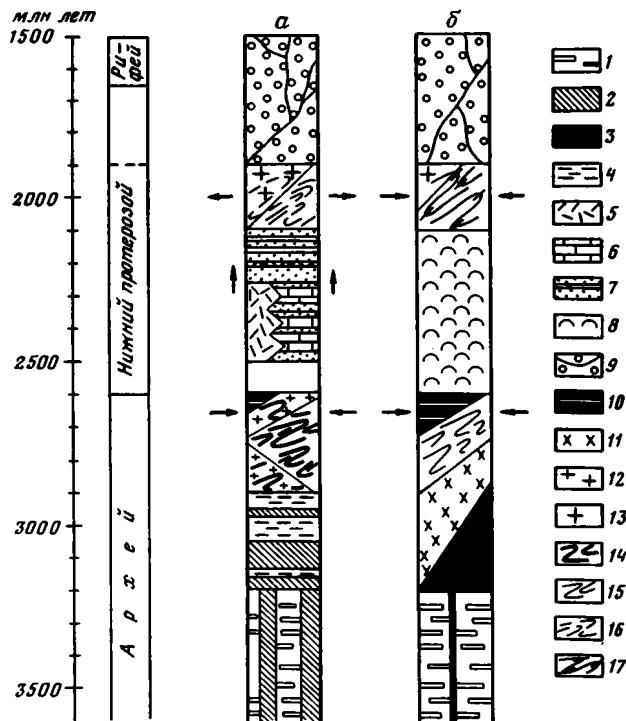


Рис. 54. Корреляция разрезов раннего докембрия и эндогенных проявлений в мегаблоках (а) и линейных зонах (б) Волго-Уральского сегмента

1 – раннеархейская "дацит-андезитовая" кора; 2, 3 – базальтоиды: 2 – толеитовые, 3 – коматитовые; 4 – осадочные ритмичнослоистые комплексы (Большечеремшанская серия); 5, 6 – сармановская серия: 5 – андезибазальты, толеиты повышенной щелочности, 6 – карбонатные и граувакковые комплексы; 7 – песчанико-сланцевые флишоидные комплексы; 8 – кора выветривания; 9 – траппы и молассоиды рифея; 10 – габбро-норит-анортозиты; 11 – тоналиты, кварцевые диориты; 12 – чарнокитоиды, гранитоиды с гранатом, кордиеритом ультраметагенные; 13 – ультраметагенные плагитогранитоиды, граниты, гранито-гнейсы, граниты микроклиновые; 14–17 – метаморфизм: 14 – гранулитовой фации умеренно- и высокоградиентного типа; 15 – амфиболитовой и гранулитовой фаций умеренно- и высокоградиентного типа, 16 – амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций высокоградиентного типа, 17 – амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций низкоградиентного типа

Стрелки – сжатия, растяжения, вертикальный рост

нию верхних горизонтов коры гранитно-зеленокаменных областей [Свириденко, 1980]. В раннем протерозое эти блоки испытали в основном тектоно-метаморфическую переработку. Метаморфизм в их центральной части достигал амфиболитовой фации, но не приводил к большим изменениям состава и физических свойств архейской коры. На заключительных этапах формирования линейных зон одновременно с растяжением в их центральных частях и формированием там грабенообразных прогибов их периферийные части развивались в условиях сжатия. На это указывают часто встречающиеся здесь бластомилониты с возрастом около 2 млрд лет.

Рассмотренные особенности развития линейных зон свидетельствуют об их тесной структурной (парагенетической) связи с гранулитогнейсовыми овоидами раннего протерозоя. Корреляция раннедокембрийских разрезов и эндогенных проявлений мегаблоков и линейных зон I порядка (рис. 54) убедительно демонстрирует, с одной стороны, автономность развития и тектонической обстановки этих структур в архее и раннем протерозое, а с другой – единство стадийности их становления. Наиболее существенны различия этих структур в раннем протерозое, когда максимум тектонической и эндогенной активности сосредоточился в пределах мегаблоков – гранулитогнейсовых овоидов и лишь частично захватил разделяющие их пространства.

Терминология протерозойских структур Волго-Уральского сегмента

Геофизические принципы		Геологические принципы	
По типу полей	По глубинной структуре	По геоморфологическому выражению	По динамическому режиму
Мозаичные концентрически-кольцевые структуры	Мегаблоки, блоки	Сводово-глыбовые поднятия	Участки с преобладанием вертикальных движений
Линейные структуры	Линейные зоны I и II порядка	Межсводовые впадины, рифтогенные прогибы	Участки с преобладанием горизонтальных движений сжатия и растяжения

Формирование линейных зон происходило в другой по сравнению с овоидами тектонической обстановке. Овоиды в раннем протерозое формировались в условиях преобладающих вертикальных движений, тогда как в линейных зонах переработка шла на фоне интенсивных горизонтальных движений. Кстати, отметим, что одинаковый тектонический режим в архее и раннем протерозое в линейных зонах I порядка, вероятнее всего, определил унаследованность развития большинства архейских разломов в раннем протерозое, хотя и привел к еще большей раздробленности фундамента.

Таким образом, линейные зоны представляют собой остаточные линейные пространства между гранулитогнейсовыми овоидами, не захваченные раннепротерозойскими процессами корообразования в кульминационный период роста овоидов. 1,9–1,65 млрд лет тому назад при остывании овоидов и их контракционном сжатии линейные зоны расширялись благодаря растяжению их центральных частей и образованию грабенообразных прогибов, заполнившихся молассоидными отложениями. В этот этап гранулитогнейсовые овоиды и осложняющие их гранито-гнейсовые купола окончательно оформились в виде современных мегаблоков и блоков.

Итак, можно подвести некоторые итоги расшифровки геологического содержания мозаичных и линейных структур Волго-Уральского сегмента литосферы. Анализ новых данных значительно расширил представления о природе и возрасте этих структур. Мозаичные и линейные геофизические структуры Волго-Уральского сегмента литосферы, выделяемые ранее как архейские срединные массивы и складчатые зоны свекофено-карелид ортогеосинклинального типа [Международная тектоническая карта..., 1981], получили иное тектоническое истолкование.

Сравнивая мегаблоки (гранулитогнейсовые овоиды) и линейные зоны Волго-Уральского сегмента со структурами различных стадий формирования континентальной земной коры [Моссаковский, 1975; Тектоника Северной..., 1980], мы неизбежно приходим к выводу об их идентичности структурам начальных этапов формирования континентальной земной коры. Характерной особенностью континентальных тектонических структур "является их резко несогласный, наложенный характер по отношению к структурам переходной стадии развития земной коры. Это сказывается не только в иных простираниях структур новой системы, но и в том, что и сводовые горноглыбовые поднятия, и межгорные впадины, и прогибы часто резко пересекают самые разные элементы предшествовавшей им складчатой структуры" [Тектоника Северной..., 1980, с. 27]. Все это свойственно и протерозойским структурам Волго-Уральского сегмента. Гранулитогнейсовые овоиды, хотя и обнаруживают в своем расположении некоторую унаследованность от структур архейской коры, но явно секут их северо-восточные чешуйчатые-складчатые линейные формы. В строении овоидов принимают участие крупные массивы капневых гранитоидов, для них характерна метаморфическая зональ-

Геологические принципы

По термодинамическому режиму	По генезису	По предыстории
Области высокоградиентного метаморфизма, интенсивного ультраметагенного гранитообразования	Гранулито-гнейсовые овоиды и гранито-гнейсовые купола	Архейские массивы – участки утолщенной архейской коры (ядра позднеархейского скупивания архейской вулканогенно-осадочной оболочки)
Зоны низкоградиентного метаморфизма и стрессовой переработки	Межовидные и межкупольные линейные зоны	Линейные позднеархейские блоки, пластины коры "метаандезитового" типа

ность кольцевого типа, да и по форме это – крупнейшие сводово-глыбовые, но сравнительно пологие ($5-7^\circ$) структуры, хотя и осложненные в поздний этап развития рифтогенезом с образованием крутых ограничений. В то же время в линейных межгорных, межсводовых впадинах и рифтогенных прогибах формировались осадочные комплексы нижнего протерозоя и рифея, весьма близкие орогенным терригенным (верхне-молассовым) формациям или формациям краевых прогибов [Постникова, 1977].

Сравнение с кольцевыми (мозаичными) геосинклинальными системами [Зайцев, 1984] также свидетельствует в пользу этих представлений. В отличие от геосинклинальных складчатых овалов гранулито-гнейсовые овоиды волго-уральского типа характеризуются единством внутреннего строения, одноактностью, большой длительностью и "центробежным" стилем развития. И напротив, много общего обнаруживается при сопоставлении овоидов с концентрически построенными мегасводами фанерозойских областей [Металлогения..., 1984].

Перевод архейских массивов и линейных зон Волго-Уральского сегмента литосферы в ранг континентальных заставляет пересмотреть и их терминологию. Ранее архейские массивы назывались нами срединными (или протосрединными), поскольку предполагался геосинклинальный генезис линейных зон [Богданова, Гафаров, 1978 и др.]. Теперь совершенно очевидно, что линейные зоны свекофенно-карелид Восточно-Европейской платформы могли образоваться при различном тектоническом режиме, а на востоке платформы они принадлежат к классу структур явно континентальной стадии. Структуры раннепротерозойской континентальной стадии Волго-Уральского сегмента отличает явная зависимость от позднеархейского структурного плана. Расположение овоидов и куполов закономерно связано с областями архейской коры "метаосадочно-базитового" типа, а линейных зон первого порядка – "метаандезитового" типа. Автор полагает, что процессы куполообразования в раннем протерозое в условиях равномерного теплового потока, существование которого следует ожидать на континентальной стадии, зависели от вещественной и физико-механической неоднородности архейской коры. Можно думать, что перечисленные выше благоприятные факторы этих процессов проявились активнее в участках архейской коры, утолщенной за счет тектонического скупивания архейских вулканогенно-осадочных серий ("метаосадочно-базитовый" тип). В этом историческом смысле мегаблоки и блоки действительно являются архейскими "массивами".

В табл. 33 показаны терминологические различия протерозойских структур Волго-Уральского сегмента литосферы при подходе к ним с разных позиций.

**СТРУКТУРНЫЙ ПЛАН ФУНДАМЕНТА
ВОЛГО-УРАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА – ХАРАКТЕРНЫЙ ТИП
ГРАНУЛИТО-ГНЕЙСОВЫХ (ОРОГЕННЫХ) ОБЛАСТЕЙ
РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ**

Типизация структур – одна из важнейших задач в разработке проблемы формирования оболочек Земли на ее древнейших этапах. Хорошо известно, что морфология, структурный рисунок хронологически различных докембрийских областей служат основой познания геодинамических обстановок в раннем докембрии и их изменений во времени и пространстве. Стремясь подчеркнуть и фактически обосновать особый стиль развития структуры земной коры в архее и необратимость процесса ее становления, многие исследователи используют структурные типы как свидетельство стадий, неповторяемых в истории Земли. Так, Е.В. Павловский [1962, 1975], М.С. Марков [1962, 1981], Л.И. Салоп [1973] и другие авторы на основании широкого и неупорядоченного расположения купольных или овоидных форм, сложенных архейскими комплексами, и априорного предположения о повышенном термальном режиме в раннем архее приняли этот структурный тип для выделения лунной, нуклеарной и пермобильной стадий на ранних этапах развития земной коры. Однако детальные исследования тектонотипов этих стадий не подтверждают вывода о древнейшем возрасте таких структур [Борукаев, 1985; Черкасов, 1980; и др.]. Относится это и к изученным структурам земной коры Волго-Уральского сегмента.

Проведенный анализ показывает, что структурный план земной коры этого сегмента сложился в раннем протерозое и по всем критериям подобен строению орогенных (глыбовых) областей фанерозоя. Гигантские размеры сводовых структур не могут служить доказательством их архейского возраста. Фанерозойские сводово-глыбовые поднятия часто имеют не меньшие размеры. По описаниям А.А. Моссаковского [1975], И.Н. Томсона с соавторами [Металлогения . . . , 1984], они достигают 1000 км в длину при ширине до 400–500 км, вытянуты в виде валов и характеризуются концентрическим распределением магматических комплексов и металлогенических зон.

Не менее остро стоит проблема "этажности" структурных типов докембрия одного хронологического уровня. Различия "инфра-" и "супраструктуры" (по К.Е. Вегманну) широко обсуждались в связи с проблемой гранито-гнейсовых куполов и глубинной складчатости [Белоусов, 1962, 1966; Каляев, 1965, 1970; и др.]. Учитывая особенности формирования реоморфических валов и куполов, рассмотренные при характеристике мегаблоков и блоков, естественно ожидать, что структурный рисунок верхнего этажа ("гранитно-метаморфического" слоя) и нижнего ("диоритового") не может быть одинаков. В этом отношении раннепротерозойский структурный план Волго-Уральского сегмента заслуживает особого внимания, так как показывает тип строения и "диоритового" слоя земной коры, и частично "гранитно-метаморфического".

Пространственные соотношения комплексов архея и нижнего протерозоя, широкая распространенность гранулитов, высокая степень тектонизации земной коры, осложненной многочисленными разломами, надвигами, насыщенность разнообразными по составу и возрасту магматическими телами, особенно габбро-норит-анортозитовыми, свидетельствуют в пользу сходства раннепротерозойской структуры Волго-Уральского сегмента с гранулитогнейсовыми областями и гранулитовыми поясами древних платформ.

Под гранулитовыми ("чарнокитовыми") поясами большинство исследователей понимают долгоживущие мобильные зоны, или зоны тектонотермальной переработки древнейших комплексов [Долгинов и др., 1973; Ханин, 1965, 1977б; Божко, 1979]. Ч.Б. Борукаев [1979, 1985], вслед за М.А. Семихатовым [1974], называет их зонами "диасхизиса", а К.О. Кратц с соавторами [1980] – кратогенами гренвильского типа. Развитие этих зон происходило значительно позже завершения главной складчатости и связа-

но с реакцией уже стабилизированной земной коры на процессы внутри кратонов или за их пределами.

Характерные черты мобильных поясов этого типа установлены достаточно определенно. Как правило, они занимают окраинное положение в щитах древних платформ и отделены зонами глубинных разломов. Среди метаморфических комплексов нижнего этажа резко преобладают гранулиты, иногда диафорированные в зонах разломов, а верхний структурный этаж распространен на небольших площадях и сложен слабо метаморфизованными или неметаморфизованными толщами платформенного или миогеосинклинального типа [Борукаев, 1985]. В нижнем этаже часто расположены крупные тела массивных габбро-норит-анортозитов, почти всегда сочетающиеся с зонами гранулитового метаморфизма повышенных давлений.

Для многих мобильных поясов по современной структуре или по палинспастическим построениям устанавливается структурная симметрия с центральной полосой наиболее переработанных пород и краевыми гранулитовыми зонами, переходными к смежным структурам и тесно с ними связанными. Особенно показателен пояс Лимпопо, разделяющий Родезийский и Каапваальский кратоны [Mason, 1973; Шеклтон, 1980; Ковард и др., 1980; Кренер, 1984]. Северная и южная части этого пояса сложены породами гранулитовой фации, которые по возрасту сопоставляются с породами зеленокаменных поясов кратонов. Центральная часть пояса занята формацией Мессина, сложенной метаморфизованными в амфиболитовой фации терригенными и карбонатными континентальными осадками. По мнению Р.Ш. Шеклтона, М.Г. Коварда и других исследователей, пояс Лимпопо и аналогичный по строению пояс Майсур в Южной Индии образованы теми же гранулитовыми комплексами, которые залегают в основании соседних кратонов; структуры этих комплексов продолжают со стороны кратонов в пределы поясов. Образование пояса связывают с дифференциальными движениями прилегающих архейских кратонов и крупномасштабным надвигообразованием, превратившими ранее существующую область высокометаморфизованных комплексов ареального типа в линейный пояс [Кренер, 1984].

Примечательной особенностью рассматриваемых мобильных поясов, подчеркнутой Ч.Б. Борукаевым [1981], является пространственная связь с ними рифейских авлакогенов. Авлакогены часто располагаются в центральных частях зон "диасхизиса". Так расположен авлакоген Амадиес, разделяющий щиты Аранта и Масгрейв-Манн в Центральной Австралии, Кандалакшский авлакоген, лежащий на осевой линии Беломорского пояса [Богданов и др., 1980].

Возраст гранулитовых поясов различен, но скорее всего говорить можно не о различии возраста их заложения, а о разной продолжительности их истории. Например, Мозамбикский пояс, образовавшийся еще в архее, сохранял подвижность на протяжении всего протерозоя вплоть до 1,4–1 млрд лет [Долгинов, 1980]. Л.И. Салоп [1971] справедливо отмечает, что разнонаправленность и взаимопересечение мобильных поясов Африки не являются признаком разновозрастности их заложения. Большинство этих поясов, если не все, по мысли этих исследователей, составляли уже в архее единые кольцевые системы, окружающие кратоны, но обновлялись и активизировались в различные этапы. Поэтому так характерен для структур этого типа "интерференционный" тектонический узор, обусловленный наложением более молодых деформаций на уже существовавшие структуры фундамента [Кратц и др., 1980, с. 52].

Метаморфическая зональность гранулитовых поясов отличается большой контрастностью по геотермическому градиенту, если древнейший фундамент этих поясов подвергся рифтогенезу с образованием глубинных разломов, полностью рассекающих архейскую кору и служащих выводящими каналами для глубинных расплавов (как, например, Норвего-Кольский гранулитовый пояс с Печенгской и Имандра-Варзугской рифтогенными структурами [Фацин..., 1977]).

Почти все признаки гранулитовых мобильных поясов, как мы видели, свойственны линейным зонам I порядка Волго-Уральского сегмента. Вместе с тем по истории разви-

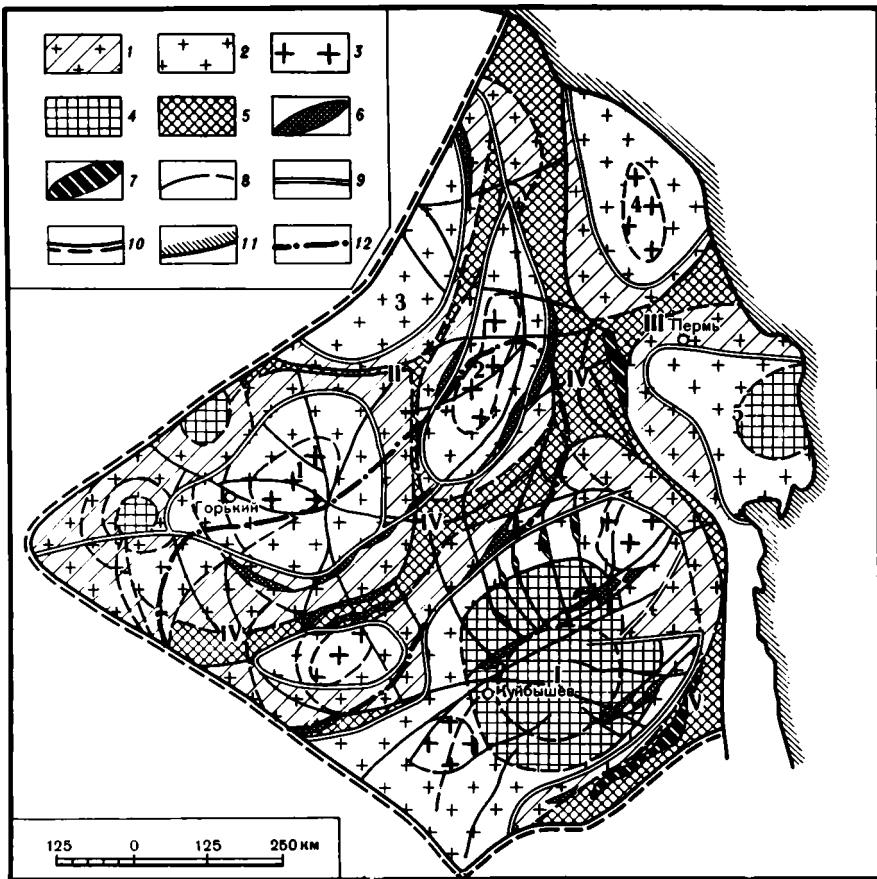


Рис. 55. Структура Волго-Уральской раннепротерозойской орогенной области

1-4 – гранулитогнейсовые овоиды, гранито-гнейсовые купола – сводово-глыбовые поднятия (мегаблоки, блоки): 1 – переработанные в конце раннего протерозоя – рифее, 2 – непереработанные, 3 – гранито-гнейсовые ядра, 4 – гранулитогнейсовые ядра; 5 – межовоидные, межкупольные линейные зоны, сформированные к 1,9 млрд лет; 6 – габбро-норит-анортозиты туймазинского комплекса (поздний архей); 7 – рифтогенные структуры раннего протерозоя, в том числе выделенные по геофизическим данным; 8 – разломы; 9-11 – границы; 9 – сводово-глыбовых поднятий, оформившиеся в период 1,9-1,65 млрд лет, 10 – Волго-Уральского сегмента, 11 – Уральской складчатой системы; 12 – контур архейской коры "метаандезитового" типа

I-V – мегаблоки и линейные зоны I порядка: I – Средневожжский, II – Волго-Камский, III – Приуральский, IV – Владимирско-Казанская и Камско-Вятская, V – Токаревско-Уфимская; 1-5 – блоки: 1 – Окско-Волжский, 2 – Верхневятский, 3 – Опаринский, 4 – Верхнекамский, 5 – Красноуфимский

тия волго-уральские пояса – линейные зоны – неотделимы от раннепротерозойских гранулитогнейсовых овоидов, составляя с ними единый структурный ансамбль (рис. 55). Структурный план фундамента Волго-Уральского сегмента соответствует понятию "орогенная область", специфика которой заключается в глубокой эродированности и широком распространении гранулитовых комплексов. Таким образом, раннепротерозойская орогенная область волго-уральского типа – это парагенетическое сочетание гранулитогнейсовых овоидов (мегаблоков), осложненных гранито-гнейсовыми куполами, с разделяющими их линейными зонами (поясами различного порядка). Часть поясов имеет в своем основании наиболее древние образования архейской протокры дацит-андезитового состава (линейные зоны I порядка). Они разделяют гранулитогнейсовые овоиды. Другие, более узкие пояса, отвечают межкупольным зонам, разделяю-

щим сателлитные гранито-гнейсовые купола. В их основании залегают комплексы архейской коры "метаосадочно-базитового" типа (линейные зоны II порядка).

Сравнение Волго-Уральской гранулитогнейсовой области с похожими раннепротерозойскими структурами других регионов Восточно-Европейской платформы (см. часть третью) подтверждает правомерность выделения орогенных областей такого типа. Гранулитовые пояса, гранулитогнейсовые ооиды и крупные гранито-гнейсовые купола хорошо известны как элементы структуры фундамента платформы, но почти не анализировались совместно. И это понятно, так как только в Волго-Уральском (и возможно Прикаспийском) сегменте сохранились и развиты в полном объеме все элементы раннепротерозойских орогенных областей. В других регионах они или переработаны молодыми движениями (Западно-Украинская область), или менее эродированы. В этом случае мы видим структурный план верхних горизонтов орогенных областей, для которой типична более простая картина сочетания гранито-гнейсовых куполов, хотя и очень крупных, со сланцевыми поясами (Свекофеннская, Прибалтийская области). Такой же структурный план наблюдается в менее эродированных структурах Волго-Уральского сегмента и во внешних кольцевых поясах мегаблоков.

Эти черты являются определяющими для разного геофизического выражения структурных областей одного типа, главной причиной специфики структур фундамента Русской плиты [Основные... , 1979].

Важная особенность гранулитогнейсовых областей раннего протерозоя, отличающая их от архейских африканского типа, заключается в том, что раннепротерозойские гранулитогнейсовые ооиды наложены на неоднородную архейскую кору. Любопытно расположение этих структур относительно крупных блоков коры "метаандезитового" и "метаосадочно-базитового" типа (см. рис. 55). Они локализируются над блоками коры "метаосадочно-базитового" типа, частично перекрывая и "метаандезитовые". В обобщенных контурах областей преобладания различных комплексов архея угадывается определенная зональность, просвечивающая сквозь раннепротерозойский структурный план. Овалоподобные участки коры "метаандезитового" типа (отраденская серия) окаймляются широкими полосами, сложенными в основном большечеремшанской вулканогенно-осадочной серией архея. Такой же структурный план наблюдается и в архейских орогенных областях, где в пространстве сопряжены гранитно-зеленокаменные кратоны с метаандезитовым типом "диоритового" слоя [Свириденко, 1980], с гранулитовыми поясами. По-видимому, правы некоторые исследователи, относя эти области к структурам наиболее ранних этапов развития Земли, унаследовавшим неоднородность коры лунной или ядерной стадий.

ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВОЛГО-УРАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

В свете геохимической эволюции Земли земная кора современных континентов была создана в основном в дорифейский этап, причем не менее 70% ее площади и, вероятно, объема образовалось уже к раннему протерозою [Тугаринов, Войткевич, 1966; Ронов, Ярошевский, 1976; Гудвин, 1977; Вейзер, 1980; Windley, 1977; и др.]. Каким образом осуществлялся рост "гранитного" слоя и подчинялось ли формирование континентальной коры фундамента древних платформ выявленному для фанерозоя [Пейве и др., 1976] закономерному стадийному процессу структурно-вещественного преобразования коры океанического типа? В чем выражена специфика континентального корообразования Волго-Уральского сегмента в целом и составляющих его структур, обусловившая особенности его глубинной структуры и формирование мощного осадочного чехла?

Эти вопросы встают при историческом анализе широкого комплекса полученных геологических данных о составе, физических свойствах и типах структур фундамента.

Изложенные материалы по строению и составу и выводы о развитии мегаблоков и линейных зон земной коры Волго-Уральского сегмента раскрывают своеобразие становления континентальной коры этих структур в раннем докембрии. Они приводят к убеждению, что на доступном изучению отрезке истории докембрия обширного региона Восточно-Европейской платформы становление континентальной коры было направленным, шло по пути постепенного наращивания "гранитно-метаморфического" слоя по вертикали и латерали. Неравномерность этого процесса во времени и пространстве, столь же характерная для древних платформ, как и для складчатых сооружений фанерозоя [Штрейс и др., 1980а, б], определялась различием термодинамических обстановок и заложенной уже в раннем архее неоднородностью состава первичных оболочек Земли. Их гетерогенность, по мнению многих исследователей, была отражением первичных латеральных геохимических неоднородностей Земли еще на протопланетной или раннепланетной стадии и оказала решающее влияние на формирование структуры континентальной коры [Гудвин, 1980; Собонович, 1981; Пушаровский, 1982; Anderson, 1975].

Эти важнейшие факторы корообразования мы постоянно имели в виду при анализе стадийности формирования континентальной коры Волго-Уральского сегмента в архее и раннем протерозое.

АРХЕЙСКИЙ ЭТАП 3,8–2,9 МЛРД ЛЕТ

Самый ранний этап геологической истории развития земной коры Волго-Уральского сегмента запечатлен в особенностях нижней части отрадненской серии, распространенной повсеместно (см. рис. 13). Она слагает отдельные крупные блоки, разобщенные вулканогенно-осадочной большечеремшанской серией, или ядра антиклинорных структур внутри областей развития последней. В первом случае отрадненская серия представлена однородным по строению метавулканогенным нурлатским комплексом в большинстве своем средних по составу гнейсов, обнаруживающих отчетливое петрохимическое и геохимическое родство с толеитовыми сериями островодужного типа. Средневзвешенный химический состав нурлатского комплекса точно соответствует составу низкокалиевого андезита и в то же время очень близок среднему составу континентальной земной коры (см. табл. 9) в объеме "гранитного" и "базальтового" слоя (пониженные содержания К частично связаны с его потерями при гранулитовом метаморфизме). Вопрос о тектонических и формационных архейских аналогах пород отрадненской серии мы обсуждали специально [Богданова, 1981]. Почти не осталось сомнений в полном сходстве нурлатского комплекса и средних по составу гнейсов кинельского комплекса отрадненской серии с комплексами древнейших из "серых гнейсов". Автор совместно с О.А. Богатиковым и М.С. Марковым [1980, 1981] пришла к выводу, что эти комплексы, иногда чередующиеся в разрезах с метаосадками и метабазами, составляют вместе с интрузивными аналогами древнейшую в истории Земли вулканоплутоническую ассоциацию. Этот вывод находится в полном согласии с представлениями И.Д. Батиевой, И.В. Белькова и др. [1978 и др.], выделивших формацию первично коровых гранитоидов на Кольском полуострове. Широкое распространение этой ассоциации в древнейших блоках земной коры в Гренландии [Mc Gregor, 1979], Канаде [Bridgewater, Collerson, 1976], Южной Африке [Hunter et al., 1978], Индии [Naqvi et al., 1978] позволяет думать о существовании значительных площадей ранней сиалической коры дацит-андезитового состава.

К.А. Шуркин и Ф.П. Митрофанов [Шуркин, Митрофанов, 1974; Шуркин, 1980], исходя из данных о последовательности магмопроявлений в архее, также предполагают андезит-дацитовый или андезит-анортозитовый состав всей ранней коры или ее нижней части. Островодужный тип магматизма "серогнейсовых" ассоциаций и их мантийный генезис позволяют ставить вопрос об особых геологических формах его проявления в архее, безусловно несопоставимых с современными островными дугами. Огромные масштабы

выплавления андезитовых магм могут быть объяснены только глобальными причинами, особенностями ранних стадий развития Земли. Как одну из вероятных причин рассматривают обводненность протомантии [Богатиков и др., 1979] и повышенный тепловой поток. Возможен и специфический состав архейской мантии, способной продуцировать большое количество андезитовой высокоглиноземистой магмы, а также существенной иной флюидный режим и состав летучих компонентов в архее.

Состав раннеархейской коры вне древнейших "серогнейсовых" площадей пока остается загадкой. Все ссылки на обнаружение внутри гранулитовых областей ультраосновных и основных разрезов более ранних стадий развития Земли [Глуховский, Павловский, 1973; Моралев, Глуховский, 1980] фактически не обоснованы. В то же время появляется все больше доказательств того, что такие разрезы отвечают более поздней стадии формирования континентальной коры, стадии деструкции ранней сиалической (дацит-андезитовой) протокоры и образования многочисленных рифтогенных структур [Борукаев, 1985; Грачев, Федоровский, 1980]. Свидетельством этого нового этапа являются многочисленные дайки метатолентов и тела метагабброидов, секущих древнейшие гнейсы и непосредственно связанные с развитием архейских вулканогенно-осадочных серий. По данным Г. Фриппа [Fripp, 1980], древнейшие гнейсы пояса Лимпопо не менее 5 раз были интродуцированы дайками толентового состава. Древнейшие из них, дайки Веенен, метаморфизованы уже около 3,6 млрд лет тому назад. Хорошо известны огромные скопления даек Амералик в Западной Гренландии и Саглек в Лабрадоре, также секущие древнейшие комплексы "серых гнейсов". При описании кинельского комплекса мы ссылались на геохронологические исследования основных гранулитов Побужья, Шарыжалгай и Омолонского массива [Бибикова и др., 1981, 1982], показавшие, что среди метабазитов могут присутствовать породы, моложе плагиогнейсов, находящихся с основными гранулитами в одних разрезах.

Эти новые данные существенно прояснили особенности состава отрадненской серии в области широкого развития вулканогенно-осадочной большечеремшанской серии в мегаблоках. Отрадненская серия отличается там большой насыщенностью телами метабазитов (кинельский комплекс), геохимически неразрывных с метабазитами вышележащего разреза. Таким образом, наиболее вероятным представляется, что большечеремшанская серия, занимающая большие площади, формировалась в обстановке растяжения, деструкции дацит-андезитовой протокоры, возможно в системах многочисленных трогов, на заключительных этапах осадконакопления превратившихся в широкие бассейны. Сочетание в разрезе большечеремшанской серии толентовых метабазитов, железисто-кремнистых пород, метаграувакк, метапелитов, находящихся в ритмичной последовательности, и удивительное однообразие разрезов подтверждают это представление.

Одновременно с такими зонами "площадной проницаемости" (по Н.А. Штрейсу), локализующимися в участках протокоры повышенной мощности, в соседних участках деструкция более тонкой дацит-андезитовой протокоры привела к образованию типичного зеленокаменного коматинитового разреза привятской серии. Надо думать, исходя из данных о плавлении ультраосновных магм [Добрецов, 1980], что в таких участках и тепловой поток, и интенсивность дегазации мантии были намного выше (рис. 56).

Формирование "зеленокаменных" структур сопровождалось внедрением тоналитовых магм и ростом тоналитовых куполов в соседних блоках дацит-андезитовой протокоры. В этом процессе она подверглась существенной магматической и структурной переработке. Не исключено, что часть тоналитов — плагиогранитов свияжского комплекса — была образована за счет ее вторичного плавления. После метаморфизма и складчатости в конце архея они образовали вместе с реликтами зеленокаменных прогибов "гранитно-метаморфический" ("тоналитовый") слой земной коры, нарастив сверху дацит-андезитовую протокору. Сразу отметим, что именно эти, более поздние по отношению к дацит-андезитовой протокоре, разгнейсованные тоналиты и составляют главную массу "серых гнейсов", описанных в литературе. Почти все они несут ее геохимические "гены". Возможность "вторичного" корового генезиса тоналитовой серии Свазиленда,

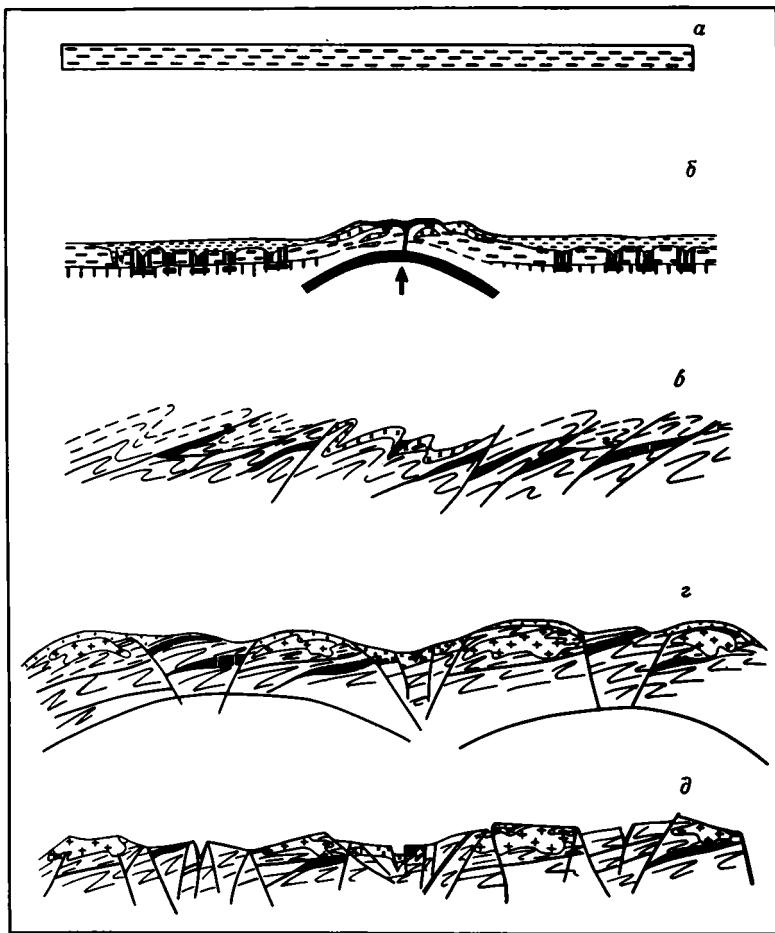


Рис. 56. Схема формирования земной коры Волго-Уральского сегмента в раннем докембрии: а – до 3,8, б – 3,8–2,9, в – 2,9–2,6, г – 2,6–1,9, д – 1,9–1,65 млрд лет тому назад
Пояснения см. в тексте

гнейсов Нук Гренландии и их аналогов на Лабрадоре подтверждается геохимическими данными [Hunter et al., 1978; Trondhjemites..., 1979; и др.]. В этом смысле "серые гнейсы" можно использовать как комплекс – показатель присутствия дацит-андезитовой протокры.

Существование в архее структур с различным типом разрезов, превратившихся позднее в сопряженные в пространстве гранитно-зеленокаменные и высокометаморфизованные области, признается многими исследователями [Ранняя история... , 1980]. В основу этого вывода положены структурно-метаморфические различия и особенности осадочно-вулканогенных разрезов архея в этих областях. Все исследователи высокометаморфизованных областей архея подчеркивают такие главные черты их отличий от гранитно-зеленокаменных, как высокую интенсивность складчатой структуры и ее сложный, иногда перекрестный характер, отражающий многократные перестройки деформационной структуры в условиях интенсивного сжатия, тектоническое перемещение первичных разрезов, многостадийность метаморфизма [Высокоградиентные режимы..., 1982; Конди, 1983; Park, 1982]. Они выделяются и своеобразием состава первичных разрезов. Дж. Саттон [1980] разделяет эти области по диаметрально противоположным типам ассоциаций: 1) "тоналит-зеленокаменной ассоциации с плохо

сортированными осадками”, 2) базит-ультрабазитовой гиабиссальной и вулканической ассоциации, связанной с хорошо сортированными ортокварцитами, известняками и сланцами, источником которых являлись вероятные шельфовые моря” [Саттон, 1980, с. 108]. В то же время, сравнение формационных сочетаний раннеархейских гранулитовых и зеленокаменных осадочно-вулканогенных разрезов, например, Алданского щита и Становой зоны [Моралев, Глуховский, 1980] с Барбертонским зеленокаменным поясом приводит скорее к признанию их сходства во многих отношениях, чем существенных различий. В том и другом случае хорошо представлены основные и ультраосновные вулканы, железисто-кремнистые формации; верхние части разрезов состоят из ритмично чередующихся осадочных пород, граувакк и пелитов, присутствуют карбонатные и сульфатные осадки.

Таким образом, существует несколько обсуждаемых в литературе ситуаций: 1) гранулитовые комплексы одновозрастны с зеленокаменными, являясь, согласно А. Гликсону, их глубокими корнями [Ранняя... , 1980]; 2) обе серии пород одновозрастны, но развивались в параллельно существующих структурах, по Дж. Тарни, Б. Уиндли, островодужных (высокометаморфизованные комплексы) и краевых бассейнах (зеленокаменные комплексы) [Ранняя... , 1980; Конди, 1983; Windley, 1977]; 3) зеленокаменные разрезы формировались позднее гранулитовых, на уже сложившейся протоконтинентальной коре [Барагар, Мак-Глинн, 1977; Борукаев, 1985; Грачев, Федоровский, 1980; и др.] .

Реконструкции архейских палеоструктур на актуалистической основе проведены для многих древних платформ [Ранняя... , 1980; Океаническая... , 1980]. Г.И. Каляев [1980] рассмотрел под этим углом зрения структуру докембрия Украинского щита и Воронежского массива, полагая, что в материковой протерозойской коре объединены архейско-раннепротерозойские островные дуги и микролитосферные плиты, реликты протоокеанических структур. А.М. Гудвин [Goodwin, 1974] выделил на Канадском щите десять архейских бассейнов (теперь зеленокаменных поясов) эллипсоидальной или округлой формы (до 1000 км в поперечнике), показал их обособленность, закономерную смену вулканогенных разрезов от толейтовых во внутренних частях этих бассейнов до известково-щелочных по краям на границе с протократонами, разделяющими бассейны. Дж. Тарни с соавторами [Ранняя... , 1980] сопоставляет архейскую ситуацию расположения зеленокаменных поясов и гнейсовых структур с современными и фанерозойскими латеральными рядами структур на границе океан – континент, полагая, что зеленокаменные прогибы – аналоги краевых бассейнов, развившихся в связи с субдукцией и формированием островных дуг.

По мнению большинства исследователей, отраженному в недавних обзорах Б. Уиндли [Ранняя... , 1980; Windley, 1977], архейская кора создавалась в условиях, напоминающих тектоническую ситуацию на современной границе океан – континент. Это было сочетание многочисленных микропротоконтинентов, по-разному, вероятно, в зависимости от своих размеров, реагирующих на процессы, идущие в смежных древнейших (досалических) или частично новообразованных протоокеанических структурах. В этом и в нелинейности структурного плана проявлена специфика тектоники ранних этапов развития континентальной земной коры, которую ряд исследователей подчеркивают выделением особенных стадий, более неповторяющихся в истории Земли – лунной, нуклеарной, пермобильной, пангеосинклиальной, прогеосинклиальной [Павловский, 1962, 1975; Павловский, Марков, 1963; Муратов, 1965, 1979; Салоп, 1973; Шуркин, Митрофанов, 1974; Марков, 1981].

Формационные различия привятской и большечеремшанской серий достаточны для вывода о неоднородности архейского тектонического режима, но не дают оснований для прямого выделения их структурных аналогов среди современных структур. Скорее можно говорить о различно раздробленной единой сиалической оболочке. Структурная ситуация больше напоминает сочетание современных континентальных рифтов (Красноморского и др.) со структурами ”рассеянного эндогенного режима” типа Афар [Разва-

ляев, Поникаров, 1980], чем обстановку на границе океан – континент. Вместе с тем режим осадконакопления и магматизма в архее во многом сравним с режимом современных геосинклиналей [Лутц, 1980]. В этом несоответствии формы и содержания особенно ярко выражена специфика архейского этапа.

Таким образом, к периоду 2,9–2,6 млрд лет тому назад дацит-андезитовая протокоора претерпела глубокие структурно-вещественные преобразования. Она расчленилась на блоки различного размера, разобщенные вулканогенно-осадочными бассейнами (см. рис. 56). Отмеченное выше поясовидное расположение большечеремшанской серии вокруг овалоподобной "мегаандезитовой" области просматривается сквозь раннепротерозойский структурный план (см. рис. 55). Сводообразование в связи с подъемом мантийного диапира хорошо объясняет и положение коматитового разреза в центре сиалического овала и поясовидное расположение большечеремшанских бассейнов.

АРХЕЙСКИЙ ЭТАП 2,9–2,6 МЛРД ЛЕТ

Конец архея завершился метаморфизмом, складчатостью и гранитообразованием в течение двух этапов одного (?) метаморфического цикла, разделенных внедрением магмы габбро-норит-анортозитового туймазинского комплекса. Ранний этап характеризуется повсеместным проявлением однородного изохимического амфиболит-гранулитового метаморфизма умеренно градиентного типа, наложившегося на различные структуры (рис. 57).

Поздний этап архейского метаморфизма отличается большей зависимостью от структурной неоднородности архейской коры. Наибольшее скучивание и повторный высокоградиентный метаморфизм испытали вулканогенно-осадочные комплексы отрядненской и большечеремшанской серий, в разрезы которых по зонам глубинных разломов внедрилась андезибазальтовая высокоглиноземистая магла, давшая расслоенные габбро-

норит-анортозитовые интрузивы силовидной пластинообразной формы мощностью до 10 км (туймазинский комплекс). Чаще всего такими зонами оказывались контакты комплексов различного состава – слоистой большечеремшанской и более монолитной отрядненской серии.

С внедрением и остыванием этих интрузий связано становление своеобразных линейных метаморфических зональностей асимметричного характера от эклогито-сланцевой фации и фации

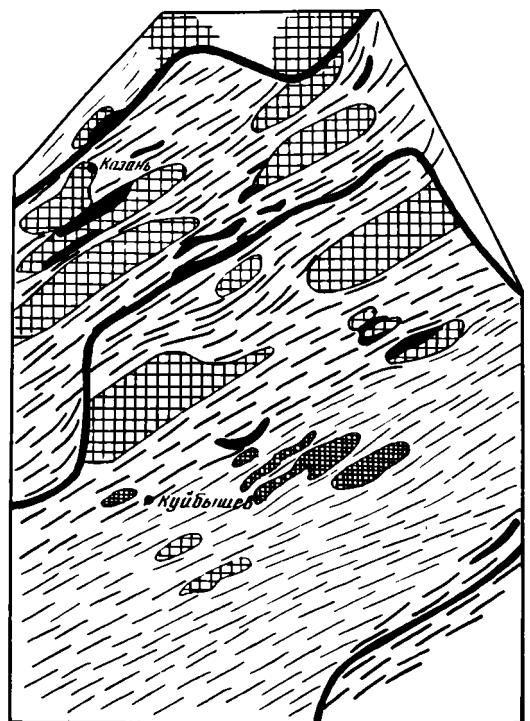


Рис. 57. Схема архейского метаморфизма Средневожского мегаблока, Камско-Вятской и Владимирско-Казанской линейных зон (составили С.В. Богданова, А.В. Постников, 1982 г.)

1, 2 – метаморфические комплексы раннего этапа: 1 – гранулитовая фация умеренных давлений A_3 –АВ малой глубинности (см. рис. 37), 2 – то же, повышенной глубинности; 3, 4 – метаморфические комплексы позднего этапа: 3 – гранулитовая фация низких давлений, сопровождаемая гранулитизацией (бластокатаклизом), 4 – гранулитовая фация умеренного давления АВ–Б₁, сопровождаемая гранулитизацией; 5 – тела габбро-норит-анортозитов туймазинского комплекса; 6 – границы мегаблоков

Таблица 34

Химический состав (в мас.%) и плотность слоев архейской и раннепротерозойской коры Волго-Уральского сегмента

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	71,11	59,41	62,69	68,61	61,58	55,90	69,88	66,7	59,3
TiO ₂	0,26	0,69	0,38	0,60	0,61	0,89	0,33	0,5	0,7
Al ₂ O ₃	16,77	15,95	18,64	15,06	15,10	13,60	14,83	15,2	15,0
Fe ₂ O ₃	2,00	2,77	1,09	1,65	1,91	2,18	1,40	1,5	2,4
FeO	0,87	6,04	2,65	4,72	6,12	6,47	2,84	3,1	5,6
MnO	0,03	0,10	0,02	0,07	0,06	0,10	0,04	0,07	0,1
MgO	0,56	3,81	2,50	1,57	3,29	3,61	1,52	2,0	4,9
CaO	3,58	7,60	5,11	3,42	5,93	6,53	3,25	3,7	7,2
Na ₂ O	3,44	2,72	3,83	2,81	2,83	3,00	3,37	3,6	2,5
K ₂ O	1,38	0,72	1,73	1,43	1,44	0,98	2,39	3,0	2,1
$\bar{\sigma}$, г/см ³	2,66	2,72	2,75	2,74	2,80	2,80	2,67		

Примечание. 1–3 – состав слоев позднеархейской коры метаандезитового типа: 1 – "гранитно-метаморфического" ("тоналитового") слоя (по средневзвешенному составу свияжского комплекса), 2, 3 – "диоритового" и "базальтового" слоев (2 – нулратский; 3 – гуймазинский комплексы); 4–6 – состав слоев позднеархейской коры метаосадочного-базитового типа: 4 – "гранитно-метаморфического" ("сланцевого") (по средневзвешенному составу миннибаевского комплекса), 5 – "диоритового" слоя (по среднему составу наиболее распространенных пород в соотношениях: основные кристаллосланцы и метагабброиды – 30%, высокоглиноземистые кристаллосланцы и гнейсы – 30%, габбро-норит-анортозиты – 20%, чарнокитоиды – 10%, плагиомикроклиновые граниты с гранатом и кордиеритом – 10%), 6 – "базальтового" слоя (по средневзвешенному составу кийельского комплекса); 7 – "гранитно-метаморфический" слой раннепротерозойской континентальной коры Волго-Уральского сегмента (по средневзвешенному составу бакалинского комплекса); 8 – средний состав "гранитно-метаморфического" слоя континентальной коры [Лутц, 1975]; 9 – средний химический состав континентальной коры [Ронов, Ярошевский, 1976].

гранатовых амфиболитов до гранулитовой фации повышенных давлений, наложившихся не только на гуймазинский комплекс, но и на раннее метаморфизованные раннеархейские образования. Предполагается, что в участках скучивания осадочно-толеитового разреза, разделенных этими метаморфическими зонами, реализовались условия более высокотемпературного метаморфизма типа пониженных давлений (см. рис. 57).

В архейские этапы метаморфизма благодаря процессам мигматизации, метасоматоза и анатектического плавления осадочно-вулканогенных толщ, местами переходящих в палингенез, образовались первые гранитоиды корового типа (чарнокитоиды и гранитоиды с гранатом колыванского и рахмановского комплексов).

Значительные массы гранитоидов могли формироваться за счет дифференциации глубинных магм (свияжские гиперстеновые диориты, тоналиты). Этот процесс был сосредоточен в структурах с "метаандезитовым" типом архейской коры вблизи коматитового пояса. Общий объем гранитоидов в архейской коре, образовавшихся к раннему протерозою, оценить очень трудно. По химическому валовому составу раннепротерозойских терригенных осадков, который обычно отождествляют с составом источников сноса [Ронов и др., 1977; Ронов, Ярошевский, 1976; McLennan, Taylor, 1984], можно сделать вывод, что архейская кора содержала достаточно большое количество гранитоидов, и в том числе калиевых (табл. 34). И это понятно, если учесть, что интенсивный высокотемпературный метаморфизм, охвативший архейскую кору 2,9–2,6 млрд лет тому назад, не мог не сопровождаться обособлением калийсодержащих гранитоидов, которые либо остались внутри метаморфических толщ в виде многочисленных мигматитовых проявлений, либо должны были уйти и сконцентрироваться в верхних, менее метаморфизованных горизонтах земной коры.

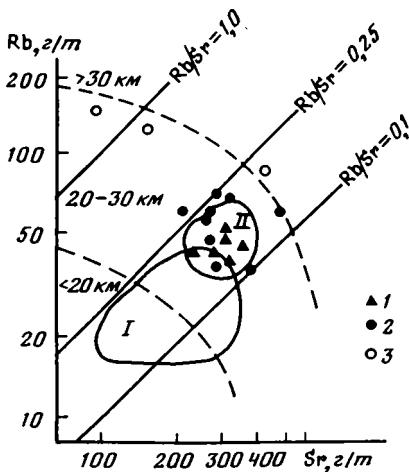


Рис. 58. Оценка мощности архейской коры Волго-Уральского сегмента по содержаниям Rb и Sr [Condie, 1973]

1 — гиперстеновые диориты туймазинского комплекса; 2 — высокоглиноземистые гнейсы большечеремшанской серии; 3 — чарнокитоиды кольванского комплекса. Для сравнения показаны поля первично коровых олигоклазовых гранитов (I) и гранит-порфиров (II) Центральной Карелии [Геология и петрология..., 1978]

Возможным следствием этого процесса являются плагиомикроклиновые гранитоиды саамской эпохи гранитообразования, рассматриваемые как гранитоиды периодов тектоно-магматической активизации [Лобач-Жученко и др., 1974]. Детальные исследования таких гранитоидов в Центральной Карелии, где раннепротерозойский этап не сопровождался глубоким метаморфизмом и гранитообразованием, показали, что они образованы за счет микроклинизации более ранних тоналитов 2,8–2,6 млрд лет тому назад. Можно предположить, что процессы такого рода протекали и при формировании архейской коры Волго-Уральского сегмента. Однако более глубокий уровень эрозионного среза, а главное — высокая продуктивность раннепротерозойского этапа корообразования исключает возможность обнаружения здесь полного разреза архейской коры.

Таким образом, к 2,6 млрд лет тому назад произошло образование архейской прото-континентальной ("незрелой") коры, представляющей сочетание блоков с корой "метаандезитового" и "метаосадочно-базитового" типов, "скрепленных" гранитоидными и габбро-норит-анортозитовыми интрузивами. Расслоенность архейской коры в основном отвечала вертикальной метаморфической зональности, несколько различающейся по мощности зон в блоках коры разного состава из-за различий геотермического градиента, более высокого, вероятно, в блоках с "метаосадочно-базитовым" типом коры. Появившийся в результате процессов гранитообразования и метаморфизма "гранитно-метаморфический" слой различался по составу в блоках с корой разного типа. Он был по преимуществу тоналитовым в метаандезитовых блоках и сланцево-гнейсовым в метаосадочно-базитовых.

Различались оба типа разреза позднеархейской коры и по мощности, которая может быть оценена по геохимическим критериям, например, по соотношению Rb и Sr [Condie, 1973]. Данные по содержанию этих элементов в архейских комплексах Волго-Уральского сегмента (рис. 58), а именно высокие отношения Rb к Sr, указывают, что выплавление чарнокитоидов кольванского комплекса происходило в достаточно мощной (около 30 км) коре. В то же время гиперстеновые диориты туймазинского комплекса (кора метаандезитового типа) локализуются в коре со значениями мощности около 20–25 км. О повышенной мощности архейской коры в блоках с метаосадочно-базитовым типом разреза свидетельствуют также данные о горизонтальных размерах развившихся в них раннепротерозойских термальных антиклиналей — гнейсовых куполов и валов, которые по экспериментальным данным примерно в 10 раз превышают мощность прогреваемого "адвектирующего" разреза [Гончаров, 1979]. Если принять во внимание размеры этих структур в Волго-Уральском сегменте, достигающие 400 км в поперечнике, и предположить, что около 5–10 км разреза коры в раннем протерозое

могли занимать осадочно-вулканогенные комплексы верхнего структурного этажа, то мощность архейской коры можно принять равной 30–35 км. Как видно, она немного отличается от современной, и это подчеркивает вторичный характер современных границ раздела земной коры.

Создававшаяся горизонтальная неоднородность архейской коры по вещественному составу и мощности предопределила различия в развитии континентальной земной коры Волго-Уральского сегмента в раннем протерозое.

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЭТАП 2,6–1,65 МЛРД ЛЕТ

В раннем протерозое формирование континентальной коры происходило по-разному в участках скученной "метаосадочно-базитовой" архейской коры повышенной мощности (в "архейских массивах") и в блоках с утоненной корой "метаандезитового" типа. Первые вели себя как достаточно стабилизированные континентальные массы, в пределах которых развивались: рифтогенный троговый комплекс сармановской серии, в краевых частях массивов осадочные флишоидные комплексы (воронцовская серия, унийская толща), гранитоиды диорит-плагиогранито-гнейсовой и гранито-гнейсовой формаций, калиевые граниты, обособившиеся к 1,9 млрд лет тому назад в крупные купола. Гранитообразование на заключительных этапах раннепротерозойского метаморфического цикла сопровождал малоуглубинный зональный метаморфизм повышенных температур, охвативший как архейскую кору, так и залегающие на ней осадочно-вулканогенные комплексы в период 2,3–1,9 млрд лет.

Набор раннепротерозойских комплексов во втором типе архейской коры значительно беднее. Он представлен только формацией метаморфизованных кор выветривания коматиитов (?) (кукморская серия), а также незначительно развитыми гранитоидами формации плагиомикроклиновых гранитов и магматитов, образованных по тоналитам архейского связского комплекса. С этим согласуется метаморфизм повышенных давлений и пониженных температур, проявившийся около 2,3–1,9 млрд лет тому назад как прогрессивный для раннепротерозойских комплексов, и диафторез для архейского метаандезитового основания в узких протяженных приразломных зонах.

В обоих типах структур начиная с 1,65 млрд лет тому назад в узких грабенообразных прогибах (Кировско-Кажимском, Кокарском, Сергиевско-Абдуллинском, Бузулукском и др.) отлагались грубообломочные красноцветные отложения рифея. Однако по находкам субиотнийских доломитов в Зубовой Поляне и кварцито-песчаников в Юлово-Ишиме можно предположить, что эти прогибы заложились гораздо раньше, чем отложились собственно рифейские толщи. Время их заложения можно отнести к самому концу раннего протерозоя, так как первые неметаморфизованные кварцевые габбро-диабазы трапповой формации из скв. 100 Нурлатской площади показали возраст 1,96 млрд лет [Гаррис и др., 1966].

Проведенный анализ раннепротерозойских структур Волго-Уральского сегмента позволяет прийти к заключению об их термальной природе и рассматривать их как результат мощного, вероятно равномерного, прогресса неоднородной архейской коры в раннем протерозое. Архейские массивы стали основой формирования термальных положительных форм – гранулитогнейсовых овоидов, а разделяющие их крупные блоки архейской коры "метаандезитового" типа – основой межводных и межкупольных линейных зон.

Ансамбль раннепротерозойских структур I порядка Волго-Уральского сегмента раскрывает единство в стадийности их развития, с одной стороны, и их автономность, своеобразие по типу движений, термодинамическим условиям эндогенных проявлений, с другой. По последовательности становления гранулитогнейсовых овоидов четко выделяются две главные стадии развития всего ансамбля структур: ранняя, прогрессивная (рост овоидов), и поздняя, регрессивная (усадка, контракция, распад).

Начальный этап роста гранулитно-гнейсовых овоидов выражается в заложении системы кольцевых и радиальных разломов, которые по мере раскрытия заполняются толеитами, андезибазальтами, граувакками и карбонатными осадками сармановской серии, а также ранними диорит-плагиогранитными вышлавками. Этот этап сопровождался становлением кольцевой метаморфической зональности в режиме умеренных давлений (фашия гранатовых амфиболитов) и соответствующим диафторезом архейского субстрата. Позднее благодаря синхронному с вертикальным ростом овоидов и крупных сателлитных гранитно-гнейсовых куполов осадконакоплению формируются осадочные, флишоидные воронцовский и унийский комплексы, заполнившие и перекрывшие более ранние троговые структуры. Поздний этап роста овоидов завершается мощным гранитообразованием (преимущественно гранитная серия) и сопровождающим его наложением кольцевой метаморфической зональности (прогрессивной и диафторической) в режиме высоких температур и низких давлений (рис. 59). В это время формируются более мелкие гранитоидные купола, локализующиеся в зонах предшествующего раннепротерозойского осадконакопления. Многочисленные линейные тела гранитов приурочены к разломам как позднеархейского, так и раннепротерозойского заложения. Рост овоидов приводит к различным сочетаниям раннедокембрийских комплексов. В одних случаях ядро раннепротерозойских валов может быть сложено диафторически неизменными архейскими комплексами (гранулитно-гнейсовые овоиды), в других, например, ядерная часть является областью максимального повторного гранитообразования и диафтореза архейской протокры (гранитные и гранитно-гнейсовые купола). Эти особенности зависели от мощности и состава архейской коры, а также мощности осадочных комплексов раннего протерозоя.

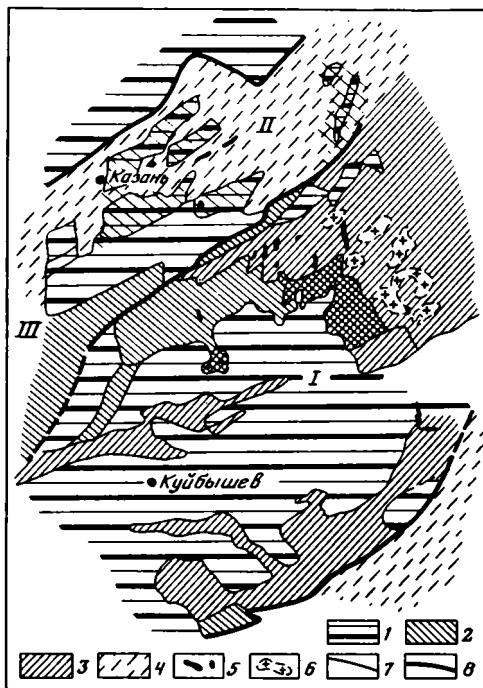
Локализация процесса роста термальных сводовых структур в участках архейской коры метаосадочно-базитового типа привела к образованию разделяющих эти структуры узких линейных остаточных пространств с архейской корой метаандезитового типа. В них процессы повторной переработки протекали с меньшей интенсивностью и выразились в основном в динамометаморфических изменениях архейской коры, метаморфизме умеренно-градиентного типа (серия Б₂) в центральной части, рассеянной калиевой мигматизации архейских плагиогранитов (свияжский комплекс, гранитная серия).

В этот период обновилась система продольных и поперечных разломов позднего архея. Очевидно, это происходило в обстановке сжатия, которое позднее реализовалось в надвигообразовании пограничных участках и надвигании в сторону валов. Последовательность и синхронизация этих событий подтверждается К-Аг изотопным датированием. Формирование гранитной серии бакалинского комплекса в гранулитно-гнейсовых овоидах, отражающее кульминацию гранитообразования и роста этих структур, происходило в один интервал времени с образованием рассмотренной выше Елабуго-Бондюжской зоны надвигов – 2,2–2 млрд лет тому назад. В прогрессивную стадию роста гранулитно-гнейсовых овоидов и куполов происходило "дозревание" архейской протоконтинентальной коры, ее перерастание в кору континентальную, формирование новых слоев земной коры за счет преобразования позднеархейских и приращивания новых.

Процесс созидания континентальной коры в раннем протерозое в гранулитно-гнейсовых овоидах достиг полноты, максимально возможной для Волго-Уральского сегмента. Он шел по пути полной перестройки, перераспределения вещества позднеархейской коры метаосадочно-базитового типа. Заложение и форма раннепротерозойских куполов и овоидов зависели также и от мощности перекрывающих вулканогенно-осадочных комплексов раннего протерозоя. Понятно, что утолщенная за их счет кора с неиспользованными еще ресурсами литофильных и флюидных компонентов продуцировала большее количество гранитоидов. В немалой степени этому способствовал осадочный чехол раннего протерозоя как мощная покрывка, сдерживающая

Рис. 59. Схема раннепротерозойского метаморфизма Средневолжского мегаблока (I), Камско-Вятской (II) и Владимирско-Казанской (III) линейных зон (составили С.В. Богданова, А.В. Постников, 1981 г.)

1 — архейские метаморфические комплексы; 2–5 — раннепротерозойские метаморфические комплексы: 2 — первого этапа — фация альмадиновых амфиболитов, 3 — второго этапа — фации куммингтонитовых амфиболитов в мегаблоке, 4 — фации куммингтонитовых и эпидотовых амфиболитов в линейных зонах, 5 — прогрессивно метаморфизованные комплексы; 6 — гранитная серия бакалинского комплекса раннего протерозоя; 7, 8 — границы: 7 — метаморфических комплексов, 8 — линейных зон и мегаблоков



рассеяние глубинного тепла и усиливающая процессы анатектического выплавления гранитоидных масс. Геотермический градиент в этих структурах достигал $40\text{--}50^\circ\text{C}/\text{км}$ (см. рис. 37). Важным фактором становления континентальной коры гранулитогнейсовый овоидов явился состав архейских вулканогенно-осадочных комплексов, не потерявших, очевидно, после архейского метаморфизма потенциальные возможности для повторного гранитообразования. Вряд ли можно ожидать при сложившейся к раннему протерозою вертикальной неоднородности архейской коры и при наличии (возможно, повсеместном) раннепротерозойского осадочного чехла, что процесс гранитообразования и становления "гранитно-метаморфического" слоя протекал равномерно по всему разрезу.

Отмеченные факты постоянного совпадения раннепротерозойского диафтореза и повторного гранитообразования с участками развития архейской вулканогенно-осадочной большечеремшанской серии, признаки палингено-корового происхождения гранитоидов бакалинского комплекса раннего протерозоя за счет повторного плавления архейских комплексов позволяют предположить несколько уровней повторного гранитообразования или концентрации выплавленного гранитоидного материала. Эти уровни совпадали, по всей вероятности, с поверхностями раздела тектонически слоистой в позднем архее коры, часто проходящими по контакту слоистой большечеремшанской и монолитной отрадненской серий, а также с подошвой раннепротерозойского осадочного чехла.

В линейных зонах, разделяющих овоиды, процесс становления континентальной земной коры протекал в условиях интенсивных горизонтальных движений и имел избирательный характер. Формирование раннепротерозойских гранитоидов и гнейсов с калиевой направленностью было локализовано в узких приразломных зонах, согласных с позднеархейской складчато-чешуйчатой структурой. В блоках, разделенных такими зонами, лишь местами проявились динамометаморфическая переработка и диафторез архейских комплексов в условиях низкого геотермического градиента (около $15\text{--}20^\circ\text{C}/\text{км}$).

Процессы, происходившие на этой стадии, обусловлены остыванием земной коры в связи с уменьшением общего притока глубинного тепла и интенсивным расходом тепловой энергии на прогрессивной стадии. Остывание и полное отвердевание ранее расплавленных или полурасплавленных горных пород, особенно гранитов, ведет к усадке вещества, уменьшению его объема. К сожалению, геологические наблюдения этих явлений почти не попадают в сферу внимания исследователей магматических комплексов, как правило, увлеченных петрологическими аспектами плавления и кристаллизации. Между тем при термическом сокращении объемов магматических тел, как показывают экспериментальные исследования и практика литейного производства, возникают большие объемы свободного пространства, трещиноватость и внутри и снаружи магматических тел [Осипов, 1974, 1982]. В свою очередь это приводит к перепадам давлений и миграции мобильных фаз, к необратимым структурным изменениям в околоинтрузивном пространстве, возникновению характерных, контракционных систем разломов и таких структурных форм, как кальдерные впадины и др.

Оценки величины сокращения объемов интрузивов гранитоидов при контракции показали, что она достигает 8–9% от объема первоначального магматического тела [Осипов, 1974]. При этом большая часть этой величины (5–7%) приходится на уменьшение его внешнего размера и лишь 2–3% — на внутреннюю пустотность.

Простые расчеты позволяют убедиться, что при остывании и затвердении гнейсовых куполов размером 200–500 км в поперечнике высвобождается не менее 1–3 км пустого пространства, в основном локализующегося на контакте этих структур с линейными зонами и внутри линейных зон. В связи с этим обновляется и дополняется система кольцевых и радиальных разломов ранней стадии и происходит проседание тех участков, где в ранний этап плавления архейской коры было максимальным. Поэтому в случаях появления куполов с гранито-гнейсовой или гранитной ядерной частью при остывании может образоваться центральная впадина (кальдера) проседания. В других случаях при достаточно мощном перекрытии области плавления архейской корой проседает внутреннее кольцо, где процессы повторного плавления были наиболее активными. В связи с этим интересно, что в разрезе Миннибаевской и Туймазинской глубоких скважин зоны максимальной трещиноватости всегда совпадают с зонами повторного плавления и гранитизации архейских комплексов, причем некоторые из трещин остаются зияющими и заполнены высокоминерализованной водой и газами.

Сжимающие усилия внутри овоидов на этой стадии коррелируются с растяжением в центральной части линейных зон, при которых формировалась осевая система продольных разломов типа сбросов, обновлялись движения по надвигам и сдвигам в его краевых частях, часто в сторону осевой зоны, т.е. в противоположную к ранним. Свидетельством последнего является изменение наклона одних и тех же разломов во времени [Богданова и др., 1980]. Возраст поздней стадии легко определяется по возрасту осадков, заполняющих участки проседания в куполах, валах и линейных зонах, а также по возрасту даек диабазов и габбро-диабазов, проникающих из глубин по разломам. В Волго-Уральском сегменте такие образования известны уже с раннего протерозоя. Габбро-диабазы из скв. 100 Нурлатской площади показали возраст 1,95 млрд лет. По данным М.М. Веселовской [1977], аналоги субиотнийских или иотнийских пород были вскрыты в Зубовой Поляне. Зоны изотопных К-Аг датировок 1,9–1,65 млрд лет четко приурочены к зонам разломов этого этапа.

Возраст габбро-диабазов и диабазов в Волго-Уральском сегменте литосферы фиксирует верхнюю границу стадии контракции — около 1,1 млрд лет. Сжатие овоидов и куполов, а также концентрация во внутренних частях последних наиболее калиевых малоплотных гранитов способствовали продолжению вертикального роста этих структур и после затвердевания, благодаря чему в осадочных толщах рифейских грабенов мы находим обломки практически всех пород, известных на эрозионной поверхности фундамента, хотя и залегающих в закономерной "обратной" вертикальной последовательности по отношению к источникам сноса [Богданова, 1966а].

Таким образом, в одни и те же отрезки времени в Средневожском гранулитогнейсовом ооиде и в соседнем с ним Волго-Камском, с одной стороны, и в разделяющих их Камско-Вятской и Владимирско-Казанской линейных зонах — с другой, фиксируются условия корообразования, различающиеся по типу движений и эндогенным проявлениям, которые увязываются в картину параллельного развития всего парагенеза структур. Гранулитогнейсовые ооиды формировались в условиях преимущественно повышенных тепловых потоков, растяжения архейской коры при доминировании вертикальных движений. В линейных зонах, по-видимому, происходила реализация горизонтальной составляющей этих напряжений. Латеральная компенсация роста куполов сначала выражалась интенсивным сжатием (ранняя стадия), а позднее в связи с их остыванием — не менее интенсивным растяжением. При этом горизонтальные движения существенно переработали внешние кольца куполов и ооидов и подчинили их простирацию линейных зон на заключительных стадиях. Иными словами, на ранней стадии формирования всего парагенеза структур преобладали вертикальные, а на поздней — горизонтальные движения, со временем охватывавшие все большие площади [Валеев, 1978].

Стадийность развития кольцевых и линейных структур, их взаиморасположение на прогрессивной и контракционной стадиях, в соответствии с различным динамическим режимом которых изменялись форма и размеры структур, отражены в тектонической карте фундамента Волго-Уральского сегмента (см. рис. 55). Легенда карты происходит из рассмотренной выше модели одновременного развития гранулитогнейсовых ооидов, куполов и линейных зон и их закономерного расположения относительно архейской коры "метаандезитового" и "метаосадочного-базитового" типов.

Каждый этап развития структуры фундамента сопровождался формированием комплексов, типичных для той или иной динамической обстановки или способствовавших проявлению различных динамических обстановок. Такими комплексами — показателями тектонических режимов являются: гранитоиды гранитной серии и метаморфиты высокоградиентных серий, указывающие на развитие структур в режиме вертикальных движений; габбро-анортозиты, гранулиты умеренных и высоких давлений линейного типа, характерные для зон сжатия; толеитовые и осадочные (молассоидные) комплексы, образующиеся в структурах растяжения.

ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА И ОЦЕНКИ ЗРЕЛОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВОЛГО-УРАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

Понятие о зрелой континентальной коре основано на анализе строения слоистой земной коры континентов, и в особенности древних платформ. Оно подразумевает такое строение коры, состав и мощность ее слоев, которое максимально приближено к состоянию изостатического равновесия [Магницкий, 1865; Артюшков и др., 1979]. В противном случае возникают условия гравитационной неустойчивости, инверсии плотности, которые приводят к тектонической перестройке коры [Белоусов, 1966; Гончаров, 1979]. Зрелая стабильная континентальная кора должна обладать латеральной выдержанностью слоев земной коры по плотности, последовательной сменой сверху вниз слоев менее плотных слоями все более плотными. Этой гравитационной дифференциации зрелой континентальной коры соответствует ее геохимическая и петрографическая дифференциация [Рингвуд, 1981].

Разработка концепции о стадийности формирования континентальной коры позволила установить четкие критерии (геоморфологические, структурные, вещественные) зрелости континентальной коры [Пейве и др., 1976; Тектоника Северной..., 1980]. Были выделены комплексы — показатели зрелой континентальной коры: вулканоплутонические ассоциации краевых вулканоплутонических поясов, комплексы континентальных моласс, крупных массивов калиевых гранитоидов щелочно-гранитной формации.

При анализе глубоко эродированной коры древних платформ вещественные показатели ее зрелости особенно важны. Латеральная изменчивость состава и плотности слоев

земной коры представляется автору одним из таких критериев. Поэтому при оценке зрелости земной коры мы использовали латеральные изменения плотности и состава слоев и сравнение их химического состава с составом слоев современной зрелой континентальной коры [Лутц, 1975; Ронов, Ярошевский, 1976].

Анализ развития структур земной коры Волго-Уральского сегмента в раннем докембрии раскрывает последовательность становления ее слоев, которая неодинакова в мегаблоках и линейных зонах. Подчеркнем еще раз главные черты глубинного строения этих структур. Мегаблокам свойственны: уплотнение и утонение земной коры с согласным положением границ раздела и подошвы коры, резкая дифференциация слоев по плотности со скачками плотности на границах К и М (см. рис. 5), существование дополнительной границы внутри "базальтового" слоя, разделяющей его на нижний и верхний слои. Линейные зоны отличаются менее плотной и более мощной корой, за счет мощного "гранитно-метаморфического" слоя и невыдержанного по мощности "базальтового" слоя, плавным нарастанием плотности от слоя к слою (см. рис. 6).

Интересной особенностью линейных зон является высокая положительная корреляция соответствующих им аномальных наблюдаемого и остаточного гравитационных полей, тогда как мегаблоки характеризуются почти полным отсутствием этой корреляции.

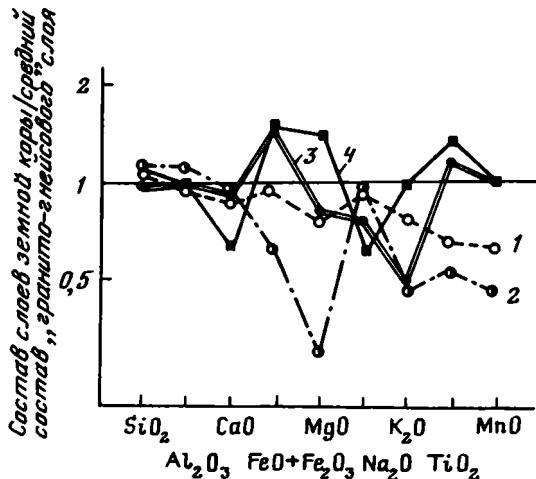
Поскольку наблюдаемое гравитационное поле восточных районов Русской плиты создается в основном нижней частью коры и верхней мантией [Серова и др., 1971], а остаточное отражает плотностную дифференциацию верхних 10–15 км, разница в тесноте связи плотностных неоднородностей "гранитного" и "базальтового" слоев показывает степень различия внутренней структуры слоев. В случае линейных зон можно думать о подобии закона распределения плотностей в верхней и нижней частях коры. В случае мегаблоков следует предполагать, что закон распределения плотностей в нижней части коры либо полностью не соответствует этому закону в верхней ее части, либо распределение плотностей в ней является неупорядоченным, хаотичным.

Это становится понятным, если принять во внимание, что в линейных зонах разделение современной коры на слои сложилось в основном в архее, и только в краевых частях, принадлежащих в палеоструктуре к гранулитогнейсовым овоидам, она была преобразована в раннем протерозое. В гранулитогнейсовых овоидах (мегаблоках) архейская кора сохранилась лишь в верхней части современного разреза коры, тогда как в низах она сильно переработана процессами повторного метаморфизма и плавления, уничтоживших индивидуальность ее внутренней структуры. Поэтому состав и возраст слоев современной земной коры линейных зон и мегаблоков, даже близких по физическим свойствам, не могут быть одинаковы. Эти различия уже четко фиксируются в составе позднеархейской коры, отличающейся ярко выраженной латеральной неоднородностью как по плотности, так и по химическому составу (см. табл. 34).

"Гранитно-метаморфический" слой блоков "метаандезитовой" архейской коры образован главным образом плагиогранитоидами свияжского комплекса с редкими останцами метакоматитовых разрезов. Такой тип строения хорошо известен в Центральной Карелии [Лобач-Жученко, 1980; Свириденко, 1980] и имеет мощность не менее 10 км. В Волго-Уральском сегменте, где эрозия земной коры намного глубже, в "метаандезитовых" блоках часто обнажен "диоритовый" слой, однако в центральной части линейных зон, судя по геофизическим данным, мощность "гранитно-метаморфического" слоя также не меньше 10–15 км. Вариации плотности этого слоя довольно широки, но с учетом резкого преобладания силикатических пород в целом эта величина колеблется около $2,69-2,75 \text{ г/см}^3$ на фоне постепенных изменений плотности по площади (см. рис. 38). Химический состав пород слоя, если судить по составу свияжского комплекса, сильно отличается от состава "гранитно-метаморфического" слоя континентальной коры (рис. 60, см. табл. 34) бедностью окислами железа, магния, марганца, титана, калия и повышенной глиноземистостью. "Дiorитовый" слой мегаблоков этого типа представлен нулратским комплексом (реликтовый, с андезитовой протокорой), соче-

Рис. 60. Сравнение химического состава раннепротерозойского, позднеархейского и раннеархейского "гранитно-метаморфических" слоев земной коры Волго-Уральского сегмента со средним химическим составом гранито-гнейсового слоя по Б.Г. Лутцу [1975]

1 — средневзвешенный состав наиболее гранитизированных участков Средневолжского мегаблока; 2 — то же, для линейных зон; 3 — средневзвешенный состав осадков архейской большечеремшанской серии; 4 — то же, для песчанико-сланцевого воронцовского комплекса раннего протерозоя



тающимися с габбро-норит-анортозитами туймазинского комплекса. Надо отметить, что средняя плотность этих комплексов на современном эрозионном срезе колеблется в тех же пределах, что и для пород "гранитно-метаморфического" (тоналитового) слоя — от 2,68 до 2,75 г/см³. Однако вариации плотности гораздо шире и она часто достигает 3,0 г/см³. Это обеспечивает постепенный плавный переход от верхних слоев к нижним. Расслоенность земной коры определяется в большей степени различиями метаморфизма, чем химического состава.

Вариации химического состава "диоритового слоя" не очень велики и в основном обусловлены расслоенностью габбро-норит-анортозитовых интрузивов. Гораздо изменчивей плотность, химический состав слоев архейской коры метаосадочно-базитового типа, в которых большую роль играет вулканогенно-осадочная большечеремшанская серия архея. Надо думать, что в дораннепротерозойском разрезе метаосадки этой серии занимали большие площади, но плотность их не превышала 2,75 г/см³ (плотность аналогичного по составу воронцовского комплекса в амфиболитовой фации). Вероятно, именно таким был состав "гранитно-метаморфического" слоя метаосадочно-базитовых блоков архейской коры.

Химический состав миннибаевского комплекса, характеризующего верхние горизонты большечеремшанского разреза, отличается от состава "гранитно-метаморфического" слоя континентальной коры (см. табл. 34, рис. 60) высокой железистостью и низкими содержаниями щелочей. "Дiorитовый" слой метаосадочно-базитовой архейской коры чрезвычайно дифференцирован по плотности и химизму составляющих его и латерально чередующихся комплексов (см. табл. 34), хотя средняя плотность его довольно выдержана по площади — 2,80—2,83 г/см³. Выходам "диоритового" слоя в гранулитовом ядре Средневолжского мегаблока соответствуют наиболее интенсивные гравитационные аномалии. В некоторых участках развития кинельского комплекса, особенно насыщенных телами метабазитов, интенсивные плотностные аномалии отвечают уже плотности "базальтового" слоя — 2,9—3,2 г/см³ (см. рис. 40). По-видимому, состав кинельского комплекса наиболее близок химическому составу "базальтового" слоя архейской коры метаосадочно-базитового типа (см. табл. 34).

Приведенные данные свидетельствуют о том, что позднеархейская кора Волго-Уральского сегмента, хотя и обладала многими признаками "зрелости" — отчетливой расслоенностью, повсеместным развитием "гранитно-метаморфического" слоя, но была еще далека от типично континентальной по латеральным изменениям плотности и химического состава слоев. Более зрелой по этим признакам была позднеархейская кора в блоках метаандезитового "гранитно-зеленокаменного" типа, чему способствовал, видимо, ее более однородный и сиалический состав на 80% площади.

Лишь в раннем протерозое в процессе роста гранулито-гнейсовых овоидов и гранито-гнейсовых куполов образовался "гранитно-метаморфический" слой, по составу подобный типично континентальному (см. табл. 34, рис. 60). Он состоит из прогрессивно метаморфизованных раннепротерозойских, преимущественно метаосадочных комплексов, новообразованных гранито-гнейсов, гранитов, калиевых гранитов бакалинского комплекса, а также диафорически измененных гранулитов архея. Диафорез и повторное гранитообразование существенно сгладили плотностную неоднородность верхней части "диоритового" слоя позднеархейской коры так, что комплексы очень сблизились по средней плотности (2,72–2,75 г/см³) и вошли в состав новообразованного "гранитно-метаморфического" слоя.

"Диоритовый" слой позднеархейской коры в линейных зонах мало изменился в раннем протерозое, а в мегаблоках превратился в переслаивание новообразованных, сильно гранитизированных зон ("прослоев") с монокристаллическими "прослоями" менее измененной архейской коры. Именно такой тип строения был выявлен глубокой скв. 20 000 Миннибаево. Трудно себе представить, что образование этого гигантского "мигматита", выплавление большой массы гранитоидов из архейской коры не привели к значительным изменениям в составе и физическом состоянии ее низов, которые могли измениться лишь в сторону большей основности и большей плотности. Вероятнее всего, это и привело к сдвигу границы М вверх по разрезу земной коры. О возможности таких вертикальных перемещений границы М свидетельствуют явления расслоенности "базальтового" слоя и верхней мантии, их делимость дополнительными, менее четкими границами раздела, вероятно, отражающими более раннюю архейскую картину расслоенности земной коры и верхней мантии.

Таким образом, формирование континентальной коры Волго-Уральского сегмента в раннем докембрии было стадийным и направленным (рис. 61). Первая (архейская) стадия завершилась созданием неоднородной (неуравновешенной) коры протоконтинентального типа, содержащей тем не менее большинство элементов и в том числе К, в количествах, соизмеримых с их содержанием в современной коре континентов, но очевидно более рассеянных. Вторая стадия (раннепротерозойская) заключалась в преобразовании архейской протоконтинентальной коры в зрелую кору за счет повторного ее фракционирования и перераспределения вещества по вертикали, завершившимся резким разделением на слои, более однородные по составу и физическим свойствам, и отделением легкого "гранитно-метаморфического" слоя. Стадия созидания континентальной коры сменилась этапами ее деструкции, составляющими существо уже платформенного этапа развития.

Выявленная стадийность формирования континентальной коры Волго-Уральского сегмента в раннем докембрии по направленности и последовательности становления и преобразования структурно-вещественных комплексов подчиняется закономерностям, установленным для складчатых систем фанерозоя, дна современных океанов и зон перехода от океанов к континентам. Эти закономерности позволили сформулировать новую концепцию, согласно которой зрелая континентальная кора образуется в процессе сложных структурно-вещественных перестроек земной коры океанического типа на фоне широкого проявления горизонтальных движений [Пейве и др., 1976; Тектоника Северной. . . , 1980].

Выделяются следующие стадии развития земной коры складчатых областей: "1) океаническая стадия – с океаническим типом строения коры и палеогеографическими обстановками, подобными современным океанам; 2) переходная – с переходным типом коры, локальным (островным) присутствием гранитно-метаморфического слоя и палеогеографическими обстановками, подобными современным краевым морям, островным дугам и глубоководным желобам; 3) континентальная – с континентальным типом коры и свойственным ей повсеместным развитием гранитно-метаморфического слоя и обстановками, характерными для современных материков" [Тектоника Северной. . . , 1980, с. 7].

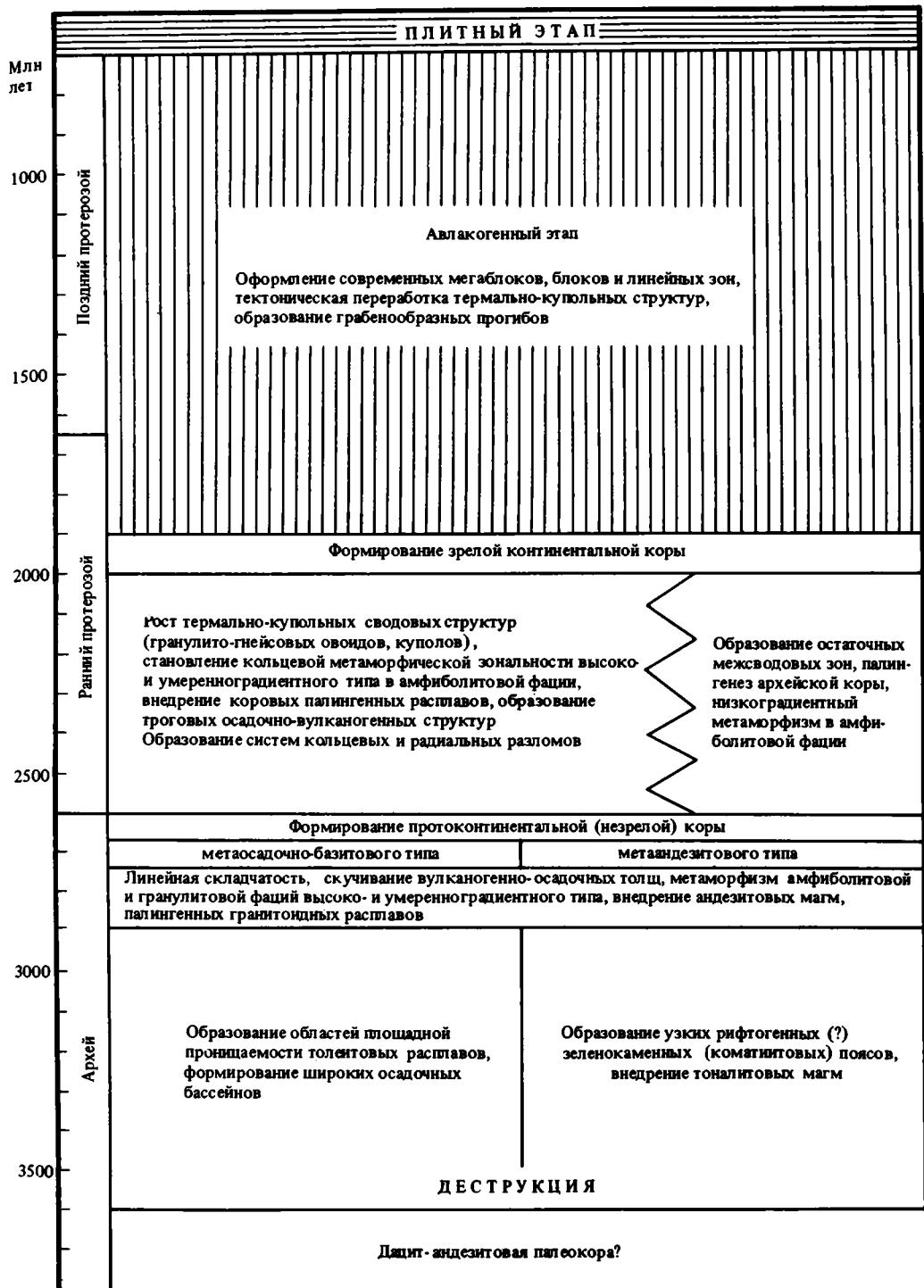


Рис. 61. Стадийность формирования континентальной коры Волго-Уральского сегмента в раннем докембрии

Легко убедиться в том, что архейские и в особенности раннепротерозойские комплексы имеют своих аналогов среди большинства комплексов различных стадий становления континентальной коры неогей. Это доказано на примерах и анализе стадийности формирования континентальной коры Восточно-Европейской и Сибирской платформ в раннем докембрии [Новикова, 1975; Лейтес, Федоровский, 1977; Тектоника фундамента. . . , 1978; Богданова и др., 1979; Океаническая. . . , 1980; Сравнительная тектоника. . . , 1980].

При описании комплексов архея и нижнего протерозоя Волго-Уральского сегмента автор подчеркивала элементы их формационного сходства с комплексами переходной (геосинклинальной) стадии – островных дуг (нурлатский комплекс), краевых морей (большечеремшанская серия), дна океана (кинельский комплекс). Ничем не отличимы от фанерозойских структурных форм континентальной стадии, сводово-глыбовых поднятий и разделяющих их прогибов – мегаблоки, блоки и линейные зоны раннего протерозоя – рифея Волго-Уральского сегмента. Их отличия больше связаны с глубокой эрозией докембрийских структур, с тем, что структурное и вещественное выражение процессов, наблюдаемых на поверхности, будет иным на глубинных уровнях.

Вместе с тем ряд признаков позволяет говорить о специфике процесса континентального корообразования в докембрии и особенно в архее. Эти признаки уже неоднократно подчеркивались [Павловский, 1962; Хаин, 1977б; Тектоника Северной. . . , 1980]. Без сомнения, интенсивность проявлений метаморфизма и гранитообразования, обусловленная повышенным термическим режимом Земли в раннем докембрии, была намного выше фанерозойской и современной. Именно поэтому столь мощно выражены структуры континентальной (позднеорогенной) стадии – гранулитогнейсовые оvoidы, гнейсовые купола (сводово-глыбовые поднятия) в раннем протерозое, именно поэтому огромны площади проявления известково-щелочного островодужного магматизма в архее; именно поэтому широко распространены архейские коматитовые комплексы и было возможно появление таких специфических структурных областей, как гранитно-зеленокаменные. Вероятно, благодаря этому мы постоянно сталкиваемся с несоответствием формационных вещественных характеристик комплексов раннего докембрия, так похожих на фанерозойские, структурным формам их образования. Это приводит к необходимости введения и употребления специальных тектонических терминов: "троговой комплекс" (В.С.Федоровский), "протометаморфический" слой (А.М. Лейтес, В.С. Федоровский), "зеленокаменные пояса" и т.д. Вопрос этот требует специальной разработки.

Обращаясь к волго-уральскому материалу, хочется еще раз подчеркнуть специфику архейского этапа. Архейские комплексы Волго-Уральского сегмента и, как будет показано ниже, всей Восточно-Европейской платформы, похожие на комплексы переходной стадии, в отличие от фанерозойских и современных структур развивались не на "меланократовом фундаменте" [Марков, 1975], а на дацит-андезитовой протокоре. С ее деструкции начинается архейский вулканогенно-осадочный разрез, сопоставимый во многих чертах с переходной стадией формирования континентальной коры неогей. Она завершается, как и последняя, мощным тектоническим скучиванием, тектоническим переслаиванием комплексов дацит-андезитового основания и архейской вулканогенно-осадочной оболочки, формированием различного по составу и возрасту "гранитно-метаморфического" слоя. С раннепротерозойского этапа началась континентальная стадия формирования континентальной коры Волго-Уральского сегмента с характерными орогенным (до 1,9 млрд лет) и платформенным режимами. Стадийность формирования коры Волго-Уральского сегмента отражает естественную смену термодинамических обстановок одного тектонического цикла, обеспечивающую образование зрелой коры континентального типа.

ВОЛГО-УРАЛЬСКИЙ СЕГМЕНТ В СТРУКТУРЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Современное понимание тектоники фундамента Восточно-Европейской платформы, как и других древних платформ, в большой степени зависит от знания его состава и строения не только на щитах, но и на плитах. Последнее десятилетие отмечено крупными достижениями в изучении фундамента Восточно-Европейской платформы, заставляющими несколько иначе и полнее судить о существовании этапов ее развития в раннем докембрии, более корректно сравнивать ее с другими древними платформами.

Установление состава, возраста и тектонической природы основных структур земной коры Волго-Уральского сегмента и истории ее формирования в раннем докембрии неизбежно ведет к пересмотру тектоники фундамента всей Восточно-Европейской платформы, освещает вопросы о причинах ее делимости на сегменты (геоблоки) с различной геофизической характеристикой, об исторических корнях разобщения платформы на плиту и щиты, позволяет оценить и объяснить оригинальность тектонических структур фундамента Русской плиты.

ГЛАВА ПЕРВАЯ

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ФУНДАМЕНТА РАЗЛИЧНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ПЛАТФОРМЫ

В основу сравнительного анализа строения фундамента различных тектонических регионов Восточно-Европейской платформы положена корреляция осадочно-вулканогенных, интрузивных и метаморфических комплексов, а также типичных разновозрастных структур, четко выделяющихся в геофизических полях. При этом помимо изотопно-хронологических данных использованы критерии, оправдавшие себя при анализе строения фундамента Волго-Уральского сегмента: 1) тип архейской коры "метаандезитового" или "метаосадочно-базитового" состава; 2) характер и возраст метаморфизма комплексов, их соотношения с метаморфической зональностью; 3) приуроченность комплексов к латеральным рядам тектонических структур; 4) близость их формационной и петрофизической характеристик (рис. 62).

В последние годы в рамках работы Регионального совета по европейской части СССР Петрографического комитета и Научного совета по докембрию АН СССР проведена детальная межрегиональная корреляция магматических, метаморфических и стратифицированных комплексов фундамента платформы [Геология, петрология и металлогения..., 1976; Геология, петрология..., 1982]. Главным методом корреляции и расчленения признан формационный анализ раннедокембрийских комплексов, подкрепленный изотопно-геохронологическими реперами. Новый подход к проблеме корреляции раннедокембрийских комплексов был продемонстрирован с использованием петрофизической характеристики комплексов, позволяющей количественно оценить стро-

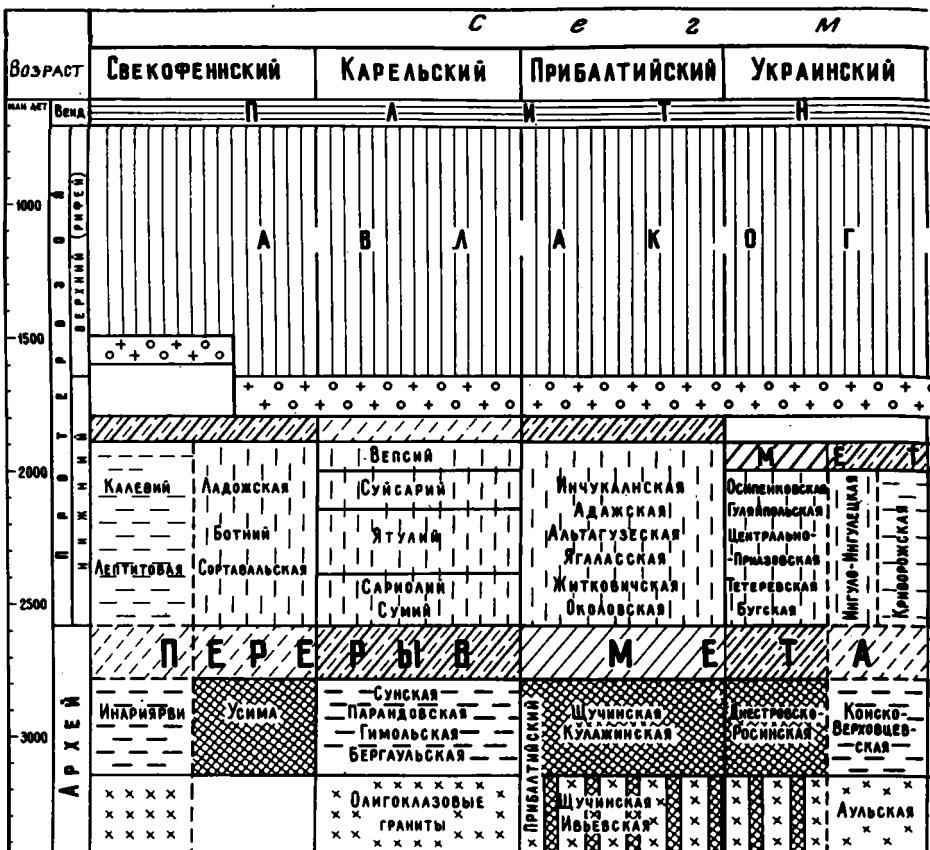


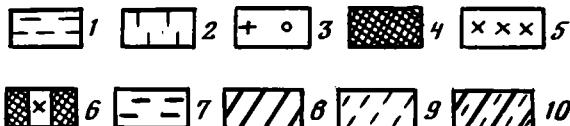
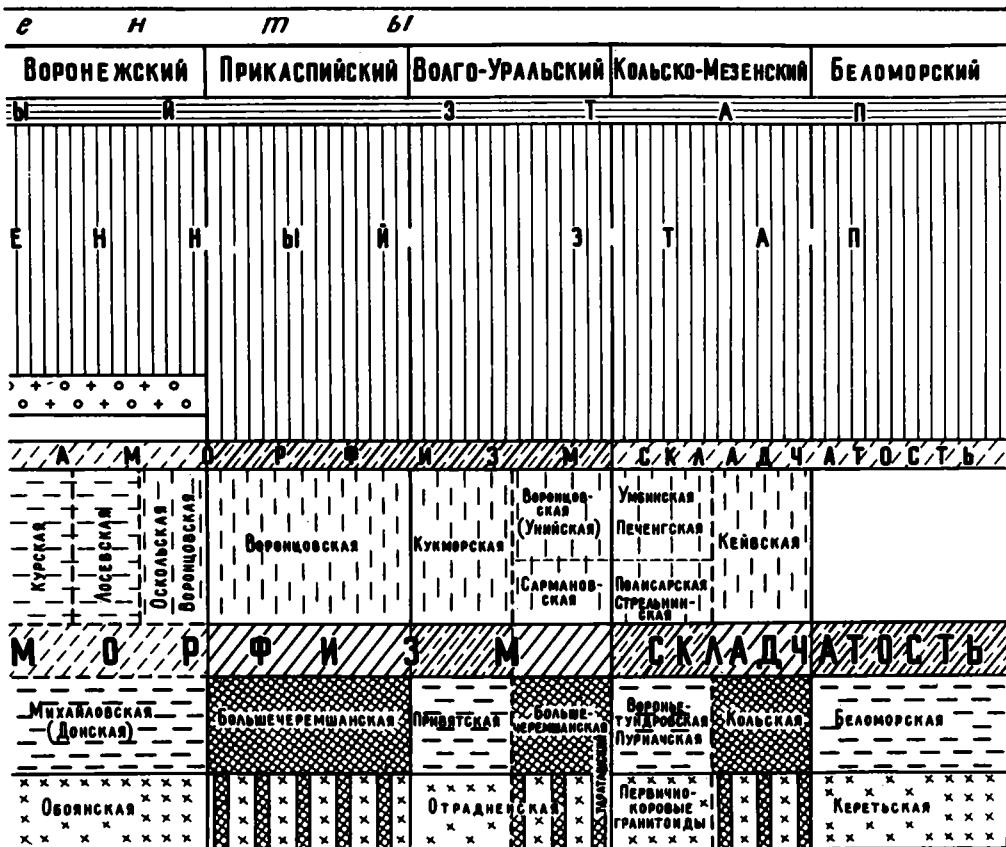
Рис. 62. Сопоставление стратифицированных раннекембрийских комплексов различных сегментов литосферы Восточно-Европейской платформы

1-3 - типы протерозойских разрезов: 1 - переходной (геосинклинальной) стадии, 2 - начала континентальной стадии, 3 - вулканоплутонические комплексы континентальной стадии; 4-7 - типы архейских разрезов: 4 - метаосадочно-базитовый (гранулитогнейсовый), 5 - метаандезитовый ("серогнейсовый"), 6 - метаандезитовый, рассеченный дайковыми комплексами, 7 - гранитно-зеленокаменный; 8-10 - метаморфизм: 8 - в условиях гранулитовой фации, 9 - в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, 10 - зональный

ство и различия комплексов, а в некоторых случаях более дробно расчленить их [Расчленение... 1976; Петрофизическая характеристика... 1976].

Сегменты (геоблоки) литосферы Восточно-Европейской платформы по корреляции геофизических параметров, проведенной В.А. Дедевым и Л.Е. Шустовой [1976], разбиваются по плотности литосферы мощностью 100-150 км на три группы: 1) Волго-Уральский, Прикаспийский и Украинский с повышенной плотностью литосферы; 2) Свекофеннский, Воронежский с пониженной плотностью литосферы; 3) Кольско-Мезенский, Карельский, Ладужский, Прибалтийский - с промежуточной плотностью литосферы. По мнению этих авторов, уплотненные сегменты литосферы древнее, чем относительно легкие, причем различия сегментов по глубинной структуре ими связываются с первичной катархейской неоднородностью литосферы.

Эти интересные предположения, так же как и представление о полной унаследованности современной структуры Восточно-Европейской платформы от раннеархейского структурного плана [Основные проблемы... 1979], находят лишь частичное подтверждение в результатах проведенного исследования Волго-Уральского сегмента и его сравнения с другими сегментами Восточно-Европейской платформы.



Анализ строения фундамента платформы, основанный на принципах стадийности и неравномерности формирования континентальной земной коры в раннем докембри [Новикова, 1975, 1980; Богданова и др., 1979; Штрейс и др., 1980а], показал, что отличия сегментов литосферы связаны не только с их возрастом, но и со степенью зрелости континентальной коры.

Корреляция раннедокембрийских комплексов, проведенная автором на базе этих недавних обобщений (см. рис. 62), показывает, что: 1) сегменты литосферы независимо от геофизической классификации отличаются один от другого типом архейской коры — "метаосадочно-базитовым" (Свекофеннский, Прибалтийский, Ладожский), "метаандезитовым" (Карельский, Беломорский, Воронежский) или сочетанием того и другого (Кольско-Мезенский, Волго-Уральский, Прикаспийский, Украинский); 2) во всех сегментах литосферы разрез нижнего докембри представлен и архейскими, и нижнепротерозойскими комплексами; соотношения комплексов сильно меняются от сегмента к сегменту, но только в Свекофеннском, Воронежском и частично Прибалтийском сегментах раннепротерозойские комплексы резко преобладают над архейскими; сегменты отличаются полнотой и разнообразием раннепротерозойских комплексов,

Классификация сегментов литосферы Восточно-Европейской платформы по типу архейской коры и глубине эрозии "гранитного" слоя

Глубина эрозии	Тип коры		
	метаандезитовый ("серогнейсовый", "гранитно-зелено-каменный")	метаосадочно-базитовый	неоднородный
Неглубокая	Воронежский	Свекофенский	—
Средняя	Карельский	Прибалтийский, Ладожский	Кольско-Мезенский
Глубокая	Беломорский	Волго-Уральский	Украинский, Прикаспийский

причем в сегментах западной части платформы мы встречаемся с большим числом их стратиграфических подразделений, большим числом магматических (особенно гранитоидных) комплексов, их большей растянутостью во времени; 3) принципиальным отличием Волго-Уральского, Прикаспийского и Кольско-Мезенского сегментов от других является отсутствие в них вулканоплутонических формаций — комплекса рапакиви и сопутствующих ему на поверхности осадочно-вулканогенных и молассовых комплексов с возрастом 1,8–1,5 млрд лет; здесь процессы корообразования остановились на рубеже 1,9 млрд лет.

Отличия сегментов литосферы, таким образом, связаны не просто с их возрастом, а с составом и мощностью архейской коры, завершенностью и длительностью формирования континентальной коры в протерозое, глубиной ее эрозионного среза. Классификация сегментов (табл. 35), учитывающая тип архейской коры и глубину эрозионного среза коры, определяемую по полноте и мощности нижнепротерозойских разрезов и степени регионального (ареального) метаморфизма, однозначно показывает, что плотность сегментов литосферы зависит от глубины эрозионного среза земной коры и косвенно связана с неоднородностями архейской литосферы.

Разновозрастны и различны по тектонической природе зоны сочленения сегментов, с большинством которых совпадают крупные рифейские (и палеозойские) авлакогены (рис. 63).

Яркость проявления зон сочленения сегментов литосферы в геофизических полях зависит, очевидно, от количества в их разрезах основных, неметаморфизованных вулканитов и интрузивов, присутствие которых увязывается с приподнятым в этих случаях положением границы М, уплотненным "гравитационно-активным" слоем пониженной мощности, положительными интенсивными магнитными аномалиями, создаваемыми мощными телами сильно намагниченных пород. Трудно сказать, все ли они относятся к рифейскому времени, часть из них могла быть образована и в раннем протерозое (например, суйсарский комплекс).

По аналогии с изученными А.С. Новиковой зонами metabазитов раннего протерозоя можно предположить, что рифейские основные магматиты наращивали более древние metabазитовые разрезы и по латерали, и по вертикали. Это убеждает в том, что современный план делимости литосферы Восточно-Европейской платформы на сегменты в основном определился в авлакогенный этап ее развития. Сложная динамика развития авлакогенов внутри платформы и рифейских подвижных зон за ее пределами, огромная роль горизонтальных движений [Валеев, 1978; Berthelsen, 1980] обусловили различия сегментов по рисунку разломов, среди которых преобладают сочетания надвигов со сдвигами. Общая картина этих сочетаний указывает на центростремительное стягивание сегментов в рифее [Валеев, 1978; Богданова и др., 1979].

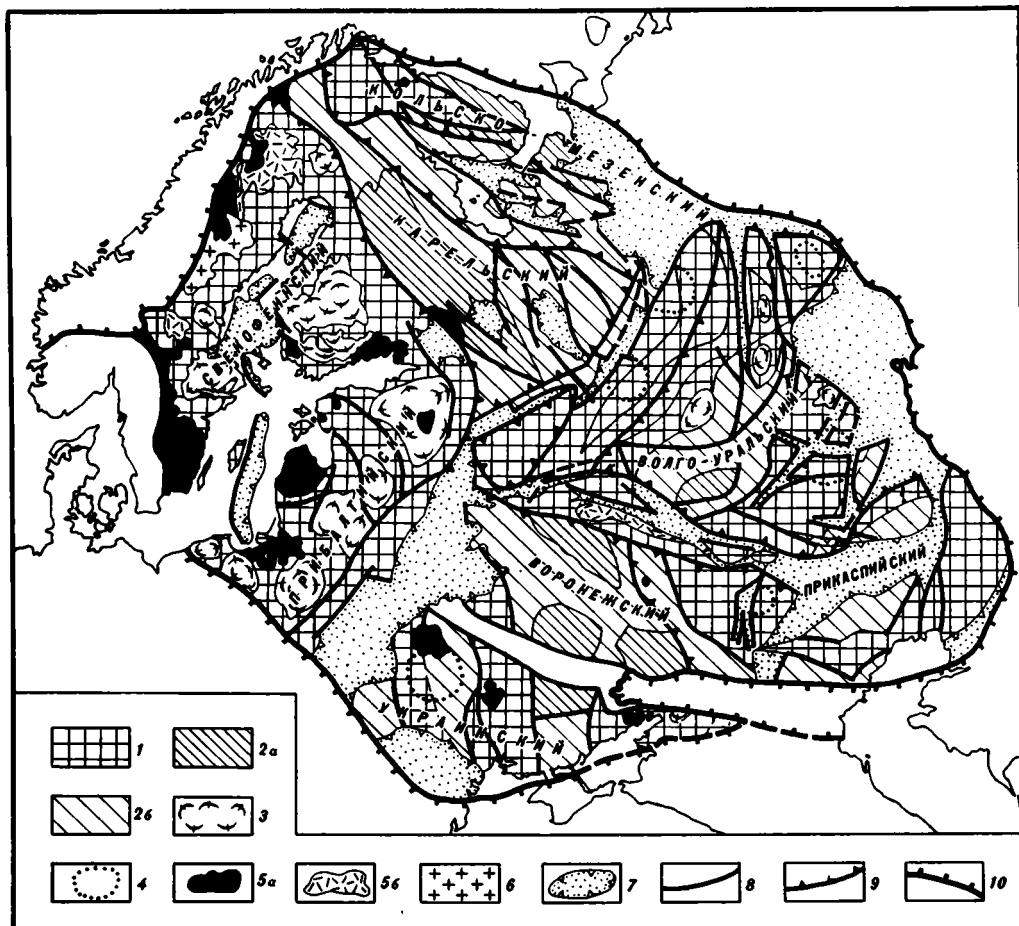


Рис. 63. Сегменты литосферы Восточно-Европейской платформы и их соотношения с блоками различных типов архейской коры

1 – структуры с метаосадочно-базитовым типом архейской коры; 2 – структуры с метаандезитовым типом архейской коры: гранитно-зеленокаменные области, стабилизировавшиеся к раннему протерозою (2а) и активные в раннем протерозое (2б); 3 – гранито-гнейсовые купола раннего протерозоя; 4 – ядра гранулитогнейсовых овоидов, сложенные архейской корой разного типа; 5 – вулканоплутонические комплексы возраста 1,8–1,5 млрд лет; 5а – анортзит-ралакиви-гранитная ассоциация, 5б – вулканогенный комплекс; 6 – гранитоиды позднего протерозоя; 7 – рифейские прогибы, авлакогены; 8 – разломы; 9, 10 – границы: 9 – сегментов литосферы, 10 – платформы

Разломы авлакогенного этапа в большинстве своем наследуют структурные швы предшествующих архейского и раннепротерозойского этапов, в особенности разделяющие два главных типа элементов структуры позднеархейской коры: гранитно-зеленокаменные и гранулитогнейсовые области (см. рис. 63).

Внутренняя структура гранитно-зеленокаменных областей определяется сочетанием гранито-гнейсовых ареалов (блоков, куполов) с линейными осадочно-вулканогенными структурами – архейскими зеленокаменными и раннепротерозойскими вулканическими поясами и протоплатформенными впадинами.

Архейские зеленокаменные пояса представляют собой прерывистые ветвеобразные, приотливо изогнутые останцовые структуры, форма которых приспособлена к многочисленным позднеархейским куполам. Раннепротерозойские пояса – резко выраженные, протяженные на сотни километров линейные структуры – рассматриваются многими исследователями как рифтогенные. Они располагаются, как правило, на

стыках блоков архейской коры различного состава, часто согласны простираниям архейских зеленокаменных поясов или непосредственно наследуют их. Характерная черта тектоники поясов — это многочисленные субпараллельные надвиги, разрывающие и осложняющие разрезы вплоть до полного тектонического перемещивания, расщепления и сближения фрагментов первоначальных разрезов, разных по времени и стадиям формирования [Новикова, 1975].

Структурный рисунок гранитно-зеленокаменных областей указывает на сочетание обстановок сжатия и растяжения, на огромную роль горизонтальных движений на многих этапах их развития. Характерны количественные соотношения осадочно-вулканических и гранито-гнейсовых структур. Последние занимают около 80% площади гранитно-зеленокаменных областей, что обуславливает резкую дифференцированность этих областей по физическим свойствам и особое выражение в геофизических полях.

Зоны линейных магнитных аномалий в их пределах соответствуют поясам архея и раннего протерозоя, а мозаичные типы полей — либо фрагментам более древнего "гранитно-метаморфического" слоя, либо гранитоидным куполам, синхронным поясам. При этом в архейских блоках (Приднепровский массив, Центрально-Карельский и др.) гранито-гнейсовые купола и зеленокаменные пояса создают сложный рисунок, отображающийся обычно мозаичным магнитным полем. Линейность и протяженность чередующихся раннепротерозойских поясов придают гранитно-зеленокаменным областям все признаки линейных геофизических зон карелид.

В гранитно-зеленокаменных областях архейские толщи (с возрастом 3,2 — 2,9 млрд лет) низов разрезов зеленокаменных поясов (парандовская, тунгудско-навоицкая серии Карелии, серия полмос-порос Кольского полуострова, конкско-верховцевская серия Приднепровья, михайловская серия КМА) представлены основными и ультраосновными (коматитовыми) метавулканидами, метагабброидами, рассеченными дайками метаандезитов и гранитоидов архея [Геология и петрология. . . , 1978; Крылов и др., 1984]. Метаморфизм этого комплекса достигал амфиболитовой фации высоко- и умеренно-градиентного типов [Зеленокаменные пояса. . . , 1982].

Более молодым является другой тип разреза, надстраивающий раннеархейский разрез по вертикали или слагающий самостоятельные пояса. Он отделен от нижнего структурным и метаморфическим несогласиями, стратиграфическим перерывом. Лопский комплекс (гимольская, парандовская, бергаульская, хаутоварская серии) часто начинается с терригенных толщ (глиноземистых гнейсов и сланцев), иногда содержащих горизонты конгломератов, которые сменяются вверх metabазальтами, метаандезитобазальтами, метаандезитами, металпаритами с нарастающей ролью осадочных пород и кислых вулканитов (лептитов). В этой части разреза обычно присутствуют железисто-кремнистые комплексы. Разрезы завершаются средними и кислыми вулканитами, андезитами, дацитами, риолитами, туфами, туфоконгломератами (лебяжинская серия). Весьма характерен зональный метаморфизм высоко- и умеренноградиентного типа, сопровождающий формирование верхней части разреза зеленокаменных поясов, наиболее высокотемпературный в сопряженных с поясами гранито-гнейсовых блоках.

Важная особенность архейского магматизма в гранитно-зеленокаменных областях, помимо основных и ультраосновных интрузий, часто комагматических вулканитам, заключается в интенсивном интрузивном гранитообразовании, происходившем практически одновременно с развитием зеленокаменных разрезов в смежных с поясами блоках основания. Здесь наблюдается смена нескольких поколений гранитоидов от натровых, тоналитовых до калиевых на заключительных этапах, образующих сложные полифазные купольные формы.

В составе гранито-гнейсовых ареалов, помимо гранитоидов, сингенетических куполам, часто наблюдаются гнейсовые комплексы, очевидно, представляющие нижний структурный ярус гранитно-зеленокаменных областей. Так, в основании Приднепровской и находящейся на ее продолжении Воронежской гранитно-зеленокаменной областей залегает сложно дислоцированный и неоднократно мигматизированный амфиболит-гнейсовый

комплекс (аульский — на Украине, в районе г. Днепропетровска, и обоянский — на Воронежском массиве). Он сложен мощными пластовыми телами амфиболитов, биотит-амфиболовых и биотитовых плагиогнейсов, прорванных интрузиями тоналитов и трондьемитов.

Петрохимически аульский и обоянский комплексы соответствуют известково-щелочным низкокальциевым сериям островодужного типа, что позволяет сравнивать их с нурлатским комплексом Волго-Уральского сегмента и другими древнейшими "серыми гнейсами" [Богатиков и др., 1980]. Пластовый характер разреза, его выдержанность на больших площадях, наличие реликтовых (порфирировых?) структур указывает на эффузивно-осадочную природу этих комплексов. Возраст аульского комплекса по циркону из ассоциирующих с гнейсами метаультрабазитов составляет 3700 ± 200 млн лет [Шербак, Бибилова, 1984]. Верхний структурный этаж сложен образованиями зеленокаменных поясов — метавулканитами конкско-верховцевской и михайловской серий, а также связанными с формированием этих поясов телами гранитоидов с изотопным возрастом около 3 млрд лет.

Изотопный возраст вулканитов конкско-верховцевской серии, определенный по циркону, равен 3,2–3,1 млрд лет и рассматривается как возраст вулканизма и осадконакопления серии. В ряде мест дайки плагиопорфиритов и диабазов с тем же возрастом секут аульский разрез и предполагаются подводными магматическими каналами и для вулканических толщ конкско-верховцевской серии (г. Днепропетровск). Конкско-верховцевская и михайловская серии содержат в основании своих разрезов мощные толщи основных и ультраосновных вулканитов, резко отличающихся толеитовым трендом дифференциации от аульских и обоянских метабазитов.

В Карельской гранитно-зеленокаменной области также обнаруживается присутствие гнейсов, более древних, чем комплексы зеленокаменных поясов. Обращают на себя внимание данные Л.П. Свириденко [1980] о составе древнейших пород "диоритового" слоя в Центральной Карелии и Беломорье. Двупироксеновые кристаллосланцы, эндербиты, плагиогранито-гнейсы, как и аналогичные образования нурлатского комплекса Волго-Уральского сегмента, по исходному составу соответствуют андезибазальтам, андезитам, дацитам известковистых серий островодужного типа [Лобач-Жученко и др., 1984]. В Северном Беломорье [Володичев, Король, 1983] также картируются значительные по площади участки высокометаморфизованных пород подобного состава. Метавулканиты превращены в разнообразные гиперстен-амфибол-гранат-диопсидсодержащие плагиогнейсы, эндербито-гнейсы, пронизаны многочисленными интрузиями ультрабазит-базитового ряда, несколькими генерациями архейских гранитоидов и в том числе чарнокитов. Архейский метаморфизм пород достигал гранулитовой фации умеренных давлений и происходил, как минимум, в течение двух этапов складчатости.

Строго говоря, блоки типа Беломорского должны быть отнесены к гранулитогнейсовым ("серогнейсовым") областям, но глубокое геохимическое родство ультрабазит-базитовых комплексов метавулканитам этого состава в зеленокаменных поясах прилегающих гранитно-зеленокаменных областей, общность гранитоидных комплексов позволяют рассматривать их как глубинные сечения гранитно-зеленокаменных областей, претерпевших существенную тектоно-термальную переработку.

Для гранитно-зеленокаменных областей характерно большое разнообразие вулканогенно-осадочных комплексов нижнего протерозоя, соответствующее рифтогенной природе большинства контролирующих их структур и изолированности бассейнов, а также гетерогенности архейской коры.

В структурном отношении нижнепротерозойские комплексы в некоторых регионах наращивают разрезы архейских зеленокаменных поясов по вертикали (курская, криво-рожская серии) и представлены типичными осадочными формациями — джеспиллитовой, углито-терригенной, сменяющейся в верхах разрезов лагунной и нижнемолассовой. По латерали эти разрезы могут переходить во флишвидные, сланцевые, песчанико-сланцевые (воронцовская, ладожская серии, калевий), как правило, локализованные

в зонах сочленения гранитно-зеленокаменных областей с гранулитогнейсовыми и часто перекрывающие последние. В этих случаях разрезы нижнего протерозоя составляют латеральные ряды структур и формаций, сравнимых с геосинклинальными областями фанерозоя [Крац, 1963; Каляев, 1965; Гилярова, 1979].

Другой тип разреза нижнего протерозоя наблюдается в структурах, располагающихся на стыках архейской коры различного состава и мощности, как внутри гранитно-зеленокаменных областей, так и особенно в зонах их сочленения с гранулитогнейсовыми областями. Это — протяженные крупные вулканогнейсово-тектонические пояса или мобильно-проницаемые зоны [Земная кора. . . , 1978], часто прилегающие к архейским зеленокаменным поясам — Восточно-Карельский, Печенгско-Варзугский, Западно-Карельский, Центрально-Карельский, состоящие из систем синклиналий и мульд. Они выполнены осадочно-вулканогенными комплексами мощностью от 500 до 4000 м, образующими полициклические разрезы, свидетельствующие о неоднократной смене тектонического режима [Т. Негруца, 1979; Геология и петрология. . . , 1978; В. Негруца, 1984]. Характерно сочетание терригенных, часто грубообломочных осадков, продуктов выветривания архейской коры, туфогенных карбонатных, терригенно-карбонатных, шунгит-карбонатно-сланцевых пород со все более высокой степенью дифференциации вверх по разрезу [Соколов, Хейсканен, 1984]. Они периодически сменяются вулканами различного состава и мощности от кислых в низах до основных и ультраосновных (пикритовых) в верхних частях разрезов (суйсарий, печенгская серия).

Гранитно-зеленокаменные области, несмотря на появление внутри них блоков с хорошо развитым "гранитно-метаморфическим слоем" и зрелой континентальной корой, уже к раннему протерозою (Приднепровский, Карельский, Россошанский блоки) выделяются большой продолжительностью "переходной" стадии формирования континентальной коры (см. рис. 64). Вероятными причинами этого были дискретность формирования "гранитно-метаморфического" слоя, локализовавшегося только вблизи весьма разобщенных зеленокаменных прогибов, а также ограниченность бассейнов седиментации. В Приднепровско-Воронежской гранитно-зеленокаменной области переход в континентальную стадию завершился лишь после образования обширных "курских" и "воронцовских" осадочных бассейнов.

В современной структуре фундамента Восточно-Европейской платформы наиболее крупные гранитно-зеленокаменные области архея занимают ее центральную часть в виде двух овоидных ареалов — северного и южного (см. рис. 65). Северный охватывает большую часть Балтийского щита и продолжается в глубь Русской плиты до Среднерусского авлакогена. Южный ареал включает Приднепровский блок Украинского щита и Воронежский массив.

Гранулитогнейсовые области занимают в фундаменте Восточно-Европейской платформы не меньшие площади, чем гранитно-зеленокаменные, но в основном скрыты под платформенным чехлом. На щитах обнажены только их отдельные фрагменты или их верхний структурный ярус. Тем не менее на Украинском и Балтийском щитах мы встречаемся с теми же структурными формами и вещественными комплексами, что и в Волго-Уральском сегменте.

Выявленные на востоке платформы структуры земной коры — гранулитогнейсовые овоиды, гранито-гнейсовые купола, гранулитовые пояса — не являются чем-то уникальным. Исследованиями последнего десятилетия установлено концентрически-кольцевое строение раннепротерозойского протоплатформенного (по Г.И. Каляеву [1965, 1973]) Вольно-Подольского (Житомирского) блока.

В строении Вольно-Подольской (Северо-Украинской) кольцевой структуры участвуют практически все комплексы раннего докембрия Украинского щита, их распределение внутри этой структуры строго упорядочено. В центре развиты преимущественно архейские комплексы — гранулитовый (днепровско-бутская серия) и гранитно-зеленокаменный (росинско-тикичская серия), тогда как на периферии во внутреннем кольце локализованы менее метаморфизованные раннепротерозойские осадочно-вулканогенные комплексы, заполняющие троговые структуры, и одновозрастные им магматичес-

кие образования вплоть до рапакиви. Внешнее кольцо (кольцевой вал) сложено вновь гранулитовыми комплексами. Распределение архейских разноглубинных метаморфических комплексов, относимых к монофациальному ареальному типу, подчинено блоковому строению, причем "границы блоков ориентированы под разными углами к простиранию метаморфических толщ" [Щербаков, 1975, с. 230]. Границами блоков являются разломы, расходящиеся по радиусам из центра структуры, находящегося южнее г. Винницы, и ограниченные в краях кольцевой структуры системой субпараллельных дугообразных разломов (см. рис. 47).

Кольцевая система краевых разломов выражена интенсивными зонами динамометаморфизма до 10 км шириной. По морфоструктурным особенностям они относятся к взбросам (надвигам), наклоненным к центру структуры. В соответствии с кольцевым строением Житомирского блока находится его глубинная структура. В ядерной части и внешнем кольцевом вале мощность земной коры резко уменьшена по сравнению с внутренним кольцом на 6–10 км. Мощности "гранитного" и "базальтового" слоев внутри структуры находятся в обратно пропорциональной зависимости.

Эта интересная закономерность связывается И.Б. Щербаковым [1975] с восходящими движениями блоков, выведением к поверхности "гранулитового" слоя и одновременным увеличением "базальтового" слоя, т.е. "воздымание блоков объясняется их всплыванием" [Там же, с. 231]. Если добавить к этому, что по данным изотопной геохронологии [Щербак и др., 1970; Изотопная геология..., 1980] это всплывание происходило 2–1,2 млрд лет тому назад (время выхода к поверхности глубинных горизонтов и стабилизации К-Аг изотопных равновесий в биотитах), то остается признать, что Северо-Украинская кольцевая структура является новообразованной, очевидно такой же, как волго-уральские гранулитогнейсовые ооиды раннего протерозоя. В отличие от Южно-Родезийской и Каапваальской Северо-Украинская кольцевая структура, как и Средневожская, имеет границы архейской коры метаосадочно-базитового и метаандезитового типа. При этом проявления раннепротерозойского гранитообразования (кировоград-житомирский, подольский, осницкий комплексы) также приурочены в основном к кольцевому обрамлению и лишь частично к ядру Северо-Украинской структуры.

Кировоградский протоплатформенный блок также имеет овалоподобный тип строения с симметричным расположением структурных зон [Каляев, 1973]. Его ядерная часть сложена крупными массивами гранитоидов рапакиви и кировоград-житомирского комплекса (Новоукраинский массив калиевых гранитов). Во внутреннем кольце распространены мигматиты, биотитовые гнейсы. Внешнее обрамление Кировоградской структуры в виде сложно построенных Западно-Ингулецкой и Побужской зон сложено главным образом сланцево-гнейсовыми породами раннепротерозойской ингуло-ингулецкой серии. Внутри Кировоградского блока установлен зональный характер раннепротерозойского метаморфизма от амфиболитовой фации до низкотемпературной гранулитовой в отдельных участках [Белевцев, 1982].

Раннепротерозойские гранито-гнейсовые купола давно выделены по геолого-геофизическим данным в фундаменте Польши, Белоруссии, Литвы. Кольцевое строение большинства этих структур легко читается по геолого-геофизическим данным [Аксаментова и др., 1984]. В их числе Курземский и Новгородский гранулитогнейсовые ооиды с гранитоидами рапакиви в ядерной части, Даугавпилский купол, серия раннепротерозойских гранито-гнейсовых куполов в северо-восточной Польше и на востоке Белоруссии [Тектоника..., 1978; Доминиковский, Доминиковская, 1978; Гафаров, 1976]. Важно отметить, что и здесь, в Прибалтийском сегменте, все они представляют отдельные элементы строения гигантской Прибалтийской кольцевой структуры с Курземским ядром. Они опоясаны как вулканогенно-осадочными комплексами нижнего протерозоя, так и сильно тектонизированными повторно метаморфизованными, почти повсеместно гранулитовыми комплексами метаосадочно-толеитового типа, слагающими гранулитовые пояса.

Широко распространены раннепротерозойские купола и ооиды в Свекофенском

сегменте. Описания этих структур и обоснование их природы, сделанные К.Е. Вегманом [Wegmann, 1956], П. Эскола [Escola, 1949], Э. Кранком [1962], стали классическими. Часть из них является элементом строения верхнего, нижнепротерозойского структурного этажа ("супраструктуры" по К.Е. Вегману), и другие, более крупные, относятся к нижнему архейскому этажу ("инфраструктуре" по К.Е. Вегману). Не входя здесь в обсуждение всех деталей строения и развития этих структур, которое можно найти в обстоятельной работе К.К. Сорвачева [1978], отметим некоторые общие черты, позволяющие говорить об их идентичности волго-уральским.

Центрально-Финляндский гранито-гнейсовый овал (по Л.И. Салоу [1971]) имел размер до 400 км в поперечнике и сложен в ядре гиперстенсодержащими гранитами, конформно обрамленными сначала гранито-гнейсами, мигматитами диорит-плагиогранитной (преимущественно) и гранитной серий, а затем поясом вулканогенно-осадочных комплексов раннего протерозоя. Детальными исследованиями [Судовиков и др., 1970] установлены весьма сложные (подчиненные кольцевой структуре овала) тектоническое строение отдельных зон (колец) и распределение метаморфических комплексов, становление которых происходило в течение трех этапов одного тектонометаморфического цикла. На первом этапе появились радиальные движения, затронувшие только нижний этаж, но в конце этапа воздымание ядерной части вызвало тангенциальное сжатие, направленное в сторону периферии структуры. Это сжатие стало доминирующим на втором этапе, с чем связано формирование линейной складчатости в нижнепротерозойской оболочке, зон смятия, расланцевания, взбросов и надвигов, серий опрокинутых и лежащих складок от ядра к периферии. Второму этапу отвечает становление метаморфической зональности андалузит-силлиманитового типа от зеленосланцевой до гранулитовой фации и образование главной массы плагиомикроклиновых гранитов [Глебовицкий, 1973]. На третьем этапе метаморфического цикла продолжались тектонические движения второго этапа и диапиризм гранитоидных масс, завершивший формирование этой структуры.

По распределению раннепротерозойских комплексов можно выделить гранито-гнейсовый купол, соизмеримый с Центрально-Финляндским, который занимает большую часть Северной Швеции, но срезан в значительной мере каледонидами. В его ядре залегают граниты Ревсунд с возрастом 1,8 млрд лет, а также биотитовые плагиогнейсы. С юго-востока ядро структуры окаймлено широкими зонами вулканогенных и реже седиментогенных комплексов раннего протерозоя (комплекс Кируна и др.), а затем преимущественно осадочных (комплекс Похьянмао), иногда подстилаемых кислыми и средними вулканитами сиенит-порфиоров, порфиоров, риолитов. Метаосадочные комплексы Похьянмао непосредственно переходят в зону кольцевого обрамления Центрально-Финляндского овала.

Аналогичная структура располагается вблизи крайнего северо-восточного окончания Ботнического залива с крупным Лапландским массивом гранитов в центре структуры, окруженной синклиниями Кеми-Рованиеми и Куоляярвским.

Весьма важным представляется единство структурных особенностей гранито-гнейсовых куполов, благодаря которому кольцевое вулканогенно-осадочное обрамление одного из них составляет часть или конформно переходит в структуру другого ("мозаично-петельчатый" структурный рисунок по К.О. Кратцу и др. [1980]). Границы раздела не всегда четко выражены в верхнем нижнепротерозойском этаже. В некоторых случаях вдоль них распространены осадочно-вулканогенные комплексы рифтогенных структур. Еще более значительным является вывод [Новикова, 1975; Штрейс и др., 1978] о том, что перечисленные гранито-гнейсовые купола подчинены грандиозной структуре, объединяющей все тектонические зоны Балтийского щита, представляющие собой ряд структурно взаимосвязанных пластин (чешуй) гигантского масштаба. Из анализа тектонической карты Балтийского щита [Тектоническая карта Северной Евразии, 1979] следует, что все выделенные пластины, разделенные дугообразными надвигами с падением на северо-запад, составляют кольцевое обрамление единой Свекофеннской кольцевой мегаструктуры, срезанной почти поперек каледонидами. Ее внешняя граница

четко фиксируется мощными зонами разломов, к которым приурочены раннепротерозойские вулканогенные пояса Финляндии, Северной Эстонии, Приладожья.

Свекофенский сегмент в понимании автора представляет менее эродированный аналог Волго-Уральского. В его южной части на восточной окраине, там, где эрозионный срез коры глубже, встречаются небольшие участки, сложенные типичными образованиями гранулитовой фации. В Южной Финляндии (район Усима) и в Южной Швеции (провинция Варберг) П. Квенселом [Quensel, 1952], К. Паррасом [Parras, 1958], П. Эскола [1967] описаны комплексы пород, характерные для метаосадочно-толеитового типа архейской коры. Двупироксеновые кристаллосланцы, высокоглиноземистые гнейсы, разнообразные чарнокитоиды образуют узкие, плавно изгибающиеся ленты, трассируя "краевую или фронтальную часть гранитно-метаморфической оболочки западной части Свекокарельского сегмента" [Штрейс и др., 1978, с. 26]. Л.П. Свириденко [1980] описывает фрагменты магнитного "диоритового" слоя в Приладожье и Западной Карелии, сложенные двупироксен-плагиоклазовыми кристаллосланцами и гнейсами, эндербитами. На присутствие древних гранулитов в Саво-Ладожской зоне указывает Л.И. Салоп [1979].

В сложной современной структуре Кольского полуострова, как и в Волго-Уральском сегменте, совмещены блоки архейской коры разного состава. Его центральную часть занимают Центрально-Кольский и примыкающий к нему с юга Лапландский блоки с широко развитыми здесь метаосадочно-вулканогенными образованиями кольской серии, среди которых наряду с малодифференцированными основными метатолитами часто встречаются относительно маломощные тела железисто-кремнистых пород (магнетитовых кварцитов, зулизитов). Разрез завершается слоистыми, флишоидными высокоглиноземистыми толщами, содержащими большое количество продуктов глубокого выветривания. Характерна высокая степень метаморфизма обоих разрезов от гранулитовой до высокотемпературной амфиболитовой фаций умеренных давлений. В плане линейные структуры, выполненные этими комплексами, чередуются с узкими гранитоидными ("серогнейсовыми") блоками и совместно деформированы в систему узких линейных форм, осложненных по простиранию разломами [Загородный, Радченко, 1983].

Формационный разрез второго типа (Приимандровский район, Оленегорский разрез) образован контрастными вулканическими комплексами — основными толеитами внизу и кислыми вверху, между которыми залегают мощные толщи магнетитовых и гематитовых кварцитов [Горяинов, 1976]. Оба типа разрезов пространственно разобщены, что может свидетельствовать о латеральной тектонической неоднородности архейской коры. Правда, вопрос о полной синхронности этих разрезов нельзя считать решенным.

Центрально-Кольский и Лапландский блоки, судя по формационному составу архейских разрезов, резко отличающихся от беломорских и лопийских, представляют фрагменты обособленного в раннем архее крупного мегаблока, возможно с более мощной протокорой. С севера, востока и юга по мощным зонам раннепротерозойских разломов с ним контактируют блоки архейской коры иного типа (как по составу, так и по глубине эрозионного среза).

Мурманский блок в основном сложен архейскими гранитоидами известково-щелочного ряда нескольких генераций, образующих крупные купольные структуры [Ветрин, 1984]. Их сочетание с зеленокаменными поясами Колмозеро-Воронья и Снежница, сходство гранитоидного магматизма позволяют рассматривать Мурманский блок как гранитно-зеленокаменную область типа Карельской, но глубже эродированную. К юго-востоку комплексы архея Мурманского блока перекрываются архейскими осадочно-вулканогенными комплексами Кейвского синклинория (понойско-лебяжинский тип разреза). В этом блоке присутствуют все составляющие непрерывно-дифференцированных вулканических (орогенных) серий повышенной щелочности [Мирская, 1979; Вулканиты... , 1980]. Они часто перекрываются высокоглиноземистыми кристаллосланцами (кейвская и песчовогундровская серии) и породами кор выветривания.

Скорее всего, лебяжинский разрез, имеющий площадное распространение, составляет

с гранитоидами Мурманского блока единую вулкано-плутоническую ассоциацию и характеризует верхний (супракrustальный) этаж таких, как Мурманский, гранитоидных (инфраструктурных) блоков архея. Архейские комплексы беломорского типа чрезвычайно сложны и по структурной истории и по вещественному наполнению. Традиционные представления о синклинорно-антиклинорной структуре Беломорья под влиянием новых детальных исследований нуждаются в пересмотре [Володичев, Король, 1983; Богданова, Ефимов, 1984]. В структуре архея Беломорья совмещены два структурных плана — раннеархейский (беломорский) и позднеархейский (лопийский). И беломорский, и наложенный лопийский планы имеют отчетливую северо-западную ориентировку складчатых структур и в основном определяют выражение беломорид в геофизических полях.

Архейские структуры Балтийского щита прослеживаются по геофизическим данным и редким скважинам вплоть до Среднерусского авлакогена, где непосредственно переходят в структуры Волго-Уральского сегмента.

В фундаменте западных районов Русской плиты гранулитовые пояса (Белорусско-Литовская и Эстонско-Псковская зоны) хорошо охарактеризованы бурением и четко выделяются в геофизических полях как зоны линейных, резко меняющихся по интенсивности и знаку гравитационных и, в особенности, магнитных аномалий. При этом положительные линейные аномалии высокой интенсивности отождествлялись с синклинориями, а пониженной интенсивности — с антиклинориями складчатых зон карелид [Пап, 1977]. В настоящее время выяснено, что Белорусско-Литовская зона имеет линейно-блоковое (чешуйчатое) строение; причем одни блоки представляют пластины, клинья, сложенные амфибол-двупироксеновыми кристаллосланцами, амфиболитами (метавулканитами) и метагабброидами толеитового типа, редко высокоглиноземистыми гнейсами и кристаллосланцами, а другие — амфибол-гнейсовым комплексом, предположительно также архейского возраста.

Первые блоки одни авторы считают опущенными, синклинорными, а другие — поднятыми, антиклинорными [Пап, 1977; Доминиковский, Доминиковская, 1978]. Некоторые исследователи на основании соотношений метаморфических комплексов рисуют противоположную картину [Аксаментова и др., 1980; Аксаментова, Найденов, 1984] и полагают, что амфиболито-гнейсовый комплекс не является диафорически переработанным в антиклинорных структурах гранулитовым комплексом [Доминиковский, Доминиковская, 1978] и не может быть нижним стратиграфическим подразделением архея [Пап, 1977]. По мнению этих авторов, амфиболито-гнейсовый прогрессивно-метаморфический комплекс завершает наблюдаемый архейский разрез, располагаясь выше щучинской серии основных кристаллосланцев и гнейсов. Оснований для таких суждений пока немного. Не исключено, что, как и в Норвего-Кольском поясе, амфиболито-гнейсовый комплекс может хотя бы отчасти представлять метаандезитовый фундамент щучинской серии, и тогда полученные данные о синхронности гранулитового и амфиболитового метаморфизма являются свидетельством латеральной тектонической неоднородности в архее. Вместе с тем понятно, что наблюдаемая сейчас чешуйчато-блоковая структура сформировалась позднее, в течение раннепротерозойского тектоно-метаморфического цикла. Об этом свидетельствует и согласное с чешуйчато-блоковой структурой Белорусско-Литовского гранулитового пояса залегание более молодых образований — околловской серии, тел гранитоидов и связанных с ними зон диафореза, основных интрузивов и даже тел рапакиви.

Также построен и Эстонско-Псковский гранулитовый пояс, с северо-запада прилегающий к Белорусско-Литовскому. Северо-западные структуры этого пояса наложены на более древние широтные, северо-восточные и меридиональные [Биркис и др., 1972], хотя и образованы архейскими основными кристаллосланцами, метагабброидами и гнейсами преимущественно гранулитовой фации [Кристаллический ..., 1983]. Оба пояса составляют единую широкую дугообразную зону, обрамляющую Курземский гранулитовый блок с огромным плутоном рапакиви в ядре. В пределах гранулитовых

поясов запада Русской плиты, как и в Центрально-Кольском гранулитогнейсовом блоке, участками проявлен метаморфизм гранулитовой фации высоких давлений, возраст которой вполне может оказаться одинаковым с лапландским. Такие гранулиты установлены в центральных районах Русской плиты, в узкой Московской линейной зоне, где на Щелковской и Поваровской площадях несколькими скважинами обнаружены высокоглиноземистые и богатые кальцием кристаллосланцы гиперстен-силлиманитовой фации [Бондаренко, Дагелайский, 1978]. Характерно присутствие в этой структуре тел габбро-норит-анортозитов, выраженных линейными положительными магнитными аномалиями, что подчеркивает сходство этой зоны с Лапландско-Колвицким глубинным разломом.

Таким образом, типичными чертами внутреннего строения гранулитовых поясов с метаосадочно-базитовым или неоднородным типом архейской коры можно назвать четкую линейность структур, частую перемежаемость в плане узких согласных зон, сложенных как древними, обычно гранулитовыми, так и более молодыми комплексами, сочетания разломов, контролирующих распределение раннедокембрийских комплексов, полностью совпадающие со структурными рисунками областей с проявлением горизонтальных движений. Обычно это разновозрастные, часто сменяющие друг друга во времени и пространстве структуры растяжения (сбросо-сдвиговые) и сжатия (надвиго-сдвиговые). Этому соответствуют латеральные ряды контрастных магматических формаций и метаморфических комплексов, специфический линейный тип гранитообразования. Все это в свою очередь обуславливает контрастность петрофизических ассоциаций и дифференциацию аномальных геофизических полей.

Гранулитогнейсовые овоиды, гранито-гнейсовые купола, гранулитовые пояса запада платформы являются составными элементами орогенных областей раннего протерозоя, отличающихся от Волго-Уральской глубиной эрозионного среза. Так же как на востоке платформы, они образуют единые разновозрастные парагенезы структур. Г.Г. Доминиковский справедливо отстаивал разновозрастность брахиантиклинорий и разделяющих их сложнопостроенных синклиниорий, характерных для запада платформы (см. рис. 63). Синклиниориям (межсупольным прогибам) соответствуют гранулитовые пояса, образованные архейскими гранулитами, тогда как брахиантиклинориям — гранито-гнейсовые купола, в основном сложенные раннепротерозойскими комплексами [Аксаментова, Найденов, 1984]. Таким образом оригинальность структурных форм фундамента Волго-Уральского сегмента связана с глубокой эродированностью его земной коры, обнажением ее нижних уровней. В других сегментах, близких Волго-Уральскому по истории развития (Прибалтийский, Свекофеннский), мы встречаемся с разновозрастными, но иными по форме структурами верхних уровней земной коры.

Расположение гранулитогнейсовых областей раннего протерозоя Восточно-Европейской платформы строго закономерно. Они в виде широкого, почти замкнутого кольца окружают центральную ее часть с гранито-зеленокаменными областями (рис. 64). Время становления гранулитовых областей, выведения гранулитовых комплексов архея на эрозионную поверхность фундамента различно. Структура гранулитовых областей западных районов оформилась позднее, чем восточных. Они вошли в состав гигантского вулканоплутонического пояса окраинно-континентального типа с широким распространением молассовых, вулканических и интрузивных комплексов анортозит-рапакиви-гранитной формации [Великославинский и др., 1978], частично захватившего и гранито-зеленокаменные области (см. рис. 63). Это подтверждается K-Ar датированием, показывающим, что вплоть до среднего рифея в их пределах, в отличие от восточных, проявлялись интенсивные термальные процессы [Тектоника Европы ..., 1978; Лобач-Жученко и др., 1979]. Повышенная термальная активность во время формирования анортозит-рапакиви-гранитной ассоциации сказалась на Rb-Sr датировках (изохрона по породе) архейских гранулитов. Для гранулитов Эстонии был получен возраст 1740 млн лет [Каталог ..., 1978].

Характерную черту раннепротерозойской структуры фундамента Восточно-Европейской платформы составляют сланцевые пояса, связывающие гранулитовые и гранит-

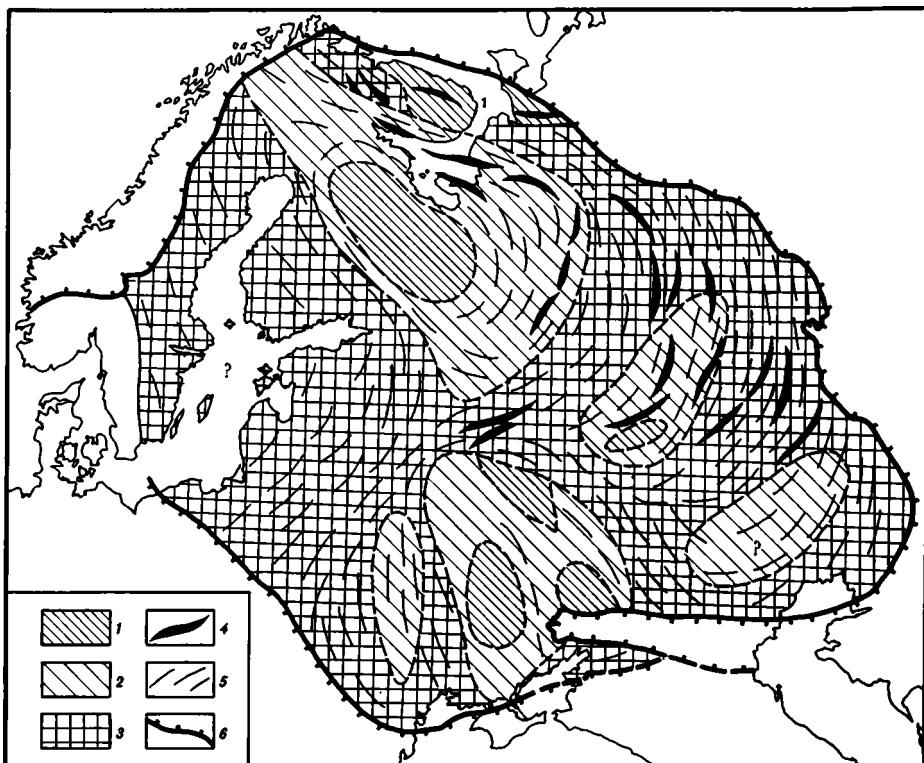


Рис. 64. Гипотетическая схема вещественной неоднородности архейской коры

1, 2 — архейская кора "метаандезитового" ("серогнейсового") и "гранитно-зеленокаменного" типа с возрастом древнее 3,6 млрд лет (1) и 2,9–2,6 млрд лет (2); 3 — архейская кора метаосадочно-базитового или смешанного типа; 4 — габбро-норит-анортозиты позднего архея; 5 — простирации складчатых структур позднего архея; 6 — границы платформ

но-зеленокаменные области (рис. 65). Эти пояса плохо выражены в геофизических полях, поскольку слагающие их в основном осадочные комплексы почти немагнитны, а по плотностям близки гранитоидам [Расчленение ..., 1976]. Они представлены ладожской серией и ее аналогами в Финляндии и Северной Эстонии, воронцовской песчанико-сланцевой серией на юго-западной окраине Волго-Уральского и западной окраине Прикаспийского сегментов литосферы, ингуло-ингулецкой серией на Украинском щите. Метаграувакки, реже метапелиты, находятся в ритмичном, типично флишевом переслаивании. На этом основании и авулканичности сланцевые прогибы сравнивают с миогеосинклиналями фанерозойских геосинклинальных систем. Наиболее важным здесь является то, что сланцевые прогибы протяженностью в сотни километров и шириной до 150 км находятся в едином латеральном ряду структур, в целом весьма напоминающем структуры геосинклинальных систем фанерозоя [Каляев, 1965, 1973].

Так, ингуло-ингулецкий сланцевый прогиб на краю Кировоградского протоплатформенного блока, Восточно-Воронежский на борту Волго-Уральского и Прикаспийского блоков, Мечетинский и Латоновский на борту Приазовского блока [Симон и др., 1976] составляют почти кольцевое миогеосинклинальное обрамление раннепротерозойской системы зеленокаменных прогибов Большого Кривого Рога и КМА. Многие из этих прогибов по ряду признаков отождествляют с эвгеосинклиналями. Весьма типично также, что эти внутренние прогибы, пояса отделены от сланцевых областей поясами основных, средних и кислых вулканитов известково-шелочного ряда (лосевская и новокриворожская серии), возможно представляющих островодужные ассоциации (см. рис. 65). Это тем более вероятно, что в расположенном за лосевской "остров-

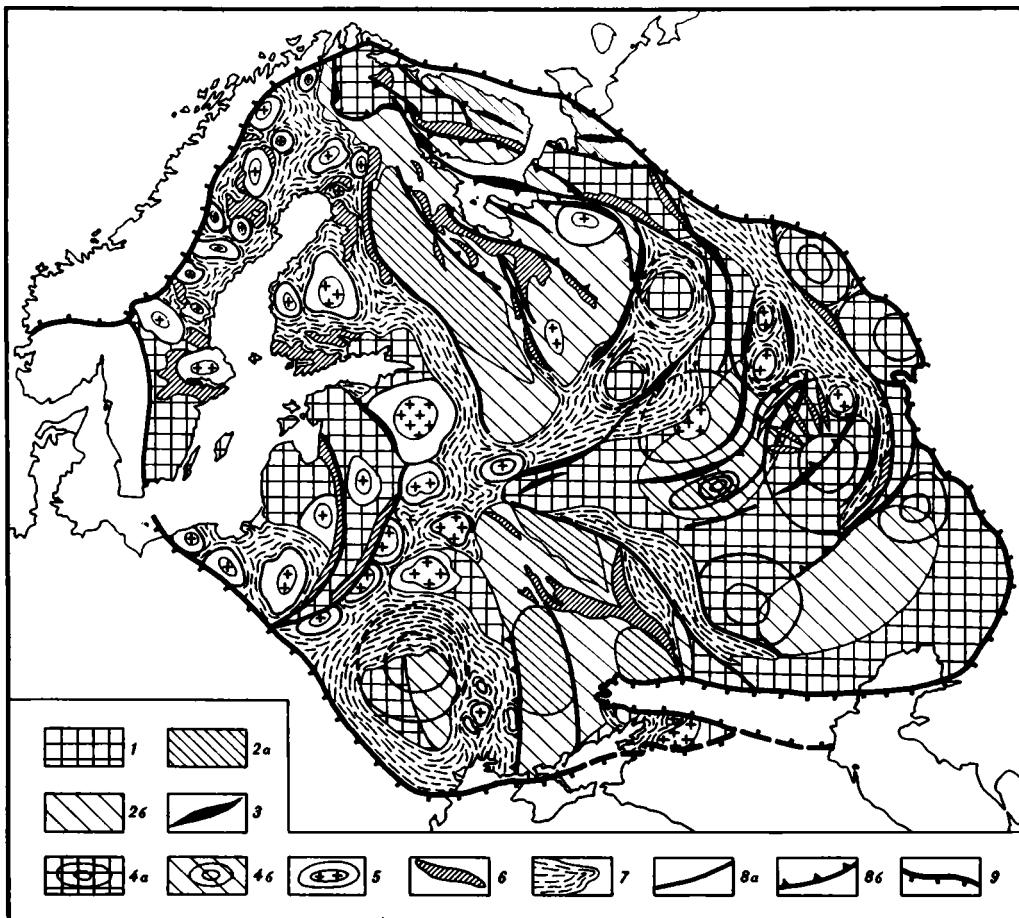


Рис. 65. Схема тектоники фундамента Восточно-Европейской платформы в раннем протерозое
 1, 2 – архейская кора: 1 – метасадочно-базитового типа, 2 – метаандезитового типа с возрастом древнее 3,6 млрд лет (2а) и 2,9–2,6 млрд лет (2б); 3 – габбро-норит-анортозиты позднего архея; 4 – гнейсовые овиолиты раннего протерозоя, ядра которых сложены архейской корой метасадочно-базитового (4а) и метаандезитового (4б) типов; 5 – гранито-гнейсовые купола; 6 – вулканические пояса, в том числе рифтогенные структуры; 7 – сланцевые пояса; 8 – разломы: 8а – неустановленного типа, 8б – надвиги; 9 – границы платформ

ной дугой” Павловско-Воронежском сланцевом прогибе воронцовская серия насыщена телами ультрабазитов и базитов [Чернышев, 1971], что позволило сравнить его со структурами окраинных морей [Тектоническая карта Северной Евразии, 1979]. Таким образом, как связующее звено между орогенными (гранулитовыми) протоплатформенными, по Г.И. Каляеву [1973], областями и протогеосинклинальными системами – гранитно-зеленокаменными областями раннего протерозоя – сланцевые пояса несут огромную информацию о тектонике фундамента. На примере Сибирской платформы это убедительно продемонстрировано В.С. Федоровским [Лейтес, Федоровский, 1977; Тектоника фундамента ..., 1978; Федоровский, 1985].

Таким образом, в результате проведенного анализа раннепротерозойской структуры фундамента Восточно-Европейской платформы проявилась природа ее щитов. Очевидно, что фундамент щитов и плиты по составу и возрасту раннедокембрийских комплексов и по типам структур был одинаков до рубежа 2–1,8 млрд лет (см. рис. 62).

Современный план расположения щитов обусловлен тем, что они являются частями единого Фенно-Сарматского пояса окраинно-континентального типа с широким распространением раннепротерозойско-рифейских (1,8–1,5 млрд лет) вулканоплутонических ассоциаций, верхних моласс и петрохимической зональностью [Левковский, 1975; Великославинский и др., 1978], свойственной "активным" окраинам континентов [Моссаковский, 1975]. На остальной части Восточно-Европейской платформы этому периоду отвечает становление и развитие авлакогенов и грабенообразных прогибов (см. рис. 63).

ГЛАВА ВТОРАЯ

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ РАЗВИТИЯ ФУНДАМЕНТА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

Изложенные данные о типах структур, строении и составе комплексов гранитно-зеленокаменных и гранулитовых областей раннего докембрия платформы, их пространственная разобщенность показывают, что они развивались по-разному уже в архее. Различия эти чрезвычайно ярки.

Архейские осадочно-вулканогенные комплексы гранитно-зеленокаменных областей концентрируются в узких обособленных, разобщенных структурах, часто сохранявших автономность развития в раннем протерозое. Их разрезы, как правило, содержат немного осадочных комплексов, сосредоточенных в тех же узких структурах, что и вулканогенные. Характерной особенностью большинства архейских "зеленокаменных" разрезов является присутствие ультраосновных коматитовых вулканитов. Термодинамический режим гранитно-зеленокаменных областей Восточно-Европейской платформы почти на всех этапах их развития определялся низким и умеренным геотермическим градиентом [Сравнительный анализ..., 1980], обусловленным не низкими тепловыми потоками, а интенсивной теплоотдачей при формировании "зеленокаменных" разрезов, хрупкостью метаандезитовой протокоры.

Для гранулитогнейсовых областей характерно площадное проявление раннеархейского толеитового магматизма и седиментация в широких бассейнах. Умеренноградиентный тип метаморфизма этих областей в архее и высокоградиентный в раннем протерозое определялся "термостатирующим" эффектом, создаваемым вулканогенноосадочными толщами архея, мощность которых особенно увеличивалась после позднеархейской складчатости и тектонического сжатия [Богданова, 1977].

Важнейшей особенностью и гранитно-зеленокаменных областей, и гранулитогнейсовых является то, что формирование вулканогенноосадочных комплексов в тех и других в раннем архее происходило на одинаковом по составу дацит-андезитовом основании. Реликты этой коры или ее дериваты (архейские тоналиты, трондjemиты) обнаружены во многих регионах платформы [Древнейшие гранитоиды ..., 1981]. Мы довольно подробно говорили об этом при описании Волго-Уральского сегмента. Идея эта принадлежит К.А. Шуркину и Ф.П. Митрофанову [1974], которые пришли к ней, исходя из анализа смены во времени магматических формаций архея. Наиболее древние реликты магматических образований в керетьской серии Беломорья представлены гиперстеновыми порфиридами, плагиопорфиридами, петрохимически адекватными андезитам — андезит-дацитам [Беломорский комплекс ..., 1962].

К.А. Шуркин пишет, что "этот, лежащий между мантией и гранитоидной палеокорой слой имеет андезито-дацитовый или андезито-анортозитовый (в среднем) валовый химический состав, т.е. несколько обогащен Mg, Ca и Fe по сравнению с первичнокоровыми гранитоидами, которые представляют собой наиболее низкотемпературные выплавки из этого субстрата" [Шуркин, 1980, с. 110]. Данные Л.П. Свириденко

[1980] свидетельствуют о присутствии андезитовой протокоры под "тоналитогнейсовым" слоем Карелии. Наши данные по суммарному составу тоналитовых "серых гнейсов" и включенных в них основных пород [Богатиков и др., 1980] также подводят к выводу об андезитовом или дацит-андезитовом составе ранней (дотоналитовой) коры.

Каковы были причины последующего разделения на области с разным типом магматизма и разным термодинамическим режимом, однозначно решить нельзя. Это могли быть различия и в мощности протокоры, и в интенсивности теплового потока. В последние годы все больше накапливается данных о кольцевом распределении раннеархейских комплексов, которое вполне резонно сравнивают с импактными лунными структурами [Глуховский, 1976; Green, 1975; Гудвин, 1980; и др.]. В самом деле, если очертить архейские гранитно-зеленокаменные области и их аналоги внутри гранулитовых областей (см. рис. 64), вырисовывается несколько овалоподобных структур, окаймленных поясами преобладающего распространения архейских комплексов метаосадочно-базитового состава. Из них Карельско-Беломорская и Украинско-Воронежская гранитно-зеленокаменные области сохранили свою подвижность и в раннем протерозое, тогда как внутри Волго-Уральской и Прикаспийской гранулитогнейсовых областей они полностью стабилизировались к раннему протерозою. Это распределение, хотя и было осложнено складчатостью, тектоническим скупчиванием и тектоническим "переслаиванием" комплексов разных структурных этажей, сохранилось в главных чертах в позднеархейской структуре земной коры.

Были сформированы блоки с преобладанием коры метаандезитового или метаосадочно-базитового состава. Состав "гранитно-метаморфического" слоя позднего архея был весьма разным, а в отдельных блоках метаандезитового типа кора достигла зрелости типичной континентальной коры. Об этом свидетельствуют крупные массивы калиевых гранитов с возрастом 2,8–2,6 млрд лет, гальки которых в большом количестве присутствуют в основании карельских разрезов [Негруца, 1979]. В Кейвской зоне Балтийского щита уже в позднем архее формировались типичные комплексы — показатели зрелой континентальной коры: вулканогенные и молассовые комплексы лебяжинской и кейвской серий [Мирская, 1979; Вулканыты ..., 1980]. В Центральной Карелии выявлены позднеархейские аналоги рапакиви [Геология и петрология ..., 1978].

Таким образом, к раннему протерозою земная кора Восточно-Европейской платформы не была однородна ни по составу, ни по мощности, ни по структуре. Это послужило причиной сложного "макробрекчиевидного" рисунка структуры фундамента Восточно-Европейской платформы в раннем протерозое и рифее, не имеющего аналогий в мире [Тектоника Северной ..., 1980].

Раннепротерозойский этап формирования континентальной земной коры, как это было показано на примере Волго-Уральского сегмента, был главным в становлении структурных форм, наблюдаемых в современной структуре фундамента платформы (см. рис. 63, 65).

В пределах поясов с метаосадочно-базитовым типом позднеархейской коры происходили массовый рост гнейсовых ооидов, куполов, формирование разделяющих их линейных зон, поясов. Нарастание нового ("гранитно-метаморфического") слоя осуществлялось в процессе роста купольных форм, которые с полным основанием отождествляются со сводово-глыбовыми поднятиями орогенных областей фанерозоя. В гранулитовых поясах сохранились архейские комплексы и их структурные соотношения без существенной переработки вещества по крайней мере в верхней части коры. В гранулитовых областях уже с рубежа 2,6 млрд лет повсеместно установилась типичная континентальная стадия формирования зрелой континентальной коры.

В пределах крупнейших гранитно-зеленокаменных областей в раннем протерозое обнаружались существенные различия. В северной части Карельско-Беломорской области на фоне интенсивных горизонтальных движений осуществлялся рифтовый тип тектогенеза, интенсивная деструкция позднеархейской метаандезитовой коры, особенно активная на стыках блоков коры разного состава, на стыках архейских зеленокамен-

ных поясов с метаандезитовыми (тоналитовыми) блоками. В южной Приднепровско-Воронежской области сохранялся режим, свойственный фанерозойским геосинклинальным областям [Каляев, 1965], с характерной прогрессивной метаморфической зональностью [Белевцев, 1982]. Эти различия были вероятнее всего обусловлены мощностью и степенью зрелости позднерехейской коры метаандезитового типа. В Карельско-Беломорской области начиная с раннего протерозоя устанавливается своеобразный прото-платформенный режим, приведший лишь местами к возникновению "наложенных геосинклинальных трогов" [Павловский, Марков, 1963]. Становление континентальной коры в гранитно-зеленокаменных областях было крайне неравномерным, так что их большие участки могли оставаться на переходной стадии вплоть до рубежа 1,9 млрд лет.

Раннепротерозойский этап был решающим в формировании зрелой континентальной коры Восточно-Европейской платформы, как и других древних платформ. М.В. Муратов ставил его по значению "в один ряд только с этапом формирования архейского фундамента древних платформ, с одной стороны, и этапом формирования платформенного рифейско-фанерозойского чехла — с другой. Он является промежуточным или переходным этапом между ними" [Муратов, 1979, с. 25]. Это был период коренной перестройки ранее созданной протоконтинентальной коры, по-разному осуществившийся в структурах различного состава и возраста. В орогенных (гранулитогнейсовых) областях этот процесс был строго направленным и сводился в основном к повторному внутрикоровому фракционированию архейской коры. В гранитно-зеленокаменных областях формирование континентальной коры шло параллельно с ее деструкцией и формированием протогеосинклинальных "зеленокаменных" поясов и палеорифтов при значительном привносе подкорового вещества.

Структурная дифференциация земной коры Восточно-Европейской платформы к концу раннего протерозоя достигла высокого уровня. Она была унаследована в авлакогенную стадию, которая в восточной части платформы наступила гораздо раньше (см. рис. 62, 63). Здесь авлакогенез, вернее, "грабенообразование", как мы пытались показать на примере развития орогенных структур раннего протерозоя Волго-Уральского сегмента, отвечал завершающей стадии развития этих структур, был генетически неразрывным с процессами позднерогенного сводообразования. "Настоящие" авлакогены развились позднее на фоне интенсивных горизонтальных движений как реакция уже жесткой континентальной глыбы на активные (корообразующие) процессы за ее пределами. Они формировались параллельно с западным окраинным вулканоплутоническим поясом внутри континентального блока на стыках гранулитовых и гранитно-зеленокаменных областей или внутри длительно развивающихся гранулитовых поясов. Именно этот этап был ответственным за разделение литосферы Восточно-Европейской платформы на сегменты и за формирование ее платформенного чехла. Наиболее мощный чехол образовался в восточной, "пассивной" части Восточно-Европейской платформы, где процесс деструкции, "авлакогенеза" континентальной коры был намного длительней и интенсивней.

Анализ развития земной коры Восточно-Европейской платформы в раннем докембрие подтверждает общий вывод К.О. Кратца с соавторами [Основные проблемы ..., 1979] об огромном значении неоднородности архейской коры для современного структурного расчленения платформы. Однако автору после проведенного анализа трудно принять предлагаемую этими исследователями возрастную классификацию структур, равно как и некоторые их типы. Так, наиболее ранние из них, так называемые "межи" и "поля", отвечают раннепротерозойско-рифейскому плану делимости литосферы, лишь частично унаследовавшему архейские структурные швы. Не согласуются с нашими данными положение и возраст других более мелких структур, выделенных авторами главным образом по рисунку магнитных тел.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные выводы проведенного исследования сводятся к следующему.

1. Систематизация геофизических данных, материалов петрологического, геохимического и петрофизического изучения керна глубоких скважин позволила выявить геологическое строение погребенного фундамента обширного региона Восточно-Европейской платформы, ее Волго-Уральского сегмента. Впервые выделены типовые вещественные комплексы, отличающиеся петрографическими, петрофизическими, геохимическими и формационными признаками, облегчающими диагностику их в разрезах скважин и в плане, прослеживание в геофизических полях, корреляцию с разновозрастными комплексами щитов.

2. Установлена возрастная и стратиграфическая соподчиненность комплексов, наиболее вероятная по имеющейся в настоящее время совокупности данных, что дает возможность говорить о принципиальном различии разрезов раннего докембрия двух главных типов геофизических структур земной коры: 1) концентрически-кольцевых мегаблоков и блоков ("архейских массивов") и 2) разобшающих их линейных зон. Выяснено, что нижнепротерозойские комплексы сосредоточены главным образом в пределах мегаблоков, тогда как в линейных зонах резко преобладают архейские образования нижней отрядненской серии ("серогнейсового" фундамента) и отсутствует вулканогенно-осадочная большечеремшанская серия. Формационный разрез архея подавляющей части мегаблоков соответствует "метаосадочно-базитовому", реже "метабазитовому" типам, а разрез линейных зон первого порядка – "метаандезитовому" типу.

3. Из анализа метаморфической и петрофизической зональности раннедокембрийских комплексов, согласующейся с геофизической концентрически-кольцевой структурой мегаблоков и блоков и подчиненной системам кольцевых и радиальных разломов, сделан новый вывод о раннепротерозойском возрасте и гнейсово-купольной природе этих структур; они классифицированы как гранулитогнейсовые овоиды (мегаблоки), осложненные по периферии гранито-гнейсовыми куполами (блоками). Линейные зоны I порядка, разделяющие мегаблоки, интерпретированы как остаточные, активизированные в раннем протерозое линейные структуры позднеархейского заложения, а линейные зоны, разобшающие гранито-гнейсовые купола, – блоки – как новообразованные в раннем протерозое межкупольные линейные формы.

4. Таким образом, в отличие от общепринятой трактовки внутренней структуры фундамента восточных и других районов Русской плиты как складчатых областей свекофеннокарелид ортогеосинклинального типа с заключенными в них архейскими срединными массивами, в работе обосновано положение, что тектоника фундамента Волго-Уральского сегмента определяется парагенетическим сочетанием структур позднеорогенного типа: сводово-глыбовых поднятий – мегаблоков, блоков ("раннеархейских срединных массивов") и межсводовых линейных зон, формирование которых началось 2,6–2,5 млрд лет тому назад, что свидетельствует о наступлении с этого времени качественно новой стадии формирования земной коры сегмента, стадии ее стабилизации.

5. В истории развития континентальной земной коры Волго-Уральского сегмента выделены четыре главных периода, отражающих ее направленное и стадийное становление и преобразование: 1) раннеархейский – период образования и деструкции ранней ("дацит-андезитовой", "серогнейсовой"?) коры; 2) позднеархейский, завершившийся формированием незрелой протоконтинентальной коры; 3) раннепротерозойский – период роста сводовых поднятий, обособления и развития межсводовых линейных зон, формирования зрелой континентальной коры; 4) раннепротерозойско-рифейский, авлакогенный – период окончательного оформления структур земной коры, заложения авлакогенов в ослабленных зонах, обусловившего современные глыбовые формы оvoidов и куполов, резкую линейность разделяющих их зон.

6. При соотнесении этапов развития земной коры Волго-Уральского сегмента в раннем докембрии со стадиями формирования континентальной коры фанерозойских складчатых областей установлено их принципиальное сходство, особенно в раннем протерозое. Сформировавшаяся к концу архея протоконтинентальная кора вполне сопоставима по своей латеральной неоднородности с "гранитно-метаморфическим" слоем конца переходной стадии фанерозойских областей. Зрелая континентальная кора Волго-Уральского сегмента возникла, как и в фанерозое, в начале континентальной стадии в процессе роста гигантских гнейсово-купольных структур, аналогов сводовых поднятий позднеорогенного типа, составляющего существо раннепротерозойского этапа ее развития. Этот процесс привел к новому распределению хорошо выдержанных по латерали и резко разделенных по вертикали слоев земной коры, соответствующему типичной коре континентального типа.

7. Сопоставление структуры земной коры Волго-Уральского сегмента с различными тектоническими областями раннего докембрия позволило отнести его к особому типу глубоко эродированных (гранулитовых) орогенных областей.

8. В отличие от Волго-Уральского сегмента, характеризующего тип развития континентальной коры Русской плиты, на современных шитах и прилегающих участках Фенно-Сарматского поднятия орогенный режим континентальной стадии сохранился до рубежа 1,1–0,9 млрд лет. Сделан вывод, что шиты и прилегающие к ним структуры фундамента запада и юго-запада Русской плиты с широко развитой в их пределах анортозит-рапакиви-гранитной формацией с возрастом 1,8–1,5 млрд лет принадлежат гигантскому вулканоплутоническому поясу окраинно-континентального типа, сопоставимому с подобными поясами активных окраин континентов. Это предопределило специфику восточных районов платформы (ее пассивной окраины) как областей формирования мощного платформенного чехла.

9. Современный план делимости Восточно-Европейской платформы на сегменты литосферы относится к авлакогенному этапу ее развития (1,9–0,7 млрд лет) и лишь частично отвечает структурно-вещественной неоднородности ее литосферы, сложившейся к позднему архею.

10. Главная линия развития Восточно-Европейской платформы в раннем докембрии заключалась в постепенном сокращении площади распространения ранней "серогнейсовой" коры дацит-андезитового состава путем ее неоднократной деструкции (тектонической, магматической, экзогенной) и неравномерного стадийного превращения в зрелую кору континентального типа. Созидание континентальной коры шло тем эффективнее, чем активнее и шире проявлялись процессы седиментогенеза.

ЛИТЕРАТУРА

- Авчян Г.М., Богданова С.В., Котляревская С.К., Петренко А.С.* Изменение намагниченности основных кристаллических пород фундамента Волго-Уральской области в связи с историей их метаморфизма // Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма: Тез. докл. съезда. М., 1976. Ч. II. С. 19–21.
- Аксаментова Н.В., Найденов И.В., Архипова А.А.* Метаморфические комплексы кристаллического фундамента Белорусского массива и их структурное положение // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1980. Т. 55, вып. 4. С. 35–47.
- Аксаментова Н.В., Найденов И.В.* Тектоника кристаллического фундамента Белорусско-Прибалтийского региона // Тектонические исследования запада Восточно-Европейской платформы. Минск: Наука и техника, 1984. С. 26–34.
- Андреев Б.А.* Определение глубины поверхности кристаллического фундамента платформенных областей по магнитным аномалиям // Прикл. геофизика. 1955. Вып. 13. С. 80–98.
- Артошков Е.В.* Образование конвективных деформаций в слабо литифицированных осадочных породах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 12. С. 79–101.
- Артошков Е.В., Шлезингер А.Е., Яншин А.Л.* Основные типы и механизмы образования структур на литосферных плитах. Ст. 1. Континентальные платформы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1979. Т. 54, вып. 2. С. 8–30.
- Архангельский А.Д.* Введение в изучение геологии Европейской России. М.: Госиздат, 1923. 88 с.
- Архангельский А.Д.* Геологическое строение СССР: Европейская часть. М.: Геолого-разведочное изд-во, 1932. 425 с.
- Архангельский А.Д.* Геологическое строение и геологическая история СССР. М.: Гостоптехиздат, 1941. 376 с.
- Архангельский А.Д., Розе Н.В., Колюбакин В.В.* и др. Тектоника докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы по данным общей магнитной съемки СССР // Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз. 1937. № 2. С. 155–194.
- Бакиров А.А.* Главнейшие черты геотектонического развития внутренней части Русской платформы. М.: Госгеолгиздат, 1951. 91 с.
- Барагар В.Р.А., Мак-Глинн Дж.К.* Раннеархейский фундамент на Канадском щите // Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977. С. 153–177.
- Батиева И.Д., Бельков И.В., Ветрин В.Р.* и др. Гранитоидные формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 264 с.
- Белевцев Р.Я.* Режим зонального прогрессивного метаморфизма в докембрии Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1982. 152 с.
- Белолипецкий А.П., Болотов В.И., Иванова Л.И.* и др. Геология и метаморфизм зоны Колмозеро–Воронья // Геология и геохимия метаморфических комплексов Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1975. С. 36–46.
- Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 306 с.
- Белоусов В.В.* Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 256 с.
- Белоусов В.В.* Земная кора и верхняя мантия материков. М.: Наука, 1966. 123 с.
- Березина Г.А.* О связи граничных скоростей фундамента Восточно-Европейской платформы с его вещественным составом // Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1976. Т. 1. С. 207–211.
- Берзенин Б.З., Бойко В.Л., Бобров А.Б.* Древнейшие гранитоиды Украинского щита // Древнейшие гранитоиды СССР (комплекс серых гнейсов). Л.: Наука, 1981. С. 108–115.
- Берковский А.Н.* Геофизическое районирование фундамента // Основные проблемы геологического строения Русской плиты. Л.: Наука, 1979. С. 7–23.
- Бибикова Е.В., Богданова С.В., Кирицова Т.И., Попова Л.П.* Уран-свинцовый возраст чарнокитоидов Волго-Уральской области // Докл. АН СССР. 1984. Т. 276, № 4. С. 916–919.
- Бибикова Е.В., Лесная И.М., Грачева Т.В.* и др. Изотопный возраст эндрбитов Побужья // ДАН СССР. 1982. Т. 263, № 1. С. 159–162.
- Бибикова Е.В., Макаров В.А., Грачева Т.В., Калинин О.М.* Древнейшие породы Омолонского массива // Древнейшие гранитоиды СССР (комплекс серых гнейсов). Л.: Наука, 1981. С. 137–146.

- Биркис А.П., Богданова С.В., Волох А.Г.* и др. Тектоника кристаллического фундамента Балтийской синеклизы и сопредельных районов // Сов. геология. 1972. № 6. С. 108–113.
- Богатиков О.А., Биркис А.П.* Магматизм докембрия Западной Латвии. М.: Наука, 1973. 138 с.
- Богатиков О.А., Богданова С.В., Марков М.С.* Серые гнейсы архея и проблемы направленности развития континентальной земной коры // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 4. С. 8–22.
- Богатиков О.А., Богданова С.В., Марков М.С.* Серые гнейсы архея и некоторые основные проблемы геологии // Древнейшие гранитоиды СССР (комплекс серых гнейсов). Л.: Наука, 1981. С. 14–21.
- Богатиков О.А., Марков М.С., Рябчиков И.Д.* Магматизм ранних стадий развития Земли // Ранние этапы развития Земли. М.: Наука, 1979. С. 21–34.
- Богданов А.А.* О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ (на примере Восточно-Европейской платформы) // Сов. геология. 1964. № 9. С. 3–28.
- Богданов А.А.* Тектоническая история территории СССР и сопредельных стран // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1968. № 1. С. 5–24.
- Богданов Ю.Б., Былинский Р.В., Глебовицкий В.А., Доливо-Добровольский А.В.* Главный Беломорский шов // Геотектоника. 1980. № 3. С. 35–44.
- Богданов Ю.Б., Доливо-Добровольский А.В., Леманов Е.В.* Роль космических снимков в изучении движений блоков земной коры // Исследование природной среды космическими средствами: Геология и геоморфология. М.: ВИНТИ, 1976. Т. 5. С. 148–160.
- Богданова М.Н., Ефимов М.М.* Геологическое строение Кандалакшско-Колвицкой структурно-формационной зоны // Геология докембрия Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1984. С. 19–30.
- Богданова С.В.* Геологическое строение и петрография докембрийских отложений Мухановского газонефтяного месторождения (Куйбышевская область) // Тр. МИНХ и ГП. 1960. Вып. 27. С. 237–248.
- Богданова С.В.* О соотношении минералогическо-петрографического состава пород кристаллического фундамента и верхнедокембрийских отложений Куйбышевского Заволжья // ДАН СССР. 1966а. Т. 169, № 1. С. 401–404.
- Богданова С.В.* Петрография и структура кристаллического фундамента Куйбышевского Заволжья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1966б. 22 с.
- Богданова С.В.* Анортозиты Волго-Уральской области // Анортозиты СССР. М.: Наука, 1974. С. 57–69.
- Богданова С.В.* Роль терригенных образований архея в формировании гранулитовых поясов Русской плиты // Тез. Всесоюз. рабочего сем. по терригенным образованиям раннего докембрия. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1977. С. 39–41.
- Богданова С.В.* Туймазинский комплекс – пример высокоглиноземистой вулканоплутонической ассоциации архея // Тез. докл. III регион. петрогр. совещ. Киев: Наук. думка, 1979. С. 91–92.
- Богданова С.В.* Серые гнейсы в фундаменте Русской плиты // Древнейшие гранитоиды СССР (комплекс серых гнейсов). Л.: Наука, 1981. С. 96–107.
- Богданова С.В., Вайнер М.И., Петренко А.С., Эдуардова Л.Н.* Выявление структурных особенностей разломов Волго-Уральской области математическими методами // Геотектоника. 1980. № 6. С. 34–41.
- Богданова С.В., Веселовская М.М., Лапинская Т.А.* Магматические комплексы раннего докембрия восточных и центральных районов Русской плиты и их формационная корреляция // Геология, петрология и корреляция кристаллических комплексов Европейской части СССР: (Тр. 3-го регион. петрогр. совещ., Днепропетровск, 18–20 сент. 1979 г.) Л.: Недра, 1982. С. 61–71.
- Богданова С.В., Гафаров Р.А., Новикова А.С.* Схема тектоники фундамента Восточно-Европейской платформы // Тектоника территории СССР. М.: Наука, 1979. С. 47–58.
- Богданова С.В., Гафаров Р.А.* Состав и строение фундамента восточной части Русской плиты и некоторые особенности континентальной коры в раннем докембрии // Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1978. С. 71–108.
- Богданова С.В., Горюхов И.Н., Крылов И.Н.* и др. Rb-Sr возраст гранулитов Волго-Уральской области // ДАН СССР. 1979. Т. 244, № 3. С. 707–709.
- Богданова С.В., Лапинская Т.А.* О строении разреза докембрийского фундамента Туймазинской опорной скважины № 2000 // ДАН СССР, 1970. Т. 194, № 5. С. 1149–1152.
- Богданова С.В., Лапинская Т.А.* Докембрийский фундамент восточной части Русской плиты и принципы его стратиграфического расчленения // Стратиграфия архея и нижнего протерозоя СССР. Л.: Наука, 1979. С. 84–91.
- Богданова С.В., Лапинская Т.А., Подоба Н.В.* Петрофизическая характеристика фундамента Восточно-Европейской платформы // Изучение геологического строения Восточно-Европейской платформы геофизическими методами. М.: Недра, 1971. С. 47–87.
- Богданова С.В., Лапинская Т.А., Постников А.В.* Метаморфические комплексы фундамента восточной части Русской плиты // Метаморфические комплексы фундамента Русской плиты. М.: Наука, 1978. С. 156–198.
- Богданова С.В., Петренко А.С.* Отражение стратиграфической и метаморфической зональ-

- ности фундамента Татарского свода в его петрофизической характеристике и геофизических полях // Петрография фундамента и осадочных отложений нефтегазоносных областей СССР. М.: Недра, 1977. С. 28–39.
- Богданова С.В., Подоба Н.В., Серова А.Д.* О глубинной структуре и составе фундамента восточной части Русской плиты // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 12. С. 19–31.
- Богданова С.В., Попова Л.П., Кудряцева Е.И.* О петрофизической характеристике гранитоидных комплексов Волго-Уральской области // Петрография фундамента и осадочных отложений нефтегазоносных областей СССР. М.: Недра, 1977. С. 40–47.
- Божко Н.А.* Тектоно-термальная переработка докембрийского фундамента Гондваны // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1979. № 5. С. 17–30.
- Бондаренко Л.П., Дагелайский В.Б., Берковский А.Н.* Железородные образования раннего докембрия фундамента Русской плиты // Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977. С. 117–129.
- Бондаренко Л.П., Дагелайский В.Б., Берковский А.Н.* Эволюция метаморфических процессов в фундаменте Русской плиты // Метаморфические комплексы фундамента Русской плиты. Л.: Наука, 1978. С. 199–215.
- Бондаренко Л.П., Дагелайский В.Б.* Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. Л.: Наука, 1968. 168 с.
- Бондаренко Л.П., Дагелайский В.Б.* Средняя плотность пород кольской серии // Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1976. Т. 1. С. 215–217.
- Бондаренко Л.П., Дагелайский В.Б.* Кристаллические образования раннего докембрия юго-восточных склонов Балтийского щита и центральных районов Русской плиты // Метаморфические комплексы фундамента Русской плиты. Л.: Наука, 1978. С. 15–42.
- Борисов А.А.* Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М.: Недра, 1967. 303 с.
- Борукаев Ч.Б.* Некоторые проблемы тектоники докембрия // Докембрий континентов: Основные черты тектоники. Новосибирск: Наука, 1977. С. 151–210.
- Борукаев Ч.Б.* Завершающая складчатость, орогенез, диасхизис и кратонизация // Проблемы эволюции геологических процессов. Новосибирск: Наука, 1981. С. 21–39.
- Борукаев Ч.Б.* Структура докембрия и тектоника плит. Новосибирск: Наука, 1985. 190 с.
- Борукаев Ч.Б., Косыгин Ю.А., Парфенов Л.М.* Принципы тектонического районирования докембрия // Геология и геофизика. 1969. № 1. С. 3–15.
- Бронгулеев В.Вад., Бронгулеев В.В.* Структурные связи поверхности Мохоровичича и поверхности докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы // Изв. вузов. Геология и разведка. 1978. № 2. С. 145–152.
- Бугайло В.А., Дружинин В.С., Орлов Г.Г., Рыбалко Л.Ф.* К вопросу о геологической природе Манчжурской магнитной аномалии // Строение и развитие земной коры и структур рудных полей Урала по геофизическим данным. Свердловск, 1976. С. 29–36.
- Валеев Р.Н.* Авлакогены Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1978. 151 с.
- Варданянц Л.А.* Геологическая карта кристаллического фундамента Русской платформы масштаба 1:2 500 000. Л.: Недра, 1966. 29 с.
- Вейзер Я.* Эволюция отношения $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ в морской воде в течение геологической истории и ее значение как показателя эволюции земной коры // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 565–575.
- Великославинский Д.А., Биркис А.П., Богатиков О.А.* и др. Анортозит-ралакиви-гранитная формация Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1978. 296 с.
- Веселовская М.М.* Архей, нижний и средний протерозой // Геология СССР. М.: Недра, 1971. Т. 4. С. 38–70.
- Веселовская М.М.* К петрографии кристаллического фундамента Русской платформы (центральная часть) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 6. С. 130–135.
- Ветрин В.Р.* Гранитоиды Мурманского блока. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1984. 124 с.
- Виноградов А.Н., Виноградова Г.В.* Эндербиты Каньтяярвского массива и проблема петрохимического типа первичнокоровых гранитов // Древнейшие гранитоиды Балтийского щита. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1979. С. 91–111.
- Виноградов А.П.* Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–571.
- Виноградов А.П., Тугаринов А.И., Кнорре К.Г.* и др. О возрасте кристаллического основания Русской платформы // Геология докембрия: МГК. 21-я сес.: Докл. сов. геологов. М.: Недра, 1961. С. 132–148.
- Володичев О.И., Король Н.Е.* Геология и метаморфизм пород гранулитовой фации беломорского комплекса // Петрология глубоко-метаморфизованных комплексов Карелии. Петрозаводск: Карел. фил. АН СССР, 1983. С. 5–26.
- Вулканисты раннего докембрия Кольского полуострова (атлас тектур и структур). Л.: Наука, 1980. 160 с.*
- Высокоградные режимы метаморфизма в развитии земной коры. Л.: Наука, 1982. 229 с.*
- Гаррис М.А., Лапинская Т.А., Ситдииков Б.С., Соловьева Н.Н.* Основные этапы магматизма и метаморфизма в докембрии на территории восточной части Русской платформы // Абсолютное датирование тектоно-магмати-

- ческих циклов и этапов оруденения. М.: Наука, 1966. С. 210–224.
- Гафаров Р.А.* Строение складчатого фундамента Восточно-Европейской платформы по геофизическим данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1963. № 8. С. 56–67.
- Гафаров Р.А.* Строение фундамента Восточно-Европейской платформы и некоторые вопросы сравнительной тектоники древних платформ // Тектоника древних платформ. М.: Наука, 1973. С. 82–94.
- Гафаров Р.А.* Сравнительная тектоника фундамента и типы магнитных полей древних платформ. М.: Наука, 1976. 270 с.
- Геологическая карта докембрийского фундамента Русской платформы масштаба 1:5 000 000 /Под ред. Л.А. Варданянца. Л.: Гостехиздат, 1960.
- Геология и петрология архейского гранито-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии. Л.: Наука, 1978. 264 с.
- Геология, петрология и корреляция кристаллических комплексов Европейской части СССР // Тр. 3-го регион. петрогр. совещ., Днепрпетровск, 18–20 сент. 1979 г. Л.: Недра, 1982. 224 с.
- Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1976. Т. I/II. 488 с.
- Геолого-петрографическая карта фундамента Восточно-Европейской платформы. Под ред. Н.В. Неволлина, Т.А. Лапинской. М-Б 1:2 500 000. Киев. Киевгеология, 1976.
- Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л.: Наука, 1972. 193 с.
- Гилярова М.А.* Стратиграфия, структуры и магматизм докембрия восточной части Балтийского щита. Л.: Недра, 1974. 223 с.
- Гилярова М.А.* Стратиграфия докембрия восточной части Балтийского щита // Стратиграфия архея и нижнего протерозоя СССР. Л.: Наука, 1979. С. 46–56.
- Главные черты геологического строения докембрийского фундамента Прибалтики // Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1976. Т. 1. С. 40–48.
- Глебовицкий В.А.* Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л.: Наука, 1973. 128 с.
- Глебовицкий В.А.* Схема минеральных фаций и термодинамический режим метаморфизма // Термодинамический режим метаморфизма. Л.: Наука, 1976. С. 105–120.
- Глубинные исследования архейского фундамента востока Русской платформы в Миннибаевской скважине 20 000. Казань: Татар. кн. изд-во, 1976. 188 с.
- Глубинные исследования докембрия востока Русской платформы: Сб. ст. Казань: Татар. кн. изд-во, 1980. 176 с.
- Глуховский М.З.* О кольцевых структурах и линейных разломах Алданского щита и Становой области (по данным дешифрирования телевизионных космических снимков) // Геотектоника. 1976. № 5. С. 36–48.
- Глуховский М.З., Павловский Е.В.* К проблеме ранних стадий развития Земли // Геотектоника. 1973. № 2. С. 3–8.
- Гончаров М.А.* Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М.: Недра, 1979. 246 с.
- Горина А.Б.* Высокоглиноземистые породы большечеремшанского структурно-вещественного комплекса // Тр. МИНХ и ГП им. И.М. Губкина. 1982. Вып. 161. С. 47–56.
- Горина А.Б., Дмитриенко Н.К., Лапинская Т.А.* О генезисе метаморфических образований, слагающих фундамент Волго-Уральской области // Тр. МИНХ и ГП им. Губкина. 1969. Вып. 91. С. 134–139.
- Горлов Н.В.* Гранито-гнейсовые купола раннего докембрия // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 12. С. 61–76.
- Горяшов П.М.* Геология и генезис железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова. Л.: Наука, 1976. 147 с.
- Гранитоиды Воронежского кристаллического массива // Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1976. Т. II. С. 47–54.
- Гранулитовая фация метаморфизма. Л.: Наука, 1972. 256 с.
- Грачев А.Ф., Федоровский В.С.* Зеленокаменные пояса докембрия: рифтовые зоны или островные дуги? // Геотектоника. 1980. № 5. С. 3–24.
- Губкин И.М.* Урало-Волжская нефтеносная область (Второе Баку). М.: Изд-во АН СССР, 1940. 117 с.
- Гудвин А.М.* Архейский вулканизм на Канадском щите // Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977. С. 139–153.
- Гудвин А.М.* Гигантская метеоритная бомбардировка и развитие континентальной земной коры // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 87–107.
- Дедеев В.А., Берковский А.Н., Запольнов А.К.* Внутренняя структура фундамента Русской и Тимано-Печорской плит и основные этапы его формирования // Тектоника фундамента древних платформ. М.: Наука, 1973. С. 21–29.
- Дедеев В.А., Шустова Л.Е.* Геоблоки Европейской части СССР. Сыктывкар, 1976. Вып. 25. 52 с. Препр.
- Добрецов Н.Л.* Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 200 с.
- Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С.* и др. Фации метаморфизма. М.: Недра, 1970. 432 с.
- Доброхотов М.Н., Шербак Н.П.* Стратиграфическая схема докембрийских образований Украинского щита // Стратиграфия архея и нижнего протерозоя СССР. М.: Наука, 1979. С. 64–72.
- Докембрий континентов: Древние платформы Евразии. Новосибирск: Наука, 1977. 312 с.

- Долгинов Е.А. Докембрийские складчатые пояса индоокеанских и атлантических окраин континентов: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: МГРИ, 1980. 46 с.
- Долгинов Е.А., Моралев В.М., Поникаров В.П. О типах раннедокембрийских структур // Геотектоника. 1973. № 2. С. 8–19.
- Доливо-Добровольский А.В., Стрельников С.И. Роль космических снимков в изучении линейных и кольцевых структур земной коры // Исследование природной среды космическими средствами. М.: ВИНТИ, 1976. Т. 5. С. 184–202.
- Домниковский Г.Г., Домникова Д.А. Петрология докембрия Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1978. 196 с.
- Древнейшие гранитоиды СССР (комплекс серых гнейсов). Л.: Наука, 1981. 152 с.
- Егорова Л.З. Строение и состав кристаллического фундамента и бавлинских отложений Куйбышевской и Оренбургской областей. Куйбышев, 1964. 145 с. (Тр. КуйбышевНИИ; Вып. 24).
- Жданов В.В. Метаморфизм и глубинное строение норит-диоритовой серии Русской Лапландии. М.: Наука, 1966. 66 с.
- Журавлев В.С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогенальных впадин Европейской платформы. М.: Наука, 1972. 399 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 232).
- Загородный В.Г., Радченко А.Т. Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1983. 96 с.
- Зайцев Ю.А. Эволюция геосинклиналей (овальный концентрически-зональный тип). М.: Недра, 1984. 208 с.
- Зандер В.Н., Томашунас Ю.И., Берковский А.Н. и др. Геологическое строение фундамента Русской плиты. Л.: Недра, 1967. 123 с.
- Зеленокаменные пояса древних щитов. М.: Наука, 1982. 168 с.
- Земная кора восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 232 с.
- Золотарев Б.П. Петрология базальтов современного океана в связи с их тектонической позицией // Геотектоника. 1979. № 1. С. 22–35.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.
- Изотопная геология Украины. Киев: Наук. думка, 1980. 258 с.
- Изучение геологического строения Восточно-Европейской платформы геофизическими методами. Л.: Недра, 1971. 120 с.
- Кавеев И.Х., Баранов В.В., Близев А.Б., Рахимова Л.М. Некоторые геолого-геофизические аспекты строения докембрийских образований восточной Татарии // Глубинные исследования докембрия востока Русской платформы. Казань: Татар. кн. изд-во, 1980. С. 144–149.
- Калев Г.И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев: Наук. думка, 1965. 191 с.
- Калев Г.И. Проблема связи гранитоидного магматизма и складчатости фундамента // Геотектоника. 1970. № 1. С. 16–29.
- Калев Г.И. Тектоника Украинского щита и положение его в структуре Восточно-Европейской платформы // Тектоника древних платформ. М.: Наука, 1973. С. 50–60.
- Калев Г.И. Ранний докембрий и тектоника плит // Проблемы тектоники раннего докембрия. Л., 1980. С. 169–178.
- Камалетдинов М.А. К вопросу о покровной тектонике Урала в свете новых данных // Геотектоника. 1965. № 1. С. 106–117.
- Камалетдинов М.А., Постников Д.В. Тектоническое строение докембрийского фундамента Татарского свода (Восточно-Европейская платформа) // ДАН СССР, 1979. Т. 248. С. 418–421.
- Каратаев Г.И. Корреляционная схема геологической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. Новосибирск: Недра, 1966. 163 с.
- Карпинский А.П. Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России // Изв. Рос. акад. наук. 1894. Сер. 5. № 1. С. 19.
- Карпинский А.П. К тектонике Европейской России // Изв. Рос. акад. наук. 1919. Сер. 6. № 12/15. С. 573–590.
- Карта докембрийских формаций Восточно-Европейской платформы. М-б 1:2 500 000 / Ред. Ю.Р. Беккер. М.: Аэрогеология, 1978.
- Карта метаморфических поясов СССР. М-б 1:2 500 000 / Под ред. К.О. Кратца, В.А. Глебовицкого. М.: Аэрогеология, 1975.
- Карта разломов территории СССР и сопредельных территорий. М-б 1:2 500 000 / Под ред. А.В. Пейве, А.В. Сидоренко. М.: Аэрогеология, 1980.
- Каталог определений возраста горных пород СССР радиогеохимическими методами. Русская платформа (кристаллический фундамент и вулканогенно-осадочный покров). Л.: ВСЕГЕИ, 1978. 300 с.
- Кейльман Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 100 с.
- Келлер Б.М., Кратц К.О., Митрофанов Ф.П. и др. Информация о Всесоюзном совещании по общим вопросам расчленения докембрия // Сов. геология. 1977. № 12. С. 48–52.
- Ковард М.П., Лингерт Б.К., Райт Л.И. Ранняя деформация в осадочных породах и гнейсах северной части пояса Лимпопо // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 328–337.
- Козлова Е.Ф., Патрушева В.А. О методике и результатах изучения плотностных неоднородностей фундамента Восточно-Европейской платформы // Прикл. геофизика. 1972. Вып. 69. С. 107–115.
- Козлова Е.Ф., Патрушева В.А. Методика и результаты интерпретации гравиметрических материалов для изучения глубинного геоло-

- гического строения Русской плиты // Разведоч. геофизика. 1976. Вып. 72. С. 105–112.
- Конди К.* Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
- Конишкв А.З., Травин Л.В., Шалек Е.А.* Петрохимия метабазитов и базальтоидный вулканизм архея Восточной Сибири // Проблемы докембрийского магматизма. Л.: Наука, 1974. С. 225–231.
- Коопельмаа Х.Я., Клейн В.М., Пуура В.А.* Метаморфические комплексы кристаллического фундамента Эстонии // Метаморфические комплексы Русской плиты. Л.: Наука, 1978. С. 43–76.
- Кориковский С.П.* Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М.: Наука, 1967. 298 с.
- Кранк Э.* О складчатых движениях в зоне фундамента // Новости зарубежной геологии. Л., 1962. Вып. 31. С. 86–113.
- Кратц К.О.* Геология карелии Карелии. Л., 1963. 209 с. (Тр. ЛАГЕД АН СССР; Вып. 16).
- Кратц К.О., Вревский А.Б., Платунова А.П.* О некоторых типах кратоносов в докембрии // Проблемы тектоники раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. С. 45–56.
- Кратц К.О., Лобач-Жученко С.Б.* Что такое серые гнейсы? Догадки и проблемы // Древнейшие гранитоиды СССР (комплекс серых гнейсов). Л.: Наука, 1981. С. 5–13.
- Кратц К.О., Митрофанов Ф.П.* О докембрийской земной коре материков (древних щитов), ее становлении и тектонической эволюции // Проблемы тектоники раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. С. 147–169.
- Кренер А.* Складчатые пояса и тектоника плит в докембрии // 27-я сесс. МГК: Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 5. С. 106–119.
- Крестин Е.М.* Докембрий КМА и основные закономерности его развития // Изв. вузов. Геология и разведка. 1980. № 3. С. 3–23.
- Кристаллический фундамент Эстонии.* М.: Наука, 1983. 208 с.
- Кропоткин П.Н., Валиев Б.М., Гафаров Р.А.* и др. Глубинная тектоника древних платформ Северного полушария. М.: Наука, 1971. 392 с.
- Крутиховская З.А., Пашкевич И.К., Силина И.М.* Магнитная модель и структура земной коры Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1982. 216 с.
- Крылов И.Н., Левченко О.А., Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П.* Гетерогенность строения и развития архейской литосферы Карельской гранит-зеленокаменной области // 27-я сесс. МГК: Доклады М.: Наука, 1984. Т. 5. С. 100–106.
- Лазарев Ю.А.* О периодизации геологических событий и процессов докембрия // Земная кора восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. С. 28–36.
- Лапинская Т.А., Богданова С.В.* Ультраосновные породы в докембрийском фундаменте Куйбышевского Поволжья // Тр. МИНХ и ГП. 1962. Вып. 38. С. 54–68.
- Лапинская Т.А., Богданова С.В.* Проявления магнетитового оруденения в докембрийских породах фундамента восточной части Русской платформ // Рудоносность Русской платформы. М.: Наука, 1965. С. 54–70.
- Лапинская Т.А., Богданова С.В.* Формация графитоносных высокоглиноземистых гнейсов восточной части Русской платформы // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1975. С. 239–244.
- Лапинская Т.А., Богданова С.В.* Основные черты геологического строения и главнейшие метаморфические и магматические комплексы докембрийского фундамента Волго-Уральской нефтегазоносной области // Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1976. Т. 1. С. 106–115.
- Лапинская Т.А., Богданова С.В., Горина А.Б.* Метаморфические комплексы в разрезе Миннибаевской скважины 20 000 // Петрология и корреляция кристаллических комплексов Восточно-Европейской платформы. Киев: Наук. думка, 1979. С. 188–189.
- Лапинская Т.А., Богданова С.В., Журавлев Е.Г.* Петрография и тектонические особенности кристаллического фундамента Волго-Уральской нефтегазоносной области // Тр. МИНХ и ГП. 1963. Вып. 43. С. 280–297.
- Лапинская Т.А., Богданова С.В., Подоба Н.В.* Петрофизические особенности пород фундамента восточной части Русской платформы // Вопросы петрологии и рудоносности кристаллического фундамента БССР и смежных районов. Минск: Наука и техника, 1971. С. 213–243.
- Лапинская Т.А., Богданова С.В., Попова Л.П.* Геологическое строение, петрография и физические свойства пород фундамента района бурения Миннибаевской скважины 20 000 // Глубинные исследования архейского фундамента востока Русской платформы в Миннибаевской скважине 20 000. Казань: Татар. кн. изд-во, 1976. С. 33–47.
- Лапинская Т.А., Князев В.С.* Кристаллический фундамент Поволжья и Прикамья // Геология СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1967. Т. 11. Ч. 1. С. 54–70.
- Ларин В.Н.* Гипотеза изначально гидридной Земли. М.: Недра, 1980. 156 с.
- Левковский Р.З.* Рапакиви. Л.: Недра, 1975. 224 с.
- Лейтес А.М., Федоровский В.С.* Важнейшие этапы становления континентальной земной коры юга Сибирской платформы в раннем докембрии // Геотектоника. 1977. № 1. С. 3–23.
- Лениных В.И., Краснобаев А.А.* Абсолютный возраст метаморфических пород // Петрология и железорудные месторождения тараташского комплекса. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 69–76.

- Ленных В.И., Панков Ю.Д., Петров В.И. Петрология и метаморфизм мигматитового комплекса // Петрология и железорудные месторождения тараташского комплекса. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 3–45.
- Летников Ф.А. Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск: Наука, 1975. 214 с.
- Лобач-Жученко С.Б. Основные проблемы геологии гранитоэлюенокаменных областей раннего докембрия // Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977. С. 46–58.
- Лобач-Жученко С.Б. Плаггиограниты раннего докембрия – генетические связи и формационная принадлежность // Тр. Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР. 1979. Вып. 155. С. 140–161.
- Лобач-Жученко С.Б. Гранитообразование в становлении и эволюции земной коры Балтийского щита // Проблемы тектоники раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. С. 123–138.
- Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Краснова А.Ф. К-Аг зоны восточной части Балтийского щита и их сравнение с некоторыми структурами фундамента Русской плиты // Основные проблемы геологического строения фундамента Русской плиты. Л.: Наука, 1979. С. 83–93.
- Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Байкова В.С. Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л.: Наука, 1974. 208 с.
- Лобов В.А., Кавеев И.Х. Волго-Уральская антеклиза // Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР. М.: Наука, 1977. С. 97–100.
- Луговенко В.Н. Статистический анализ аномального магнитного поля. М.: Наука, 1974. 200 с.
- Лутц Б.Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М.: Наука, 1975. 167 с.
- Лутц Б.Г. Базальт-андезит-дацитовые формации раннего докембрия и их сравнение с современными аналогами // Геотектоника. 1978. № 4. С. 23–34.
- Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.
- Луцицкий И.В., Бондаренко П.М. Проблема генезиса вертикальных концентрических структур по данным моделирования // Палеовулканологические реконструкции. Новосибирск: Наука, 1976. С. 13–24.
- Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра, 1965. 379 с.
- Маракушев А.А. Петрология метаморфических горных пород. М.: Изд-во МГУ, 1973. 322 с.
- Маракушев А.А. Значение метаморфизма в формировании континентальной земной коры // Докембрий: МГК. 26-я сес.: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1980. С. 39–45.
- Маракушев А.А., Кудрявцев В.А. Парагенезис гипертена с силлиманитом и его петрологическое значение // ДАН СССР. 1965. Т. 164. № 1. С. 179–183.
- Маракушев А.А., Перчук Л.П. Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов // Докл. I Междунар. геохим. конгр. М.: Наука, 1972. Т. 3, кн. 1. С. 3–9.
- Марков М.С. Об особенностях развития земной коры в раннем докембрии (на примере Канадского щита) // Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР. Сер. геол. 1962. Вып. 5. С. 70–76.
- Марков М.С. Метаморфические комплексы и "базальтовый" слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. 232 с.
- Марков М.С. Ранние этапы развития земной коры // Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981. С. 104–112.
- Международная тектоническая карта Европы и смежных областей. М-б 1:2 500 000. 2-е изд. / Под ред. А.В. Пейве, А.А. Богданова, В.Е. Хаина. 1981.
- Металлогения скрытых линейментов и концентрических структур. М.: Недра, 1984. 272 с.
- Метаморфические комплексы фундамента Русской плиты. Л.: Наука, 1978. 222 с.
- Милановский Е.Е. К проблеме происхождения и развития линейных структур платформ // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1979. № 6. С. 29–58.
- Мирская Д.Д. О стратиграфическом разрезе раннего докембрия на Кольском полуострове (Кейвская зона) // Стратиграфия архея и нижнего протерозоя. Л.: Наука, 1979. С. 42–46.
- Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М.: Мир, 1976. 536 с.
- Моралев В.М., Глуховский М.З. Тектонические условия проявления эндогенных процессов в раннем докембрии Алданского щита // Проблемы тектоники раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. С. 84–90.
- Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозоид Евразии. М.: Наука, 1975. 318 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 268).
- Мошинская И.П. Классификация и геологическая природа изометрических магнитных аномалий ряда районов Русской плиты // Прикл. геофизика. 1973. Вып. 70. С. 98–111.
- Муратов М.В. Главнейшие эпохи складчатости и мегастадии развития земной коры // Геотектоника. 1965. № 1. С. 6–29.
- Муратов М.В. Раннепротерозойский (афебский) этап развития древних платформ и его роль в истории их формирования // Геотектоника. 1979. № 2. С. 3–28.
- Муслимов Р.Х., Лобов В.А., Латинская Т.А. и др. Результаты бурения скв. 20 000 на кристаллический фундамент в ТА ССР // Сов. геология. 1977. № 6. С. 110–116.
- Наливкина Э.Б. Чарнокиты юго-западной части Украинского кристаллического массива и их генезис. М.: Недра, 1964. 123 с.
- Неволин Н.В. Геологическое значение гравитационных и магнитных аномалий центральных и восточных районов Русской платформы // Геология нефти. 1957. № 3. С. 18–25.
- Неволин Н.В. Основные черты геологического строения фундамента Восточно-Европейской

- платформы // Изучение геологического строения Восточно-Европейской платформы геофизическими методами. М.: Недра, 1971. С. 87–91.
- Неволин Н.В., Богданова С.В., Лапинская Т.А.* и др. Основные черты строения фундамента Восточно-Европейской платформы // Геология докембрия: МГК. 23-я сес.: Докл. сов. геологов. М.: Недра, 1968. С. 88–91.
- Неволин Н.В., Веселовская М.М.* Главные черты геологического строения докембрийского фундамента Московской синеклизы и севера Русской плиты // Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1976. Т. 1. С. 19–27.
- Неволин Н.В., Козлова Е.В., Патрушева В.А.* Рельеф поверхности Мохоровичича Восточно-Европейской платформы и прилегающих территорий // Сов. геология. 1979. № 11. С. 42–52.
- Неволин Н.В., Ртищева В.Ф.* К вопросу о строении глубинных слоев земной коры и поверхности Мохо // Изучение геологического строения Восточно-Европейской платформы геофизическими методами. М.: Недра, 1971. С. 85–87.
- Негуща В.З.* Раннепротерозойские этапы развития восточной части Балтийского щита. М.: Недра, 1984. 270 с.
- Негуща Т.Ф.* Палеогеография и литогенез раннего протерозоя области сочленения карелид и беломорид. Л.: Изд-во ЛГУ, 1979. 125 с.
- Новикова А.С.* К вопросу о тектоническом положении рифейских вулканогенных пород на Русской платформе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1959. № 1. С. 9–29.
- Новикова А.С.* К вопросу о природе авлакогенов Восточно-Европейской платформы // Вулканизм и тектогенез: МГК, 23-я сес.: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1968. С. 129–134.
- Новикова А.С.* Зоны метабазитов в фундаменте Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1975. 151 с.
- Новикова А.С.* Тектоника фундамента древних платформ // Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980. С. 7–28.
- Озерская М.Л.* Физические свойства пород кристаллического фундамента // Прикл. геофизика. 1955. Вып. 13. С. 28–40.
- Океаническая и континентальная кора в докембрии // Проблемы тектоники раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. С. 139–147.
- Осипов М.А.* Контракция гранитоидов и эндогенное минералообразование. М.: Наука, 1974. 158 с.
- Осипов М.А.* Формирование расслоенных плутонов с позиций термоусадки. М.: Наука, 1982. 99 с.
- Основные проблемы геологического строения Русской плиты. Л.: Наука, 1979. 120 с.
- Павлова Н.Н., Кузменкова Г.Е.* Исследования прочности и пластичности пород кристаллического фундамента Русской платформы при высоких давлениях // Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. М.: Наука, 1968. С. 197–207.
- Павлова Т.Г.* Гранито-гнейсовые купола и их развитие во времени // Геотектоника. 1972. № 4. С. 38–47.
- Павловский Е.В.* О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии // Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та АН СССР. Сер. геол. 1962. Вып. 5. С. 77–108.
- Павловский Е.В.* Происхождение и развитие земной коры материков // Геотектоника. 1975. № 6. С. 3–14.
- Павловский Е.В., Марков М.С.* Некоторые общие вопросы геотектоники // Структура докембрия и связь магматизма с тектоникой. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 9–53.
- Пап А.М.* Кристаллический фундамент Белоруссии. М.: Недра, 1977. 127 с.
- Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненшайн Л.П.* и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты // Геотектоника. 1976. № 5. С. 6–23.
- Петренко А.С.* Плотностная характеристика амфиболитов и других пород кристаллического фундамента Татарского свода // Изв. вузов. Геология и разведка. 1972. № 11. С. 52–56.
- Петренко А.С.* Система данных о строении фундамента и ее использование при поисках нефтегазоносных объектов в осадочном чехле Волго-Уральской области: Автореф. дис... канд. геол.-минерал. наук. М.: ИГиРГИ, 1978. 24 с.
- Петров Б.М.* Ранний докембрий Воронежского массива в свете радиологических данных // Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1976. Т. 1. С. 139–145.
- Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Новосибирск: Наука, 1977. 220 с.
- Петромагнитная карта геологических формаций восточной части Балтийского щита / Ред. Н.Б. Дортман. Л.: Мингео СССР, 1978.
- Петроплотностная карта геологических формаций восточной части Балтийского щита / Ред. Н.Б. Дортман, М.Ш. Магид. Л.: Мингео СССР, 1978.
- Петрофизическая характеристика советской части Балтийского щита, Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1976. 158 с.
- Платунова А.П.* О "литосферных" сегментах Кольского полуострова и разграничивающих их шовных зонах // Восточная часть Балтийского щита: Геология и глубинное строение. Л.: Наука, 1975. С. 84–102.
- Подоба Н.В.* Результаты изучения плотностей пород докембрийского фундамента восточной части Русской платформы и опыт их совместного изучения с геофизическими данными // Прикл. геофизика. 1959. Вып. 22. С. 157–186.
- Подоба Н.В., Серова А.Д.* Состав и строение складчатого основания восточной части

- Русской платформы // Прикл. геофизика. 1962. Вып. 34. С. 145–170.
- Половинкина Ю.Ир.* О стратиграфическом расчленении древней гнейсовой толщи Украины // ДАН СССР. 1960. Т. 134, № 4. С. 909–912.
- Померанцева И.В.* О скоростной характеристике, строении и возможном составе кристаллической толщи земной коры // Прикл. геофизика. 1964. Вып. 38. С. 3–24.
- Попова Л.П.* Архейские гранитоидные комплексы // Тр. МИНХ и ГП. 1982. Вып. 161. С. 57–68.
- Попова Л.П.* Бакалинский комплекс гранитов Волго-Уральской нефтегазоносной провинции // Тр. МИНХ и ГП. 1984. Вып. 179. С. 32–43.
- Попова Л.П., Горина А.Б.* Протерозойские гранитоиды Татарского свода // Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1976. Т. 2. С. 54–59.
- Поротова Г.А., Былинский Р.В.* Глубинное строение, по результатам региональных геофизических исследований // Земная кора восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. С. 99–112.
- Постников А.В.* Состав и структурное положение ранне-среднепротерозойских образований фундамента Волго-Уральской нефтегазоносной провинции: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МИНХ и ГП, 1976. 26 с.
- Постников А.В.* Коматииты в составе фундамента Русской плиты // Петрология и корреляция кристаллических комплексов Восточно-Европейской платформы. Киев.: Наук. думка, 1979. С. 88–89.
- Постников Д.В.* Разрез нижнего докембрия в Туймазинском районе // ДАН СССР. 1967. Т. 172, № 5. С. 1154–1157.
- Постникова И.Е.* Верхний докембрий Русской плиты и его нефтегазоносность. М.: Недра, 1977. 222 с.
- Предоуский А.А.* Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1970. 116 с.
- Прияткина Л.А.* Строение протерозойского разлома на Кольском полуострове // ДАН СССР. 1974. Т. 214, № 5. С. 1153–1156.
- Прияткина Л.А., Шарков Е.В.* Геология Лапландского глубинного разлома. Л.: Наука, 1979. 128 с.
- Проблемы геологии докембрия Карело-Кольского региона. Петрозаводск: Карел. фил. АН СССР, 1976. 72 с.
- Пушкарев Ю.Д., Кравченко Э.В., Шестаков И.И.* Геохронометрические реперы докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1978. 136 с.
- Пушаровский Ю.М.* Крупные неоднородности в строении земной коры и их возможные интерпретации // Геотектоника, 1982. № 5. С. 3–16.
- Радченко А.Т.* Структура Имандра-Варзугской зоны // Геологическое строение и развитие структурных зон докембрия Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1980. С. 59–89.
- Развалаяев А.В., Поникаров В.П.* Эволюция земной коры в областях активного континентального рифтогенеза // Геотектоника. 1980. № 3. С. 3–15.
- Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР. М.: Наука, 1977. 143 с.
- Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. 620 с.
- Распопова М.Г.* Новые данные о складчатоблоковой тектонике Украинского щита (на основе изучения петроплотностной характеристики пород докембрия) // ДАН СССР, 1972. Т. 203, № 2. С. 430–433.
- Расчленение и корреляция дорифейских образований фундамента Восточно-Европейской платформы по петрофизическим данным // Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1976. Т. 1. С. 156–169.
- Рингвуд А.Е.* Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
- Ронов А.Б.* Осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1980. 79 с.
- Ронов А.Б., Балашов Ю.А., Гирин Ю.П.* и др. Закономерности распределения редкоземельных элементов в осадочной оболочке и в земной коре // Геохимия. 1972. № 12. С. 1483–1514.
- Ронов А.Б., Лобач-Жученко С.Б., Мигдисов А.А.* Региональный метаморфизм и проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977. С. 84–108.
- Ронов А.Б., Ярошевский А.А.* Новая модель химического строения земной коры // Геохимия. 1976. № 12. С. 1763–1795.
- Руженцев С.В.* Краевые офиолитовые аллохтоны (тектоническая природа и структурное положение). М.: Наука, 1976. 213 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 283).
- Салоп Л.И.* Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1971. Т. 46, № 4, С. 5–30.
- Салоп Л.И.* Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л.: Недра, 1973. 310 с.
- Салоп Л.И.* Гнейсо-гранитовый комплекс – фундамент карелид Приладожья и свекофеннид на юге Финляндии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1979. Т. 54, С. 3–17.
- Саттон Дж.* Тектонические соотношения в архее // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 108–114.
- Свириденко Л.П.* Гранитообразование и проблемы формирования докембрийской земной коры (на примере Карелии). Л.: Наука, 1980. 216 с.
- Семихатов М.А.* Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 302 с.
- Семихатов М.А.* Новая статиграфическая шкала докембрия СССР: анализ и уроки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 11. С. 5–22.
- Серова А.Д., Козлова Е.Ф., Неволлин Н.В.* Гравиметрия // Изучение геологического строе-

- ния Восточно-Европейской платформы геофизическими методами. М.: Недра, 1971. С. 3–17.
- Симон А.К., Зеленщиков Г.В., Лебедев Г.И.* и др. Основные черты строения и формационное расчленение докембрийского фундамента юго-востока Русской плиты // Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1976. Т. 1. С. 91–106.
- Симоненко Т.Н.* Карта магнитных аномалий СССР и ее геологическая интерпретация // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1963. Т. 40, вып. 3. С. 134–135.
- Симоненко Т.Н., Толстихина М.М.* Блоковое строение складчатого фундамента Европейской части СССР // Геотектоника, 1968. № 4. С. 37–53.
- Ситдииков Б.С.* Петрография и строение кристаллического фундамента Татарской АССР. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1968. 435 с.
- Ситдииков Б.С., Низамутдинов А.Г., Полянин В.А.* Петрология и геохимия пород кристаллического фундамента востока Русской платформы. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1980. 167 с.
- Ситдииков Б.С., Филипповский В.И.* Биотиты кристаллических пород дорифейского фундамента Татарского свода // ДАН СССР. 1973. Т. 209, № 6. С. 1409–1412.
- Соболев Э.В.* Гетерогенность протопланетного вещества по изотопным данным // Геохимия. 1981. № 12. С. 1802–1815.
- Соколов В.А., Хейсканен К.И.* Этапы формирования химических кор выветривания в докембрии // 27-я сес. МГК: Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 5. С. 35–43.
- Соллогуб В.Б.* Структура земной коры Украины // Геофиз. сб. Киев, 1970. Вып. 38. С. 22–35.
- Сорвачев К.К.* Пластические деформации в гранито-гнейсовых структурах. М.: Наука, 1978. 124 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 319).
- Справочник физических констант горных пород. М.: Мир, 1969. 543 с.
- Сравнительная тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ // Проблемы тектоники раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. С. 37–44.
- Сравнительная характеристика фундамента Русской и Сибирской платформ // Тектоника Сибири. Новосибирск: Наука, 1981. Т. 10. С. 5–11.
- Сравнительный анализ тектоники фундамента древних платформ СССР // Проблемы тектоники раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. С. 21–37.
- Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Сергеев А.С.* и др. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). Л.: Наука, 1970. 228 с.
- Судовиков Н.Г., Другова Г.М., Крылова М.Д., Михайлов Д.А.* Особенности тектонического строения архейских образований Алданского горно-промышленного района // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 11. С. 95–100.
- Тектоника Европы и смежных областей: Древние платформы, байкалды, каледониды. М.: Наука, 1978. 422 с.
- Тектоника Северной Евразии: (Объясн. зап. к тектон. карте Северной Евразии масштаба 1:5 000 000). М.: Наука, 1980. 223 с.
- Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1978. 210 с.
- Тектоническая карта Европы и смежных областей (масштаб 1:10 000 000). М., 1979.
- Тектоническая карта Северной Евразии / Под ред. А.В. Пейве, А.Л. Яншина. М., 1979.
- Термо- и барометрия метаморфических пород. Л.: Наука, 1977. 207 с.
- Тимергазин К.Р.* О значении находки галек джеспилита в Западной Башкирии // ДАН СССР, 1953. Т. 91, № 4. С. 931–933.
- Трактман В.Н., Золоев М.Г., Кисляков Ю.П., Николаев И.П.* Геологическое строение и особенности петрографического состава фундамента по данным Туймазинской опорной скважины № 2000 // ДАН СССР. 1966. Т. 171, № 2. С. 431–434.
- Тугаринов А.И., Бибикова Е.В.* Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М.: Наука, 1980. 132 с.
- Тугаринов А.И., Бибикова Е.В., Краснобаев А.А., Макаров В.А.* Геохронология Уральского докембрия // Геохимия. 1970. № 4. С. 3–15.
- Тугаринов А.И., Войткевич Г.В.* Докембрийская геохронология материков. М.: Недра, 1966. 387 с.
- Фации регионального метаморфизма Кольского полуострова. Л.: Наука, 1977. 88 с.
- Федоровский В.С.* Нижний протерозой Байкальской горной области и проблемы формирования континентальной земной коры в раннем докембрии. М.: Наука, 1985. 200 с.
- Ферштатер Г.Б., Бушляков И.Н., Драпко Т.Г.* Петрология тарагашских гранулитов // Тр. Ильмен. гос. заповедника УНЦ АН СССР. 1978. № 18. С. 46–68.
- Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика): Справ. геофизика / Под ред. Н.Б. Дортмана. М.: Недра, 1976. 527 с.
- Филипповский В.И., Ситдииков Б.С.* Гранаты и гранатовые породы кристаллического фундамента Татарии и условия их образования // ДАН СССР. 1973. Т. 209, № 5. С. 1189–1192.
- Флоренский В.П.* Протерозойские сланцы и железистые кварциты востока Русской платформы // Там же. 1955. Т. 105, № 5. С. 1123–1126.
- Флоренский В.П., Лапинская Т.А., Князев В.С.* Основные магматические породы южной части Татарской АССР // Там же. 1952. Т. 84, № 6. С. 1231–1234.
- Флоренский В.П., Лапинская Т.А., Князев В.С.* Докембрийские породы габбро-норитового

- состава некоторых районов восточной части Русской платформы // *Тр. МИНХ и ГП.* 1959. Вып. 25. С. 3–36.
- Флюидный режим метаморфизма.** Новосибирск: Наука, 1980. 192 с.
- Фотиади Э.Э.** Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. М.: Гостоптехиздат, 1958. 244 с.
- Хаин В.Е.** Возрожденные (эпиплатформенные) орогенические пояса и их тектоническая природа // *Сов. геология.* 1965. № 7. С. 3–17.
- Хаин В.Е.** Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 512 с.
- Хаин В.Е.** Региональная геотектоника. Внеазиатская Европа и Западная Азия. М.: Недра, 1977а. 359 с.
- Хаин В.Е.** Особенности тектонического развития земной коры в раннем докембрии – действительные и мнимые // *Проблемы геологии раннего докембрия.* Л.: Наука, 1977б. С. 5–12.
- Холм А.И., Серкеров А.С., Судариков Ю.А., Шрайбман В.И.** Использование геолого-геофизических данных для изучения региональной тектоники нефтегазоносных областей. М.: Недра, 1976. 167 с.
- Чарыгин А.М.** Геолого-петрографическая характеристика пород докембрийского фундамента Туймазинско-Александровского района // *Тр. МИНХ и ГП.* 1960. Вып. 27. С. 216–225.
- Черкасов Р.Ф.** Модели стиля архейской тектоники и их количественная проверка // *Проблемы тектоники раннего докембрия.* Л.: Наука, 1980. С. 102–105.
- Чернышев Н.М.** Сульфидные медно-никелевые месторождения юго-востока Воронежского кристаллического массива. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1971. 312 с.
- Шарков Е.В.** Петрология расщепленных интрузий. Л.: Наука, 1980. 184 с.
- Шатский Н.С.** О тектонике Восточно-Европейской платформы // *Бюл. МОИП. Отд. геол.* 1937. Т. 15, № 1. С. 4–27.
- Шатский Н.С.** К вопросу о возрасте складчатого основания Русской платформы // *Сов. геология.* 1940. № 10. С. 3–11.
- Шатский Н.С.** Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1946. № 1. С. 5–62.
- Шатский Н.С.** О структурных связях платформ со складчатými геосинклинальными областями // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1947. № 5. С. 37–56.
- Шатский Н.С.** О прогибах донецкого типа // *Избр. тр. М.: Наука,* 1964. Т. 2. С. 544–553.
- Шейнманн Ю.М.** Развитие земной коры и дифференциация вещества Земли // *Геотектоника.* 1970. № 4. С. 5–32.
- Шеклтон Р.М.** Выступы архейской коры разной глубинности в Индии и Африке // *Ранняя история Земли.* М.: Мир. 1980. С. 323–328.
- Шемлякин В.М.** Чарнокитоиды раннего докембрия. Л.: Наука, 1976. 179 с.
- Шишов В.В.** Новые данные о геологическом строении песчанико-сланцевой толщи воровцовской серии // *Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы.* М.: Недра, 1976. Т. 2. 230–233.
- Шрайбман В.И.** Отражение основных структурных элементов нефтегазоносных областей в геофизических полях и их выделение по данным этих полей // *Использование геолого-геофизических данных для изучения региональной тектоники.* М.: Недра, 1976. С. 23–104.
- Шрайбман В.И., Богданова С.В., Князев В.С., Титкова Н.Г.** Соотношение петрографического состава фундамента с геофизическими аномалиями и прогнозирование его на ЭВМ // *Строение фундамента молодых платформ.* М.: Наука, 1972. С. 10–19.
- Штрэйс Н.А., Богданова С.В., Гафаров Р.А.** и др. Тектоника фундамента Восточно-Европейской платформы // *Тектоника : МГК.* 26-я сес.: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1980а. С. 14–19.
- Штрэйс Н.А., Марков М.С., Моссаковский А.А.** Тектоника складчатых сооружений // *Тектоника в исследованиях геологического института АН СССР.* М.: Наука, 1980б. С. 29–94.
- Штрэйс Н.А., Новикова А.С., Савельев А.А.** и др. О покровной структуре Балтийского щита // *Тр. ГИН АН СССР.* 1978. Вып. 321. С. 11–30.
- Шульдинер В.И.** Биотит-гранатовый геотермометр в области высоких температур // *ДАН СССР.* 1976. Т. 229, № 3. С. 714–716.
- Шуркин К.А.** Раннедокембрийский магматизм как индикатор тектонического режима и вещественного состава палеолитосферы // *Проблемы тектоники раннего докембрия.* Л.: Наука, 1980. С. 106–116.
- Шуркин К.А., Горлов Н.В., Салье М.Е.** Беломорский комплекс северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 305 с.
- Шуркин К.А., Доброхотов М.Н., Загородный В.Г.** и др. Ранний докембрий Восточно-Европейской платформы (стратиграфия, корреляция) // *Стратиграфия архея и нижнего протерозоя СССР.* Л.: Наука, 1979. С. 5–23.
- Шуркин К.А., Митрофанов Ф.П.** Раннедокембрийский магматизм в связи с развитием земной коры // *Проблемы докембрийского магматизма.* Л.: Наука, 1974. С. 8–16.
- Щербак Н.П., Бартицкий Е.Н., Елисеев Г.Д.** и др. Геохронология докембрия Украинского щита // *Геология докембрия.* М.: Недра, 1970. С. 36–52.
- Щербак Н.П., Быбикова Е.В.** Стратиграфия и геохронология раннего докембрия СССР // 27-я сес. МГК: Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 5. С. 3–14.
- Щербак Н.П., Данилович Л.Г., Жуков Г.В.** и др. Изотопное датирование палеовулканитов

- конско-верховцевской серии Среднего Приднепровья // Изотопная геохронология докембрия. Уфа, 1979. С. 146–147.
- Шербаков И.Б.** Петрография докембрийских пород центральной части Украинского щита. Киев: Наук. думка. 1975. 279 с.
- Эз В.В.** Тектоника глубинных зон континентальной земной коры. М.: Наука, 1976. 167 с.
- Эскола П.** Докембрий Финляндии // Докембрий Скандинавии. М.: Мир, 1967. С. 154–261.
- Юров Ю.Г.** Результаты глубинных сейсмических исследований по профилю Близнецы – Купянск – Воркута // Глубинное строение восточной части Русской платформы. М.: Наука, 1977. С. 88–108.
- Яковлев Б.Г.** Амфиболы и амфиболиты кристаллического фундамента Татарии // ДАН СССР. 1966а. Т. 171. № 5. С. 1171–1174.
- Яковлев Б.Г.** Гранаты из пород фундамента Татарии // ДАН СССР. 1966б. Т. 171, № 4. С. 966–969.
- Яковлев Б.Г.** Региональный метаморфизм фундамента Татарии: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МИНХ и ГП, 1976. 25 с.
- Яниши А.Л., Гарецкий Р.Г., Шлезингер А.Е.** Роль ученых АН СССР в развитии учения о платформах и некоторые современные его аспекты // Геотектоника. 1974. № 3. С. 6–26.
- Ярош А.Я., Деметьева Г.Д., Кассин Г.Г.** Строение поверхностей переходного и базальтового слоев земной коры восточных районов Русской платформы // Тр. Свердл. горн. ин-та. 1968. Вып. 5. С. 5–20.
- Anderson D.L.** Chemical plumes in the mantle // Bull. Geol. Soc. Amer. 1975. Vol. 86, N 11. P. 1593–1600.
- Berthelsen A.** Towards a palinspastic tectonic analysis of the Baltic Shield // Geology of Europe from Precambrian to the Post-Hercynian Sedimentary Basins: Publ. 26 Session of IGC, Colloq. 6, Paris, 1980. P. 5–21.
- Bridgewater D., Collerson K.D.** The major petrological and geochemical characters of the 3600 m.y. Uivak gneisses from Labrador // Contribs Mineral. and Petrol. 1967. N 54, P. 43–59.
- Condie K.C.** Archaean magmatism and crustal thickening // Bull. Geol. Soc. Amer. 1973. Vol. 84, N 9. P. 2981–2991.
- Drury S.A.** REE distributions in a high-grade Archaean gneiss complex in Scotland: implications for the genesis of ancient sialic crust // Precamb. Res. 1978. Vol. 7, N 3. P. 237–257.
- Eskola P.** The problem of mantled gneiss domes // Quart. J. Geol. Soc. London. 1949. Vol. 104. P. 461–476.
- Fripp R.E.P.** The ancient Sand River gneisses, Limpopo Mobile belt, South Africa // Second Intern. Archaean Symp. Perth (W. Australia), 1980. Abstr. Vol. P. 36–37.
- Gaal O., Mikkola A., Söderholm B.** Evolution of the Archaean crust in Finland // Precamb. Res. 1978. Vol. 6, N 2. P. 199–215.
- Goodwin A.M.** The most ancient continental margins // The Geology of Continental Margins. N.Y.: Springer, 1974. P. 767–780.
- Green D.M.** Genesis of Archaean peridotitic magmas and constraints on Archaean geothermal gradients and tectonics // Geology. 1975. Vol. 3. P. 15–18.
- Halls H.C.** The structural relationships between Archaean granite-greenstone terrains and late Archaean mafic dykes // Canad. J. Earth Sci. 1978. Vol. 15, N 10. P. 1665–1668.
- Hunter D.R.** The ancient gneiss complex in Swaziland // Trans. Geol. Soc. S. Afr. 1970. Vol. 73. P. 107–150.
- Hunter D.R.** Crustal development in the Kaapvaal craton. The Archaean // Precamb. Res. 1974. Vol. 1, N 4. P. 259–294.
- Hunter D.R., Barker F., Millard H.T. (jun.).** The geochemical nature of the Archaean ancient gneiss complex and granodiorite suite, Swaziland: a preliminary study // Ibid. 1978. Vol. 7, N 2. P. 105–127.
- Jakes P., White A.I.R.** Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic area // Bull. Geol. Soc. Amer. 1972. Vol. 83. P. 29–40.
- Kröner A.** Precambrian mobile belts of Southern and Eastern Africa – ancient sutures of sites or ensialic mobility? A case for crustal evolution towards plate tectonics // Tectonophysics. 1977. Vol. 40. P. 101–134.
- Mason R.** The Limpopo mobile belt, Southern Africa // Philos. Trans. Roy. Soc. London A. 1973. Vol. 273, N 1235. P. 463–485.
- McGregor V.R.** Archaean grey gneisses and the origin of the continental crust: evidence from the Goodthaab region, West Greenland // Trondhjemites, dacites and related rocks / Ed. F. Barker. Amsterdam; Oxford; N.Y.: Elsevier, 1979. P. 169–204.
- McGregor V.R., Mason B.** Petrogenesis and geochemistry of metabasaltic and metasedimentary enclaves in the Amitsoq gneisses, West Greenland // Amer. Miner. 1977. Vol. 62. P. 887–904.
- McLennan S.M., Taylor S.R.** Archaean sedimentary rocks and their relation to the composition of the Archaean Continental crust // Archaean Geochemistry / Ed. A. Kröner, G.N. Hanson, A.M. Goodwin. Berlin etc.: Springer, 1984. P. 47–72.
- Moorbath S.** Ages of isotopes and evolution of Precambrian continental crust // Chem. Geol. 1977. Vol. 20. N 2. P. 181–187.
- Naqvi S.M., Divakara Rao V., Hari Narain.** The primitive crust: evidence from the Indian shield // Precamb. Res. 1978. Vol. 6. P. 323–345.
- Park R.G.** Archaean Tectonics // Rundschau. 1982. Bd. 71, H. 1. S. 22–37.
- Parras K.** On the Charnockites in the light of a highly metamorphic rock complex in South Western Finland // Bull. Commis. geol. Finl. 1958. N. 181.
- Quensel P.** The Charnockite series of the Varberg district on the south-western coast of Sweden // Arkiv för Mineralogi och Geologi. Dend: Svenska utgvet av vetenskaps Akademiens, 1952. H. 3/4.
- Ramberg H.** Some models illustrating tectonic and other processes in the lithosphere and upper

- mantle//Europe from Crust to Core. L.: Willey, 1977. P. 159-165.
- Suess E.* La face de la terre/Trad. E.de Margeris. P., 1912. Vol. 3, pt I.
- Tarney J. Windley B.F.* Chemistry, thermal gradients and evolution of the lower continental crust//J. Geol. Soc. London. 1977. Vol. 134. P. 153-172.
- Taylor S.R., McLehnan S.M.* Rare-earth element evidence for the chemical composition of the Archaean crust//Second Intern. Archaean Symp. Perth (W. Australia), 1980. Abstr. vol. P. 25-26.
- Trondhjemitic, dacitic and related rocks/Ed. F. Barker. Elsevier, Amsterdam; Oxford; N.Y. 1979. 579 p.
- Viljoen M.J., Viljoen R.P.* The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Onverwacht group and a proposed new class of igneous rocks//Upper Mantle Project. Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr. 1969. Vol. 2. P. 221-244.
- Wegmann E.* Stocwerk tectonic and Modelle von Geslinsdifferenzierung//Geotecton. Symp. Still. 1956. S. 3-19.
- Windley B.F.* The Evolving Continents. Willey, L., 1977. 371 p.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
--------------------	---

Часть первая

ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ ФУНДАМЕНТА РУССКОЙ ПЛИТЫ

Глава первая

История и методы изучения геологического строения фундамента Русской плиты	7
--------------------------------------------------------------------------------------	---

Глава вторая

Строение земной коры и районирование Русской плиты по геофизическим данным	15
Морфологические элементы фундамента Русской плиты. Связи щитов и плиты	15
Расслоенность земной коры Восточно-Европейской платформы	17
Расчленение Восточно-Европейской платформы по аномальному гравитационному полю	19
Расчленение Восточно-Европейской платформы по аномальному магнитному полю	21

Часть вторая

ВОЛГО-УРАЛЬСКИЙ СЕГМЕНТ: СОСТАВ, ТИПЫ СТРУКТУР И ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

Глава первая

Геофизическая структура Волго-Уральского сегмента. Два типа структур земной коры	24
--------------------------------------------------------------------------------------------	----

Глава вторая

Геологическое строение мегаблоков, блоков и линейных зон земной коры Волго-Уральского сегмента	31
Степень геологической изученности структур	32
Общая схема стратиграфического расчленения нижнего докембрия Волго-Уральского сегмента	34
Мегаблоки и блоки земной коры Волго-Уральского сегмента	37
Линейные зоны первого порядка	148

Глава третья

Структурный план фундамента Волго-Уральского сегмента – характерный тип гранулитогнейсовых (орогенных) областей раннего докембрия	166
---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	-----

Глава четвертая

История формирования континентальной земной коры Волго-Уральского сегмента в раннем докембрии	169
Архейский этап 3,8–2,9 млрд лет	170
Архейский этап 2,9–2,6 млрд лет	174

Раннепротерозойский этап 2,6–1,65 млрд лет	177
Эволюция состава и оценки зрелости земной коры Волго-Уральского сегмента в раннем докембрии	181

Часть третья

**ВОЛГО-УРАЛЬСКИЙ СЕГМЕНТ В СТРУКТУРЕ
ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

Глава первая

Сравнительная характеристика фундамента различных структурных элементов платформы	187
------------------------------------------------------------------------------------------	------------

Глава вторая

Некоторые вопросы развития фундамента Восточно-Европейской платформы в раннем докембрии	202
----------------------------------------------------------------------------------------------------------	------------

Заключение	205
-----------------------------	------------

Литература	207
-----------------------------	------------

CONTENTS

Introduction	3
Part first	
THE MAIN PROBLEMS OF THE RUSSIAN PLATFORM BASEMENT GEOLOGY	
Chapter one	
History and methods of geological structure study of the Russian platform basement	7
Chapter two	
The crust structure and subdivision of the Russian platform on the geophysical data	15
Morphological elements of the Russian platform basement. Relations between the shields and the platform	15
The layering of the East-European craton crust	17
The East-European craton separation on the anomalous gravimetric field	19
The East-European craton separation on the anomalous magnetic field	21
Part second	
THE VOLGA-URAL SEGMENT: THE COMPOSITION, THE TYPES OF THE STRUCTURES AND THE HISTORY OF ITS CRUST DEVELOPMENT IN EARLY PRECAMBRIAN	
Chapter one	
The geophysical structure of the Volga-Ural segment. Two types of the crust structures	24
Chapter two	
Geological structure of megablocks, blocks and linear zones of the Volga-Ural segment crust	31
The degree of the geological study of structures	32
The generalscheme of the Lower Precambrian stratigraphy of the Volga-Ural segment	34
Megablocks and blocks of the Volga-Ural segment crust	37
Linear zones of the high category	148
Chapter three	
Structural plan of the Volga-Ural region basement – the characteristic type of granulite-gneissic (orogenic) terrains of Early Precambrian	166
Chapter four	
The history of the Volga-Ural segment continental crust development in Early Precambrian	169
Archaean Stage 3.8–2.9 bil. years	170
Archaean Stage 2.9–2.6 bil. years	174

Early Proterozoic Stage 2.6–1.65 bil. years	177
Evolution of the composition of the Volga-Ural segment crust and its maturity evaluations in Early Precambrian	181

Part third

**THE VOLGA-URAL SEGMENT WITHIN
THE EAST-EUROPEAN CRATON STRUCTURE**

Chapter one	
The comparative characterization of the different structural elements of the basement	187
Chapter two	
Some problems of the development of the East-European craton basement in Early Precambrian. . .	202
Conclusion	205
References	207

Светлана Вениаминовна
Богданова

ЗЕМНАЯ КОРА
РУССКОЙ ПЛИТЫ
В РАННЕМ
ДОКЕМБРИИ

(на примере
Волго-Уральского сегмента)

Труды, вып. 408

Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом

Редактор В.И. Макаров
Редактор издательства И.М. Ерофеева
Художник А.Г. Кобрин
Художественный редактор В.Ю. Кученков
Технические редакторы Г.И. Астахова, Н.М. Бурова
Корректор Л.М. Сахарова

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 31179

Подписано к печати 31.10.86. Т – 15175
Формат 70×100 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная
Усл. печ. л. 18,2 + 0,5 вкл. Усл. кр.-отт. 18,9
Уч.-изд. л. 21,9. Тираж 700 экз.
Тип. зак. 834. Цена 3р. 30к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука", 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

3 р. 30 к.